

Л. Н. Розанов



**Динамика
формирования
тектонических
структур
платформенных
областей**

Л. Н. Розанов

Динамика
формирования
тектонических
структур
платформенных
областей

3784



Ленинград "Недра"
Ленинградское отделение 1981

Розанов Л.Н. Динамика формирования тектонических структур платформенных областей. – Л.: Недра, 1981. – 140 с.

В книге рассматриваются вопросы механизма формирования тектонических структур платформенных областей на основе анализа физико-механических условий деформаций пород осадочного чехла. Определяется связь этих деформаций с движениями отдельных блоков и крупных фрагментов подстилающего фундамента по его разломам. С тех же позиций рассматриваются условия миграции углеводородов и формирования их залежей. Высказываются предположения о возможном влиянии динамики новейших тектонических движений на формирование фототона на космоснимках.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся вопросами теоретической тектоники и нефтегазовой геологии.

Табл. 2, ил. 66, список лит. 77 назв.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с поисками нефти и газа и других полезных ископаемых тектоника платформенных областей изучается уже давно и многими исследователями. Большинство известных работ, посвященных этому вопросу, касается описания формы структур и взаимоотношения между ними. Знакомство с такими работами дает отчетливое представление о статическом состоянии земной коры и степени ее деформации в современном структурном и историческом плане.

Однако вопросы механизма тектонических деформаций, так подробно разработанные для складчатых систем, остаются для платформенных областей совершенно неизученными. Особенности напряженного состояния земной коры, характер и условия формирования платформенных структур в большинстве случаев не рассматриваются. Не учитывается также и поведение самих пород осадочного чехла, различающихся по своим физико-механическим свойствам, в меняющейся обстановке динамического напряжения.

Таким образом оказалось, что в геотектонике существует как бы две теории структурообразования: одна – для складчатых систем, другая – для платформ, различающиеся по принципиальным своим основам. Так, если в основу механизма геосинклинального складкообразования положено представление о текучести горных пород и вторичных изменениях их мощности, то при анализе формирования платформенных структур предполагается лишь пассивное изменение гипсометрического положения горизонтов чехла и поверхности фундамента. История таких деформаций для платформенных областей довольно просто трактуется как периодическая смена подъема и опускания того или иного участка, без каких-либо изменений текстуры пород.

Многолетние исследования по тектонике платформенных областей привели нас к убеждению в том, что проблема деформации горных пород, слагающих осадочный чехол платформ, имеет значение не только для складчатых систем геосинклинальных зон, но в какой-то степени касается и платформенных областей. Все дело заключается лишь в изменении интенсивности и масштаба проявления динамики геологических процессов в различных зонах литосферы Земли. Поэтому своевременно поставить вопрос о формах проявления в платформенных областях единого тектонического процесса.

Следует отметить, что решение поставленной задачи имеет не только научное, но в конечном счете и практическое значение. Выяснение не только причин образования деформаций осадочного чехла, но и механизма этих деформаций проливает свет на вопрос о времени их образования, а это в свою очередь способствует разрешению проблемы формирования нефтегазовых месторождений. В значительной степени это касается времени формирования залежей, а следовательно, влияет на направление поисков нефти и газа.

В соответствии с таким пониманием роли тектонического процесса в формировании и размещении месторождений нефти и газа находится последовательность изложения содержания настоящей книги. В ней после краткого обзора истории представлений о генезисе платформенных структур дается прежде всего теоретическое обоснование физических условий деформаций осадочного чехла по данным механики горных пород. На основе этих принципов рассматриваются условия и механизм формирования платформенных структур разного масштаба и различных структурных этажей. Доказывается, что формирование многих структур обязано динамическому перераспределению мощности наиболее пластичных пород в результате давления, оказываемого глыбами и блоками фундамента, перемещающимися по его разломам. При этом особое значение придается обстановке сжатия или растяжения земной коры, которая контролирует условия проницаемости осадочного чехла.

С этих позиций в связи с процессом динамических преобразований в земной коре рассматриваются механизм формирования нефтегазовых месторождений и природа фототона на космоснимках. Последний раздел включен в книгу не только из-за его актуальности, но также и потому, что условия формирования плотности фототона на платформах имеют много общего с обстановкой формирования месторождений нефти и газа.

В целом в этой книге большое значение придается физико-механическим факторам формирования платформенных структур, которые до сих пор изучены очень слабо. Настоящая работа ставит своей задачей как-то заполнить этот пробел в изучении тектоники и, используя имеющиеся данные по механике горных пород, увязать их с геологическими явлениями и попытаться осветить некоторые неясные стороны тектонических движений, в частности вопросы механизма формирования структур платформенного типа.

Уделяя большое внимание вертикальным подвижкам блоков фундамента, автор тем не менее не отрицает существования, а в ряде случаев ведущего значения горизонтальных движений и рассматривает те и другие как составные части единого процесса тектонических деформаций.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ФОРМИРОВАНИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Изучение тектоники платформенных областей Советского Союза проводится уже много десятков лет. Наиболее давнюю историю имеет изучение Русской плиты, которое проводилось с середины прошлого века. К этому времени относятся первые высказывания о причинах деформации слоев осадочного чехла.

Один из первых исследователей – Р. Людвиг [Ludwig R., 1862 г.] – еще в 1860 г. выделил на востоке Русской плиты зоны приподнятого залегания северо-западного, почти меридионального простирания, образование которых он связывал с проявлением складчатости уральского направления.

Позднее Н.И. Головкинский [1868 г.] указал на наличие для пермских слоев ряда прямолинейных параллельных складок восток-северо-восточного простирания, т.е. перпендикулярных к тому направлению, которое предполагал Р. Людвиг. Причину образования этих складок он видел в боковом давлении вследствие увеличения объема осадочных пород в результате гидратации гипсов и других причин. В более поздних исследованиях Н.И. Головкинский пришел к выводу о том, что дислокации Русской платформы связаны с влиянием складчатых процессов, происходящих на Урале, и проявляются на платформе в ослабленном виде.

В 1887 г. была опубликована работа А.П. Павлова [1887 г.] с детальным описанием Жигулевской дислокации на Самарской луке, которую он определил как сброс широтного простирания. Эта работа во многом определила последующий интерес к изучению линейных приразломных дислокаций в платформенных областях.

Другие исследователи конца XIX в., как, например, П.И. Кротов [1892 г.], выявивший на Русской платформе ряд структурных валов, предполагали существование не одной (как считал Н.И. Головкинский), а двух взаимно перпендикулярных систем дислокаций север-северо-западного и восток-северо-восточного простирания, считая их соответствующими двум направлениям складчатости – уральской и кавказской. Следует отметить, что представление о двух пересекающихся направлениях складчатости получило в дальнейшем свое развитие при изучении Русской и Сибирской платформ.

А.П. Карпинский [1894 г.] видел причину всех тектонических движений в сокращении объема Земли, связанного с ее охлаждением. Он предполагал, что гранито-гнейсовый фундамент разбит расколами на блоки, и связал образование структур осадочного чехла с вертикальными колебательными движениями этих блоков. Эта работа – первая попытка рассматривать тектонические движения на платформе как самостоятельные.

В начале XX в. исследования касались в основном описания структурных форм и не внесли существенно нового в познание их генезиса. Значительно большее внимание этому вопросу было оказано после Великой Октябрьской социалистической революции. В этот период была опубликована новая работа А.П. Карпинского [1919] по тектонике европейской части России. В ней, в отличие от ранних своих работ, А.П. Карпинский, так же как и многие другие исследователи того времени, ставил движения на платформе в зависимость от орогенетических складкообразующих движений геосинклинальных областей, которые передавались на платформу, где под их влиянием создавались пологие и широкие складки. Он считал, что в пределах рассматриваемой территории происходили последовательные колебания земной

коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными, т. е. в направлениях, параллельных краям – Кавказскому и Уральскому. Все известные дислокации платформы – пологие складки, сдвиги и пр. – А.П. Карпинский ставил в зависимость от указанных колебаний, особенно в связи со сменой меридионального и широтного понижений. По мнению А.П. Карпинского, важнейшими элементами платформы, возникшими под влиянием тектонических движений в горных хребтах, окружающих платформу, являются горсты и грабены, обусловленные системой сбросов фундамента.

Следует отметить, что многие современные представления о гетерогенной глыбовой тектонике древних платформ и большой роли разломов в их строении по существу являются дальнейшим развитием взглядов, впервые высказанных А.П. Карпинским.

Наличие весьма пологих структур и почти горизонтальное залегание слоев с падением до $1-2^{\circ}$ на обширных площадях приводило некоторых геологов к заключению об отсутствии самостоятельных тектонических движений на платформе. Так, например, А.Н. Мазарович [1918–1921 гг.] считал, что образование валов и крупных поднятий на платформе связано с облеканием древних выступов – первичных неровностей поверхности кристаллического основания. Он предполагал, что кверху происходит постепенное выполаживание в залегании горизонтов, повторяющих эти неровности в ослабленной форме. Он также предполагал, что плащеобразное залегание мезозойских пород на размытой поверхности эрозионного рельефа каменноугольных пород похоже на ковер на ступенях лестницы.

Эта гипотеза не имела большого успеха, так как с течением времени обнаружили не только усложнение, но и выполаживание структуры с глубиной и изменение ее формы, что несовместимо с ее плащеобразным облеканием. Однако наличие явлений облекания внутри осадочной толщи было подтверждено впоследствии многими исследователями.

Большое значение для познания генезиса платформенных структур имели работы А.Д. Архангельского, в которых он дал стройную схему структуры Русской платформы и обрисовал условия и причины ее формирования. В первоначальных своих работах А.Д. Архангельский [1923 г., 1924 г.] поддерживал точку зрения о том, что платформенные структуры расположены линейно и образовались вследствие влияния уральской и кавказской складчатости. Лишь в последней своей работе [1941 г.] он рассматривал пологие складки чехла – валы и рвы – как отражение дислокаций фундамента. Причиной этих дислокаций А.Д. Архангельский считал процессы, происходящие в недрах самой платформы и притом аналогичные процессам, обуславливающим складчатость в геосинклинальных областях, как проявление складчатости в ослабленной форме.

По мнению А.Д. Архангельского, недостаток пластичности в породах фундамента быстро приводит к образованию в этих складках расколов, сдвигов и в особенности надвигов. Эти дислокации фундамента, передаваясь покрывающим пластичным породам, вызывают в них различные нарушения, которые по форме могут резко отличаться от складок и надвигов подстилающих их гнейсовых масс. Эти высказывания А.Д. Архангельского представляют большую ценность, потому что в них впервые ставится вопрос о влиянии физического состояния пород на формы дислокаций. К сожалению, эти плодотворные идеи не получили дальнейшего развития в трудах его последователей.

Большое значение в развитии геотектоники, и в том числе представлений о формировании платформенных структур, имели идеи М.М. Тетяева, использованные в дальнейшем в трудах многих исследователей. М.М. Тетяев [1934 г.] впервые увязал все проявления тектоники в единый закономерный процесс исторического развития. Образование платформенных структур он объяснял как результат колебательных движений и рассматривал мощность осадочных пород как отображение масштаба прогибания.

В конце 30-х годов в связи с широким разворотом геологоразведочных работ по поискам нефти и газа на востоке Русской платформы усилился интерес геологов

к проблеме формирования структур осадочного чехла, служащих ловушками для углеводородов. В этот период вновь возродилась гипотеза о двух пересекающихся системах складчатости, предложенная еще П.И. Кротовым. Наиболее полно она была разработана в трудах Е.И. Тихвинской [1938 г.]. По ее мнению, основными структурами платформы являются валы и прогибы двух взаимно перпендикулярных направлений, соответствующих двум различным фазам складчатости. Герцинские зоны имеют север-северо-западное простирание, киммерийские – восток-северо-восточное. В узлах пересечения этих тектонических линий предполагались куполовидные поднятия осадочного чехла, причиной возникновения которых Е.И. Тихвинская считала передвижение горстов и грабенов в гнейсовом фундаменте, особенно усиливающихся в революционные этапы жизни земной коры при складчатости в соседних геосинклиналях. Эти идеи получили дальнейшее развитие в трудах многих геологов не только по Русской платформе, но и по другим платформенным областям.

Еще более углубленное изучение теоретических вопросов тектоники производилось в нашей стране после окончания Великой Отечественной войны.

Н.С. Шатский [1946 г.] на материалах Русской и Североамериканской платформ разработал классификацию платформенных структур, разделив их на разные порядки, различающиеся по генезису. Более крупные структуры I порядка образовались, по его мнению, в результате длительных вертикальных движений, а II порядка (плакантиклинали) – обусловлены разломами фундамента.

Развивая идеи, высказанные А.П. Карпинским в его ранней работе и отчасти А.Д. Архангельским в последних его работах, Н.С. Шатский объясняет формирование этих структур вертикальными колебаниями, связанными с движениями по сбросам в кристаллическом основании, в результате которых осадочные слои образуют флексурообразные изгибы. Соответственно с расколами фундамента все поднятия его он группирует в две системы: диагональную и ортогональную. Происхождение валов он ставит в зависимость не от движений на Урале, а от характера движений самой платформы. Им устанавливается общая связь между трещиноватостью фундамента и структурами чехла. Согласно этим представлениям плакантиклинали являются частным случаем в системе трещин платформы, отличаясь от них лишь своей амплитудой.

Изучая соотношение между мезозойско-кайнозойскими мульдами Центрально-го Казахстана и структурами подстилающего их палеозойского основания, Н.С. Шатский [1938 г.] установил прямую унаследованность в развитии этих мульд от синклинальных палеозойских прогибов. Впоследствии для собственно платформенных областей эта идея наиболее полно была разработана А.Л. Яншиным [1948 г.], который установил закономерное унаследованное развитие платформенных структур от тектонических элементов фундамента в тех случаях, когда между окончанием геосинклинального и началом платформенного этапов перерыв во времени небольшой. В более поздней работе А.Л. Яншин [1965] уточнил, что длительность этого интервала времени не более 150–200 млн. лет.

В соответствии с этими положениями А.Л. Яншин считает, что одной из особенностей молодых платформ является в той или иной мере унаследованность плана структур чехла от структуры складчатого основания. В отличие от них тектонические структуры осадочного чехла древних платформ в большинстве случаев не связаны со структурами фундамента ни в направлении своего простирания, ни по знаку движений и являются по отношению к ним наложенными.

Н.Ю. Успенская [1946 г.] предложила генетическую классификацию локальных платформенных структур, основанную на материалах Североамериканской платформы и на данных американских геологов, примененную в дальнейшем ею к структурам Волго-Уральской провинции. Считая, что возникновение локальных платформенных поднятий обусловлено многофазовыми вертикальными колебательными движениями восходящего характера, проявлявшимися вдоль плоскостей слабого сопротивления кристаллического фундамента платформы, Н.Ю. Успенская выделяет типы структур, различающиеся по условиям образования. Среди них выделяют возрожденные структуры, характеризующиеся длительностью образования в ре-

зультате неоднократного возобновления восходящих движений; погребенные структуры облекания над выступами древнего фундамента или над рифами и песчаными линзами вследствие приспособления вышележащих осадков к неровностям ложа и уплотнения осадков под склонами рельефа; поверхностные структуры, не повторяющиеся на глубине, к которым относятся эпигенетические структуры Нетектонического происхождения, а также структуры, выколаживающиеся с глубиной.

Одной из главных причин несоответствия локальных поднятий Н.Ю. Успенская считает различную направленность вертикальных движений блоков фундамента, проявившихся в отдельные периоды времени, а также наличие сбросов на глубине в осадочной толще. В более поздней работе Н.Ю. Успенская [1965 г.] отмечала большое значение продольных и поперечных разломов фундамента, разбивающих его на блоки, в формировании структурного плана чехлы эпигерцинской платформы Предкавказья. Она предполагала, что продольная зональность унаследована от тектоники палеозойского складчатого основания, а поперечная является более молодой и наложенной на этот план.

Среди работ по генезису платформенных структур особое место занимает работа В.Г. Магницкого [1946 г.], гипотеза которого поддерживается в той или иной форме небольшим числом геологов. Согласно этой гипотезе образование платформенных структур объясняется избытком поверхности слоев осадочной толщи, возникающим при прогибании или подъеме синеклизы во время прохождения ее через хорду сферической поверхности земного шара. При таком механизме движений необходимо допустить передачу напряжений в горизонтальном направлении на очень большие расстояния и предполагать скольжение отдельных слоев осадочной толщи относительно друг друга подобно листочкам сгибаемой книги, что представляется маловероятным.

Большое внимание генезису платформенных структур уделяется в трудах В.В. Белоусова, который в значительной степени следует идеям М.М. Тетяева. Образование платформенных структур, которые В.В. Белоусов [1958] называет идиоморфными (т.е. прерывистыми) складками, последний рассматривает как процесс, одновременный с накоплением осадков и происходящий под влиянием вертикальных сил, которые вызывают поднятие каждой складки в отдельности. Поднятие этих складок в отличие от геосинклинальных развивается как длительный процесс, наложенный на более общее опускание всей местности. Соотношение между локальным поднятием складки и прогибанием всей территории с течением времени меняется в ту и другую сторону. В результате этого изменение фаций и мощностей на своде для разных горизонтов выражено с разной интенсивностью и некоторые горизонты выпадают из разреза, когда быстрота поднятия складки превышает быстроту опускания всего участка.

Как полагает В.В. Белоусов, поднятие идиоморфных складок обычно начинается спустя некоторое время после того, как началось общее прогибание данной территории. С другой стороны, продолжительность поднятия складки лимитируется временем общего прогибания. В целом образование идиоморфных складок В.В. Белоусов рассматривает как процесс, аналогичный развитию центральных геосинклиналей внутри настоящих геосинклиналей. Различие между ними он видит только в масштабе явления. Эта идея возникновения поднятий в центральных частях субгеосинклинальных зон получила дальнейшее развитие в трудах последующих исследователей, выделивших на платформах тип инверсионных локальных структур [Розанов Л.Н., 1957 г.].

Развитие крупных платформенных структур Волго-Уральской области, по мнению В.В. Белоусова [1958], осуществляется в длительный период времени как результат суммирования вертикальных движений земной коры, происходивших в палеозое, в мезозое и кайнозое, а формирование приуроченных к ним более мелких куполовидных структур — лишь с артинского века, когда погружение субгеосинклиналей становится значительным.

В начале 50-х годов появились работы А.А. Бакирова и М.Ф. Мирчинка, представляющие собой дальнейшее развитие идей А.П. Карпинского и некоторых других

ученых. Наиболее полно их взгляды были изложены в совместной статье [Бакиров А.А., Мирчинк М.Ф., 1951 г.]. В основу своих взглядов эти авторы положили идею А.П. Карпинского о том, что ведущая роль в развитии платформенных областей принадлежит волнообразно-колебательным движениям земной коры, связанным с геотектоническим развитием геосинклиналей.

Согласно представлениям А.А. Бакирова и М.Ф. Мирчинка, в истории развития всех зон Земли происходит чередование эволюционных и революционных периодов. Эволюционные периоды характеризуются медленным и длительным развитием волнообразно-колебательных движений, охватывающих как платформенные, так и геосинклинальные области, но проявляющихся в этих областях с разной интенсивностью и амплитудой. Революционные эпохи характеризуются в платформенных областях усилением формирования структур и перерывами в осадконакоплении. В каждый новый цикл тектогенеза (каледонский, герцинский, альпийский) происходили весьма существенные изменения в формировании основных тектонических элементов. Эти периодические перестройки структурного плана объясняются как результат циклического развития волнообразно-колебательных движений, непрерывно-прерывистый характер которых отображается в стратиграфических несогласиях. С этих позиций современный структурный план платформ следует рассматривать как результат неодинократных преобразований, обусловленных изменением геотектонического режима.

Положение о роли волнообразных колебательных движений в дальнейшем было теоретически разработано В.Е. Хаиным [1958], который уточнил, что земная кора имеет не складчатую и не глыбовую, а складчато-глыбовую или точнее – глыбово-волновую природу. На разных глубинных уровнях отчетливо проступают то волновые (складчатые), то глыбовые черты; во временном отношении для отдельных участков также наблюдается преобладание то волновых, то разрывных деформаций.

Согласно представлениям В.Е. Хаина земная кора разделена на глыбы, которые непрерывно участвуют в вертикальных перемещениях волнового типа. Подобную картину медленного распространения волн поднятий и опусканий, исходящих из смежных геосинклиналей, он видит на примере Русской платформы и Уральской геосинклинали в палеозое. Однако объективности ради следует заметить, что аналогичные условия не могут быть обнаружены, например, для Западно-Сибирской плиты.

Одновременно с этими общими исследованиями в 50-е годы проводились и более детальные работы, внесшие много нового в изучение условий образования платформенных структур. Были подняты некоторые новые вопросы. Так, например, В.Д. Наливкин [Волго-Уральская нефтеносная область . . . , 1956 г.] высказал предположение о том, что структуры I порядка (т.е. крупные своды и впадины) образовались в результате вертикальных движений, возникающих в подкоровом веществе, и представляют собой пластические деформации земной коры, которые при изменении места проявления или знака движения могут свободно менять свою форму и местоположение. Структуры II порядка, по его мнению, связаны со строением земной коры и наличием в ней ослабленных зон, они образуются или в результате местного разгряжения вертикальных движений, создающих структуры I порядка, или же вследствие каких-то других напряжений, при которых возникают разрывы. Структуры III порядка (т.е. локальные), описанные в этой же книге Л.Н. Розановым и рассмотренные более детально в другой его работе [Розанов Л.Н., 1957 г.], классифицируются по условиям их формирования.

Исходя из принципа ведущей роли вертикальных колебательных движений, в этих работах предполагается, что наиболее интенсивное формирование таких структур происходило в начальные этапы циклов седиментации. В зависимости от режима колебательных движений образуются согласные структуры, усиливающиеся или не меняющиеся с глубиной, и инверсионные, возникшие в результате изменения знака движений. Кроме того, выделяются структуры облекания эрозионных останцов и литологических раздувов, и структуры, обусловленные пластическими деформациями, и, наконец, атектонические структуры.

Эта классификация с небольшими изменениями, главным образом в части терминологии, применялась в дальнейшем многими геологами для структур III порядка

нефтегазоносных областей Русской платформы и других платформенных территорий [Тектоника . . . , 1965]. Были предложены и другие классификации, основанные на определении возраста формирования структур разных платформенных областей, но они не внесли ничего существенно нового в познание механизма их формирования. Все они исходят из постулата о развитии длительных колебательных движений блоков фундамента.

В последние десятилетия в связи с широким разворотом поисковых и разведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири много внимания было уделено изучению тектоники этой молодой эпигерцидской плиты, и в том числе особенностям формирования структур осадочного чехла. Наиболее полно этот вопрос изложен в работе [Основные этапы . . . , 1970].

Формирование структур разных порядков этой территории по аналогии с другими ранее изученными плитами определяется как результат непрерывного конседиментационного их роста. Образование положительных структур рассматривается как следствие более замедленного опускания по отношению к прогибам и впадинам. При этом отмечают сопряженность пликативных и дизъюнктивных дислокаций и определенная зависимость разрывов от направленности складкообразующих движений. В целом представление о генезисе структур осадочного чехла Западно-Сибирской плиты мало отличается от тех, которые были высказаны ранее при изучении других областей молодых и древних платформ. Все они в основном сводятся к установлению связи структур чехла с вертикальными движениями блоков фундамента и к признанию той или иной степени унаследованности формирования этих структур от складчатости фундамента, без попытки понять физико-механические условия этого процесса.

Существенным недостатком многих гипотез, связанных с реконструкцией истории тектонических движений, является рассмотрение процесса формирования различных тектонических элементов, особенно локальных платформенных структур, в отрыве от литологического состава пород, слагающих эти структуры. Некоторые положения относительно подъемов и погружений отдельных участков земной поверхности, инверсии колебательных движений и форм их проявления лишены связи с механическими свойствами горных пород и теми физическими изменениями, которые в них происходят при тектонических деформациях. Все это делает многие заключения неубедительными, а разнообразные выводы по тектонике – спорными.

Несколько иной подход к оценке этого явления использовался начиная с 60-х годов автором настоящей книги [Розанов Л.Н., 1961]. На основании многих примеров более сложной тектонической структуры верхних горизонтов по сравнению с нижележащими отложениями (при одинаковой степени их изученности) было высказано предположение о том, что влияние движения блоков кристаллического фундамента на осадочную толщу является более сложным, чем считалось ранее. Вероятно, образование таких дисгармоничных и внутрiformационных структур является результатом необратимой пластической (и отчасти сдвиговой) деформации некоторых видов пород, что делает эти структуры в какой-то степени качественно сходными со складчатыми формами геосинклинальных областей.

Л.Н. Розанов [1961], исходя из положения о возможности отжимания пород осадочной толщи от зон флексур к участкам меньшего давления в результате движения блоков фундамента, разделенных глубинными разломами, подчеркивает большое значение фактора вторичного перераспределения материала пород в образовании платформенных структур. Значение этого вывода заключается в том, что создается иной подход к оценке возраста и истории формирования локальных платформенных структур, которые в ряде случаев могут оказаться более молодыми, чем предполагалось ранее. Эта точка зрения рассматривалась и обсуждалась в последующем в ряде других работ автора. Ее обоснование в развернутом виде дается в следующей главе.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

В настоящее время многими советскими учеными проводятся весьма интересные тектонофизические исследования. В большинстве своем они ставят своей задачей получение формы целых складок на моделях геологических пластов. Однако эти эксперименты не воспроизводят условия, соответствующие глубоким недрам земной коры, и не дают представления о состоянии и поведении горных пород на глубине. Для познания физической сущности тектонических деформаций необходимо изучение свойств пород осадочного чехла в глубинных условиях.

Среди различных физико-механических свойств горных пород наиболее важное значение для познания природы и особенностей тектонических деформаций имеют прочность, пластичность, хрупкость. Эти свойства являются неодинаковыми для различных пород и значительно меняются с изменением геологических условий залегания горных пород. Известно, что большинство пород весьма хрупки в поверхностных условиях при воздействии одностороннего давления. Однако многие из них приобретают большую прочность и становятся пластичными в условиях высокого всестороннего давления и температуры, которые повышаются с погружением на большую глубину.

Наибольший интерес для нас представляют данные изучения физико-механических свойств горных пород в условиях высокого всестороннего давления, отвечающих их состоянию на глубине. Такого рода исследования выполнялись американскими учеными и описаны в ряде их статей и монографий, большая часть которых на русский язык не переведена и малоизвестна широкому кругу читателей. Частично эти данные приведены в работах советских ученых, где они используются в связи с решением вопросов бурения скважин [Байдюк Б.В., 1963]. Некоторые результаты таких исследований были сообщены автору В.П. Бухарцевым. Геологическое их толкование, связанное с тектоническими деформациями горных пород, приводилось в нашей работе [Розанов Л.Н., 1965].

По данным экспериментальных исследований известно, что в обычных условиях на поверхности Земли горные породы под воздействием нагрузки ведут себя как упругие и хрупкие твердые тела. Под воздействием возрастающего всестороннего напряжения все породы последовательно проходят определенные формы деформации. Вначале наиболее рыхлые породы испытывают небольшое сжатие за счет их уплотнения и сокращения пор. Затем все породы испытывают следующие стадии деформации: 1) упругую, 2) пластическую, 3) деформацию разрушения.

Упругая деформация горных пород ограничена очень небольшими пределами. Она представляет собой лишь временное, быстро достигаемое обратимое перераспределение частей породы или изменение их объема. При постоянном напряжении упругая деформация может сохраняться

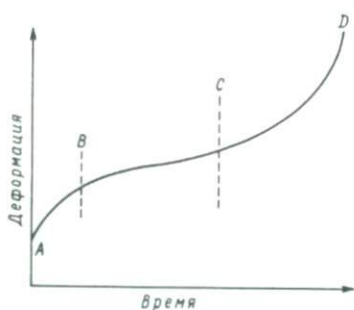


Рис. 1. Идеализованная кривая ползучести для породы под дифференцированным постоянным одноосевым сжимающим напряжением.

сколь угодно долго, но при прекращении нагрузки мгновенно исчезает. Геологическими примерами упругих деформаций могут служить прохождения сейсмических волн при землетрясениях, а также искусственно вызванные колебания при проведении сейсморазведочных работ.

Выше определенного предела напряжения (предела упругости) упругая деформация становится невозможной и породы испытывают необратимую пластическую деформацию, при которой происходит непрерывное перераспределение частиц горной породы без потери сцепления. В реальных геологических условиях,

при которых породы испытывают постоянное давление вышележащих отложений и влияние повышенной температуры, вероятно, большее значение приобретает явление ползучести, т. е. медленной и непрерывной пластической деформации при напряжениях ниже предела упругости.

Дж. Хэндин [Handin J., 1957 г.], ссылаясь на Д. Григгса, выделяет три вида ползучести, возникающие при нагрузке, меньшей предела текучести для данной породы при кратковременных испытаниях. После мгновенной упругой деформации в точке А (рис. 1) выделяется первая (переходящая) ползучесть, скорость которой логарифмически уменьшается к точке В; затем следует вторая (устойчивая или псевдовязкая) ползучесть с постоянной скоростью к точке С; наконец, следует третья ползучесть при возрастающей скорости, ведущая к разрыву.

В целом пластичность определяется как общая процентная деформация пород до разрыва. За пределами пластического состояния наступает стадия потери сцепления, возникновения разрывов и разрушения пород, а ее нижний предел соответствует пределу прочности. Основная прочность пород определяется Д. Григгсом [Griggs D., 1940 г.] как дифференциальное давление, которое породы могут выдержать при данных условиях всестороннего давления и температуры без разрыва или непрерывного деформирования. Разрывы происходят выше предела прочности. Когда вторая стадия деформации — пластичность — отсутствует, породы являются хрупкими. В этом случае при одноосевом сжатии разрушение горных пород совпадает с пределом упругости.

Весьма важным является то обстоятельство, что большинство пород, хрупких при лабораторных испытаниях в условиях одностороннего давления, приобретает пластические или вязкие свойства в геологической обстановке. Сама форма пликативных структур свидетельствует о наличии такой деформации.

Характер поведения горных пород под влиянием различных факторов рассматривается ниже.

Влияние всестороннего давления

Одним из главных факторов напряжения в земной коре является давление вышележащих пород, а также действие тектонических сил. Прочность и пластичность горных пород изменяются в огромной степени с повышением всестороннего давления, которому они подвергаются в земной коре даже на относительно небольших глубинах порядка 1–3 км.

Дж. Хэндином и Р. Хэйгером-младшим [Handin J., Hager R., 1957] был выполнен большой объем экспериментальных работ по изучению поведения горных пород при высоком всестороннем давлении. Эксперименты проводились на сухих образцах и кернах пород*, заключенных в металлическую рубашку, при комнатной температуре (20°C) и при постоянной скорости деформации (1% в 1 мин). Всестороннее давление достигало 2000 кгс/см^2 , затем создавалось дополнительное давление на одной из осей сжатия. В общем все исследованные породы под давлением обнаружили небольшое увеличение упругости и предела текучести и значительное увеличение предела прочности. Для большинства пород "крепчение" оказалось приблизительно линейной функцией в широких пределах деформации.

Таким образом, высокое всестороннее давление увеличивает прочность и пластичность большинства пород, причем степень этих изменений неодинакова для различных пород. Высокое всестороннее давление при испытаниях задерживает возникновение трещин растяжения, и поэтому обычно, за редким исключением, происходил один разрыв. При этом разрушение породы происходило бурно, практически наблюдалась мгновенная потеря сцепления. Такое разрушение может рассматриваться как аналогия с геологическим разрывом в условиях высокого давления в глубинных зонах земной коры, когда напряжение в отличие от поверхностных условий локализуется в одном разрыве.

Результаты многочисленных экспериментов Дж. Хэндина и Р. Хэйгера отражены на серии кривых (рис. 2–13), показывающих характер и размер деформации различных горных пород при изменении всестороннего давления от 0 до 2000 кгс/см^2 . Исследовались чистые разности пород: ангидриты, доломиты, известняки, песчаники, глинистые сланцы, алевроиты и кварцит. Ниже приводим сведения о их поведении.

Песчаники в зависимости от степени уплотнения имеют различные механические свойства. Одни из них – пористые, плохо сцементированные, хрупкие при атмосферном давлении – испытывают умеренную пластическую деформацию до 20% и более при низких и средних давлениях до 3500 кгс/см^2 (рис. 2) и делаются крепкими, как известняки, при более высоком всестороннем давлении. Прочность рыхлого песчаника при всестороннем давлении 2000 кгс/см^2 увеличивается в 30 раз по сравнению с таковой при атмосферном давлении. Другие песчаники – типа кварцитов, сцементированные силикатами, – хрупки при всех применявшихся давлениях, по крайней мере до 5500 кгс/см^2 .

*Использовались цилиндрики, выпиленные из пород перпендикулярно (Т-цилиндрики) и параллельно (Л-цилиндрики) напластованию.

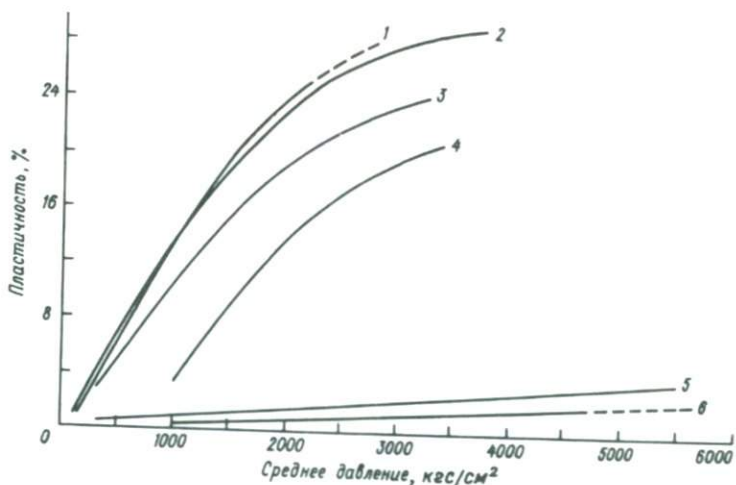


Рис. 2. Пластичность в зависимости от среднего давления для песчаников и кварцита. 1 — песчаник Барис (Т-цилиндрики); 2 — песчаник Бартлсвилл; 3 — песчаник Уикс-Айленд; 4 — песчаник Барис (I-цилиндрики); 5 — песчаник Ойл-Крик; 6 — кварцит Сну.

Предполагается, что пластическая деформация песчаников происходит в форме катакластического течения. В большинстве случаев влияние всестороннего давления на текучесть песчаников невелико. Кривые "напряжение — деформация" (рис. 3 и 4) загнуты вверх.

Отдельные зерна кварца в экспериментах пластически не деформируются. Хотя при геологических наблюдениях, особенно среди метаморфических пород, часто наблюдаются деформированные кристаллы кварца, однако в экспериментах даже при очень высоких давлениях, порядка 25000 кгс/см^2 , кристаллы кварца не обнаруживают течения и остаются хрупкими с прочностью 150000 кгс/см^2 (по Р.У. Бриджману). В них наблюдается только небольшая упругая деформация до точки разрыва.

Алевриты обнаруживают свойства, весьма близкие к свойствам глинистых сланцев. Прочность их, так же как и у песчаников, повышается быстро и увеличивается в несколько десятков раз при всестороннем давлении 2000 кгс/см^2 . Пластичность алевритов также повышается с увеличением всестороннего давления и достигает 20% при 1000 кгс/см^2 (рис. 5). Наблюдаемые в эксперименте изломы при скалывании образцов напоминают имеющуюся в природе трещиноватость песчаных пластов.

Глинистые сланцы обладают физико-механическими свойствами, близкими со свойствами рыхлых песчаников и алевритов. Они слабы и хрупки при атмосферном давлении, но быстро приобретают пластичность при увеличении всестороннего давления до 500 кгс/см^2 . Далее их пластичность повышается очень медленно. При одном и том же давлении разные типы глинистых сланцев деформируются в различной степени: одни из

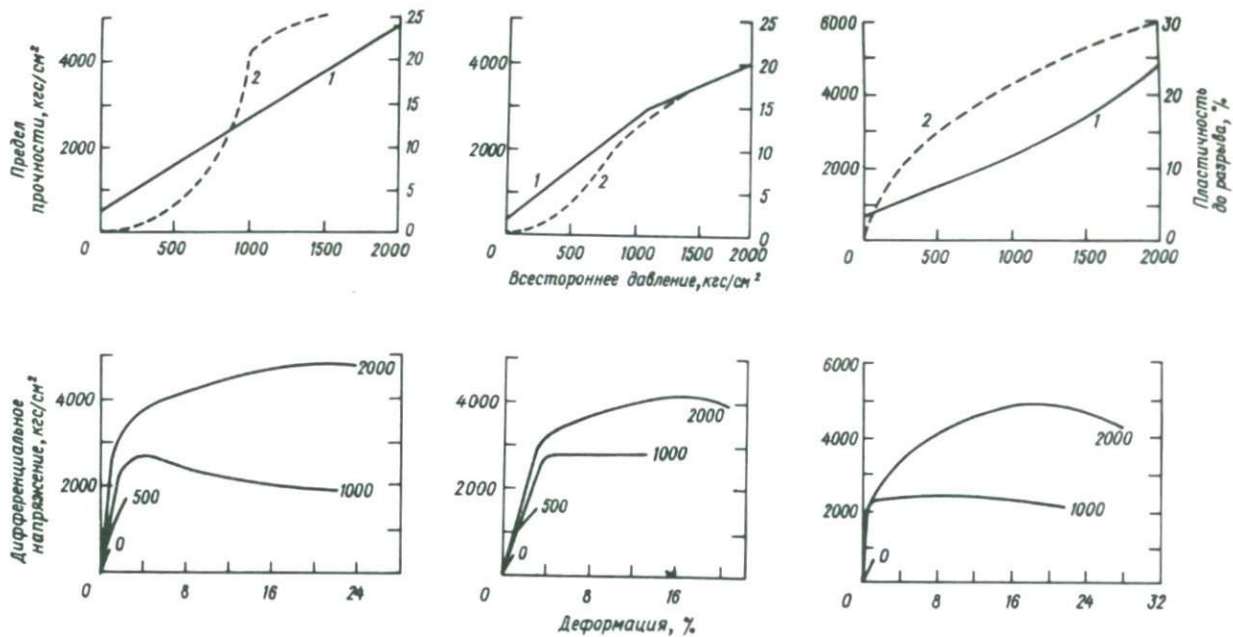
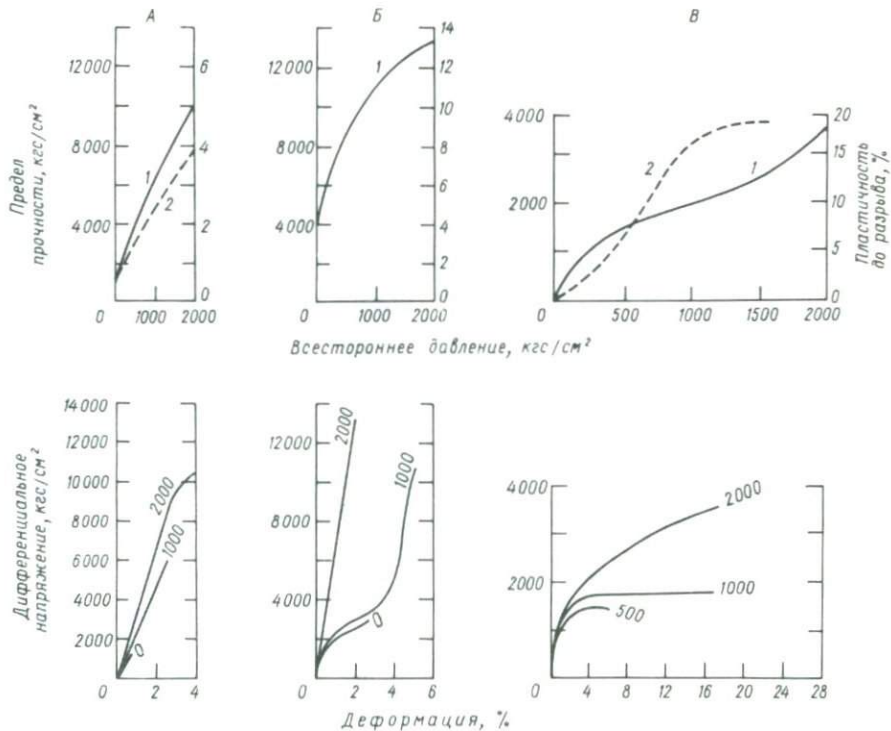


Рис. 3. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных пород в сухом состоянии при комнатной температуре. А, Б – песчаник Барнс (А – Т-цилиндрики, Б – I-цилиндрики); В – песчаник Бартлсвилл. 1 – прочность; 2 – пластичность. Числа на кривых – 500, 1000, 2000 – всестороннее давление, кгс/см².

Рис. 4. Зависимость деформации от напряжения для различных пород в сухом состоянии при комнатной температуре.

А — песчаник Ойл-Крик; Б — кварцит Сну; В — песчаник Уикс-Айленд.
Условные обозначения см. на рис. 3.



3784

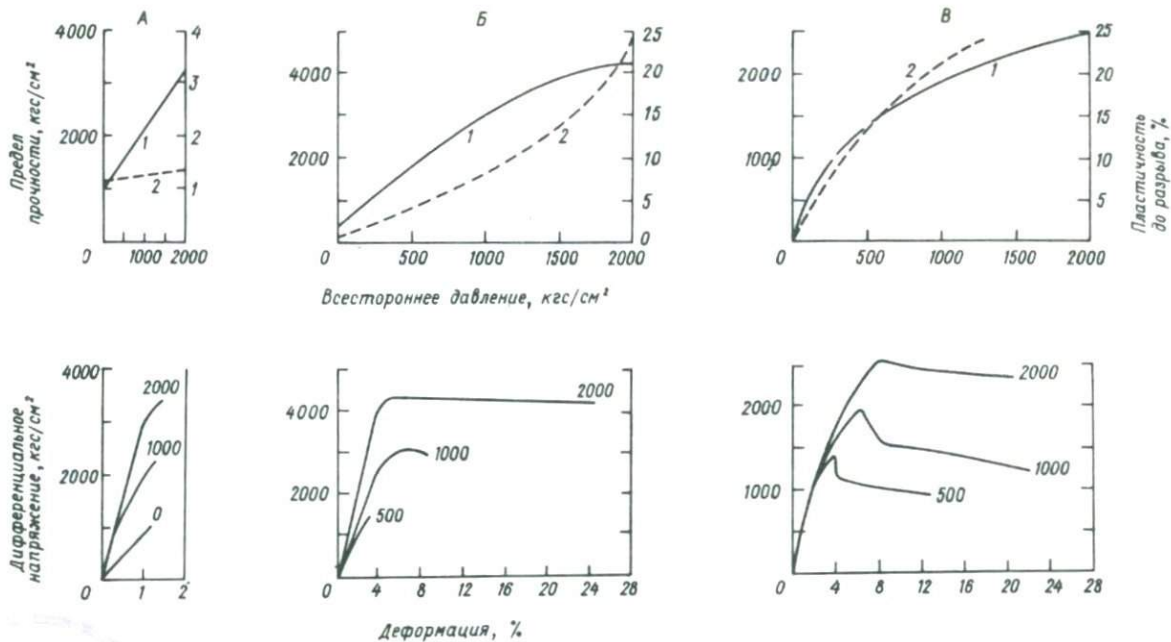


Рис. 5. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных пород в сухом состоянии при комнатной температуре. А – сланец Меттави; Б – глинистый сланец Мадди; В – алевроит Репетто. Условные обозначения см. на рис. 3.

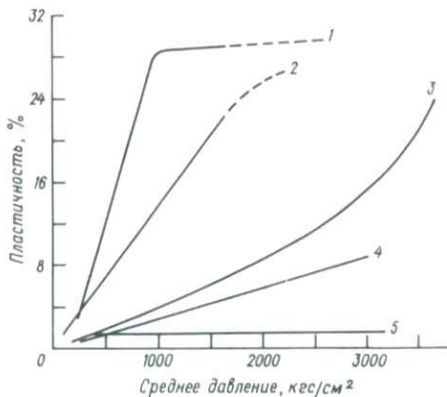


Рис. 6. Пластичность в зависимости от среднего давления для глинистых сланцев и аспидного сланца.
1-4 — глинистые сланцы; 5 — аспидный сланец.

них при давлении около 1000 кгс/см² деформируются до 30 %, другие — лишь на 10 % или даже не обнаруживают пластической деформации до разрыва. Так, плотные аспидные сланцы, так же как и цементированные песчаники, хрупки при всех давлениях (рис. 6). Соответственно с этим и кривые пластичности глинистых сланцев отличаются большим разнообразием (рис. 7). В большинстве случаев кривые "напряжение — деформация" имеют форму, выпуклую вверх. Влияние всестороннего давления на текучесть глинистых сланцев невелико.

По физико-механическим свойствам глинистые сланцы отличаются большой анизотропностью. При атмосферном давлении они наиболее непрочны в направлении, параллельном напластованию. Разрушение их происходит путем скольжения параллельно слоистости или сланцеватости. В экспериментах при давлении в образцах глинистого сланца образовывались поверхности скалывания, наклоненные на 65—90° к оси наименьшего напряжения.

Доломит хрупок при атмосферном давлении и лишь слабо пластичен при самых высоких давлениях. Например, доломит Блэр хрупок даже при всестороннем давлении 25 000 кгс/см² (рис. 8 и 9). При разламывании доломита под давлением образуется поверхность сдвига, наклоненная на 60—70° к оси наименьшего напряжения.

Доломит — крепкая порода, способная при высоких всесторонних давлениях выдерживать большие нагрузки (до 7000 кгс/см²); предел прочности его повышается значительно, сначала быстро, затем медленно. При средних и высоких давлениях, порядка 4000 кгс/см², доломиты способны деформироваться до разрыва лишь на несколько процентов (рис. 10). При этом более крупнозернистые разновидности являются более пластичными. Так, доломит Хасмарк при всестороннем давлении 7500 кгс/см² деформируется на 7—10 %. Пластичность других типов доломита ниже.

Известная по своим физико-механическим свойствам — самая замечательная из всех осадочных пород. Почти все изученные образцы известняков различного возраста, от олигоценового до палеозойского,

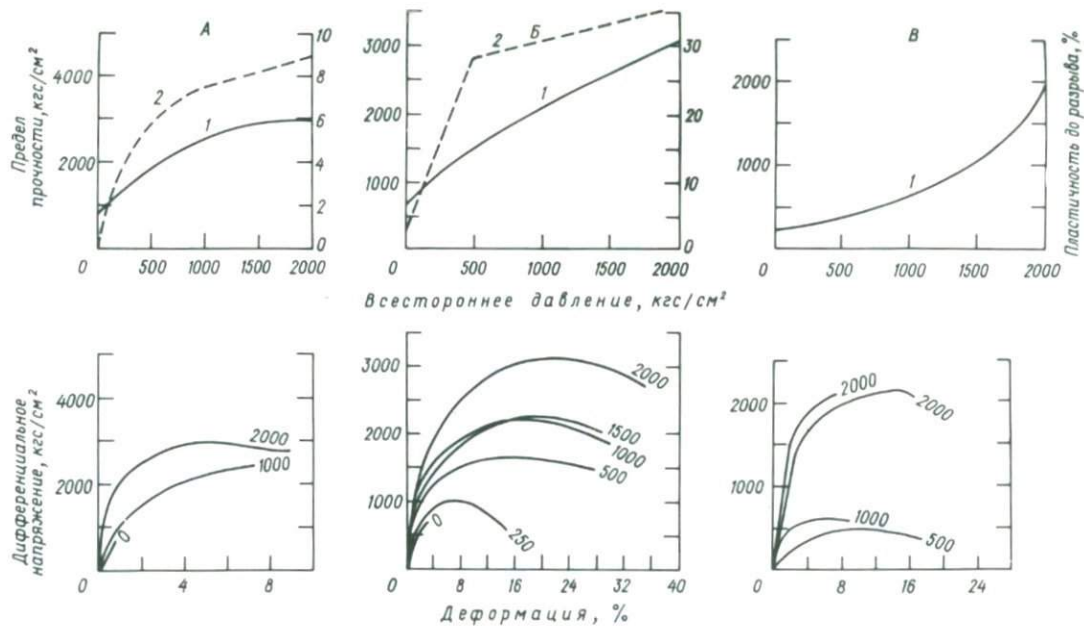


Рис. 7. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных пород в сухом состоянии при комнатной температуре. А – глинистые сланцы "5900-футовый песчаник"; Б, В – глинистые сланцы Грин-Ривер (Б – Т-цилиндрики; В – I-цилиндрики). Условные обозначения см. на рис. 3.

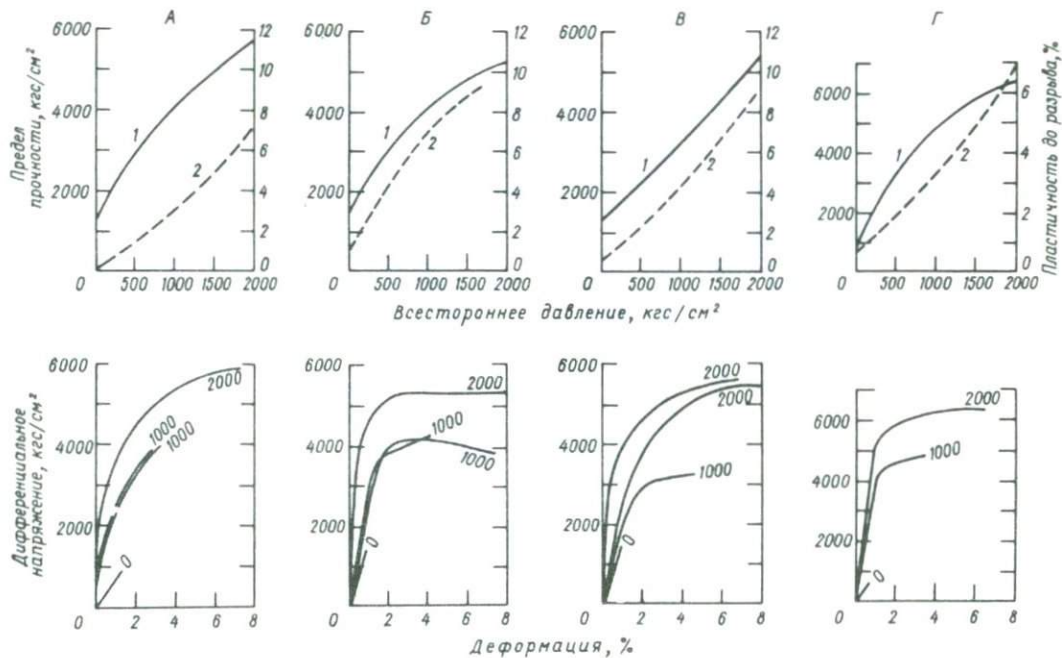


Рис. 8. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных пород в сухом состоянии при комнатной температуре. А – доломит Глорietta; Б, В – доломит Хасмарк (Б – Т-цилиндрики, В – I-цилиндрики); Г – доломит Луниг. Условные обозначения см. на рис. 3.

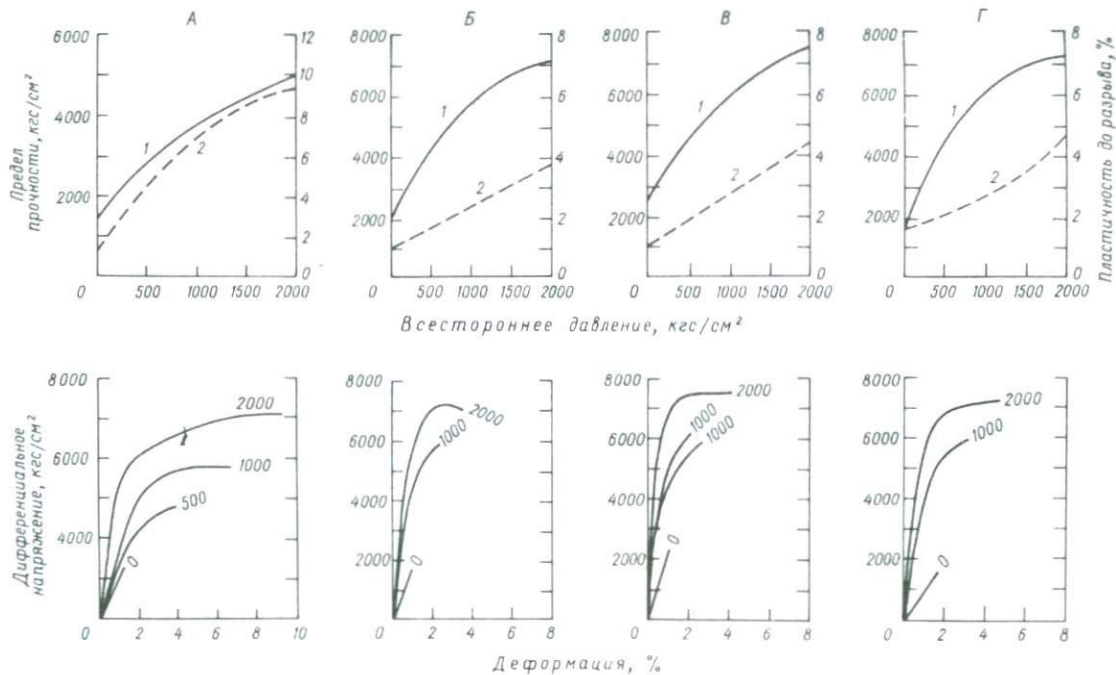


Рис. 9. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных пород в сухом состоянии при комнатной температуре. А – ангидрит Блейн; Б – доломит Блэр; В – доломит Клир-Форк; Г – доломит Фасселман. Условные обозначения см. из рис. 3.

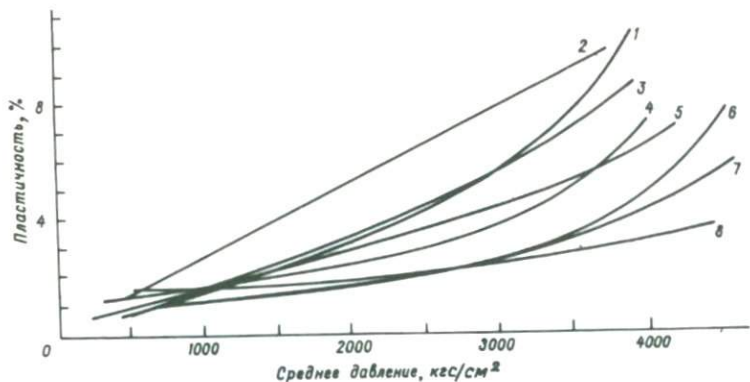


Рис. 10. Пластичность в зависимости от среднего давления для доломитов и ангидрита.

1 – доломит Хасмарк (Т-цилиндрики); 2 – ангидрит Блейи; 3 – доломит Хасмарк (I-цилиндрики); 4 – доломит Глорietta; 5 – доломит Лунинг; 6 – доломит Фасселман; 7 – доломит Клир-Форк; 8 – доломит Блэр.

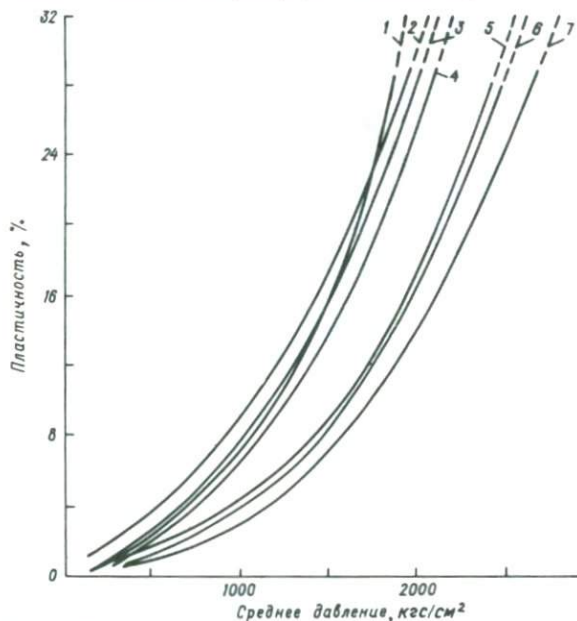


Рис. 11. Пластичность в зависимости от среднего давления для известняков.

1 – известняк Марианна; 2 – известняк Фасселман; 3 – юльский мрамор (Т-цилиндрики); 4 – девонский известняк; 5, 6 – известняк Вулфкамп; 7 – юльский мрамор (I-цилиндрики).

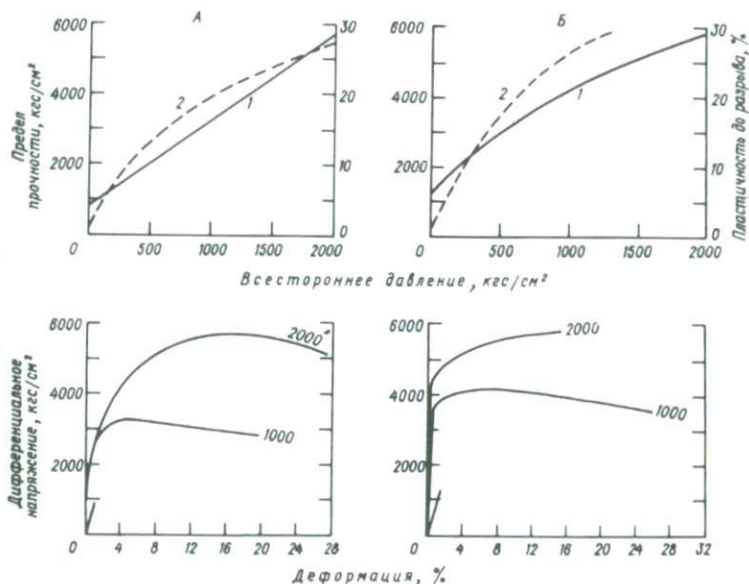


Рис. 12. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных образцов известняка Вулфкамп (А и Б) в сухом состоянии при комнатной температуре. Условные обозначения см. на рис. 3.

обнаруживают сходные механические свойства. Все они непрочны при атмосферном давлении, выдерживая нагрузки лишь менее 1000 кгс/см^2 , и редко деформируются более чем на 1 % до разрушения, являясь, таким образом, наиболее хрупкой осадочной породой. Однако с повышением всестороннего давления пластичность известняков быстро увеличивается: при 500 кгс/см^2 составляет 20 %, а при $1000-2000 \text{ кгс/см}^2$ возрастает до 30 % без разрыва (рис. 11). Крупнозернистые чистые или органогенные известняки являются наиболее пластичными. Более мелкозернистые разности требуют для достижения большой пластичности более высоких давлений.

Характер деформации различных типов известняков при всестороннем давлении показан на кривых деформации (рис. 12). Для известняков зависимость между прочностью и всесторонним давлением представляет собой линейную функцию. Мелкозернистые разности оказываются несколько более прочными (примерно на 20 %). Увеличение прочности с давлением весьма значительное.

Кривые зависимости пластичности и прочности мрамора от давления и деформации очень сходны с кривыми для известняков (рис. 13).

Многими американскими исследователями изучался известняк Соленгофен. Результаты этих экспериментов описаны в многочисленных опубликованных работах. Соленгофенский известняк отличается изотропно-

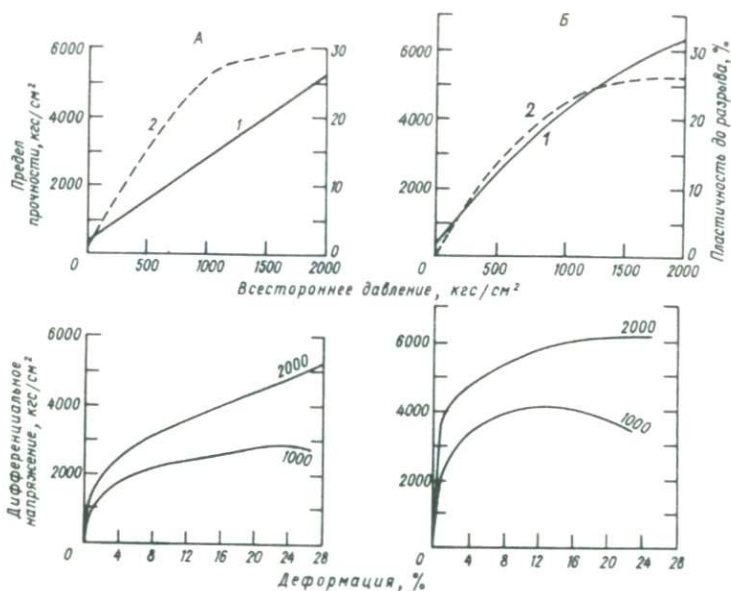


Рис. 13. Зависимость деформации сжатия от напряжения для различных образцов в сухом состоянии при комнатной температуре.

А, Б — юльский мрамор (А — Т-цилиндрики, Б — 1-цилиндрики).

Условные обозначения см. на рис. 3.

стью и чистой состава, что делает эту породу наиболее интересной для экспериментов. В поверхностных условиях известняк Соленгофен обнаруживает лишь небольшую упругую деформацию, за которой следует разрушение. При всестороннем давлении 10000 кг/см², по данным Д. Григгса [Griggs D., 1940 г.], образец был укорочен без разрыва на 50 %. Этому сопутствовало большое увеличение прочности: от обычной в 2600 до 13000 кг/см². При давлении 27000 кг/см² разрывная прочность известняка Соленгофен составила около 1400 кг/см². Нагрузка давалась кратковременная.

В целом известняки представляют собой весьма прочную и наиболее пластичную породу (за исключением каменной соли, обладающей еще более высокопластичными свойствами).

Ангидрит занимает среди осадочных пород промежуточное положение. Он обладает значительно большей пластичностью, чем доломиты, плотные песчаники и глинистые сланцы, но меньшей, чем известняки, мягкие глины, рыхлые песчаники (см. рис. 9 и 10). По данным Дж. Хэндина и Р. Хэйгера [Handin J., Hager R., 1957], ангидрит обладает относительно высокой прочностью (но слабее всех доломитов); разрушается при давлении 1300 кг/см². С повышением всестороннего давления всего лишь до 500 кг/см² его предел прочности удваивается. При более высо-

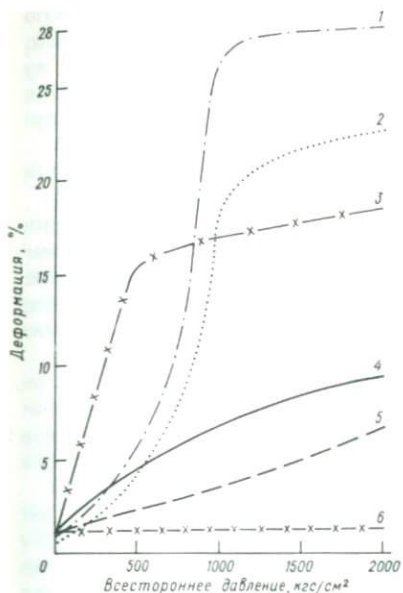
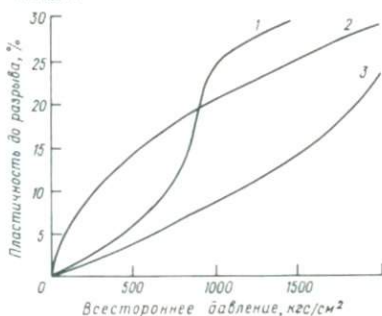


Рис. 14. Зависимость пластичности горных пород от всестороннего давления при температуре 20 °С.

1 — известняк; 2 — песчаник; 3 — глинистый сланец; 4 — ангидрит; 5 — доломит; 6 — аспидный сланец.

Рис. 15. Влияние всестороннего давления на пластичность.

1 — известняк Морчанка; 2 — песчаник Бартлсвилл; 3 — глинистый сланец Мауди.



ких всесторонних давлениях происходит пластическая деформация ангидрита, которая проявляется в форме скольжения по параллельным кристаллографическим плоскостям. Степень пластичности оказывается умеренной (10 %) при всестороннем давлении 2000 кгс/см².

Близкие значения пластичности осадочных пород получены также Л.А. Шрейнером и О.П. Петровой [1961]. По этим данным известняки и слабоуплотненные глинистые породы испытывают значительную пластическую деформацию при давлениях 500–1000 кгс/см², ангидриты и алевролиты — при 800–1000 кгс/см², а доломиты и сильнометаморфизированные глинистые породы — при 2500–3500 кгс/см².

Многочисленные данные экспериментов на всестороннее давление сведены нами в обобщенную таблицу (табл. 1) и в суммарные кривые, дающие возможность видеть относительные значения пластичности различных пород (рис. 14). На этом рисунке отчетливо видна большая относительная пластичность известняков при высоких всесторонних давлениях, хотя при низких давлениях они наиболее хрупки.

Влияние всестороннего давления на пластичность некоторых пород хорошо также видно на графике из работы Х. Харди [Hardi H., 1959 г.], сходном с приведенным на рис. 15.

Влияние высокой температуры

Для познания обстановки в глубинных зонах земной коры большое значение имеет изучение поведения горных пород при высокой температуре,

Таблица 1

Результаты испытания горных пород при высоком всестороннем давлении при температуре 20 °С

Порода	Всестороннее давление, кгс/см ²							
	0		500		1000		2000	
	Деформация, %	Предел прочности, кгс/см ²	Деформация, %	Предел прочности, кгс/см ²	Деформация, %	Предел прочности, кгс/см ²	Деформация, %	Предел прочности, кгс/см ²
Ангидрит	1,2	1300	4,0	2810	6,9	3800	9,5	5050
Доломит	0,7–1,7	600–2380	–	–	2,1–7,3	3130–6150	3,7–10,4	5320–7460
Известняк	0,4–1,1	400–1130	5,7	1170	19,6–30,0	2640–4190	21,4–30,0	4120–6250
Песчаник	0,5–1,0	400–1000	2,8–6,3	1400–1720	13,2–21,8	1790–2780	17,5–28,7	3530–4820
Кварцит	2,5	3660	–	–	2,7	1100–6000	2,0–3,7	13 200–103 000
Глинистый сланец	0,6–2,6	400–750	2,5–28,6	1400–1640	7,5–30,0	250–3010	3,1–35,2	2080–4250
Аспидный сланец	1,2	1000	–	–	1,3	2220	1,4	3180

особенно в сочетании со всесторонним давлением. При проведении экспериментов с целью изучения влияния высокой температуры [Handin J., Hager R., 1958] цилиндрики из сухих образцов нагревали от 24 до 300 °С при всестороннем давлении от 0 до 2000 кгс/см². Все данные были получены при кратковременных испытаниях при скорости деформации 1 % в 1 мин.

Нагревание пород при постоянном всестороннем давлении оказывает на них различное действие.

Песчаник. При постоянном всестороннем давлении около 1000 кгс/см² нагревание от 24 до 150 °С понижает предел прочности песчаника менее чем на 10 %; при нагревании до 300 °С прочность понижается на 13 %. Из этих данных видно, что эффект влияния температуры на предел прочности песчаников невелик. На пластичность песчаников нагревание не оказывает никакого влияния или влияет очень мало.

Алевролит. При всестороннем давлении 1000–2000 кгс/см² нагревание до 300 °С уменьшает предел прочности алевролитов примерно на 50 % и мало влияет на их пластичность. Для рыхлых алевритов нагревание при всестороннем давлении приводит к увеличению пластической деформации в сжатии, что видно на примере алеврита Релетто (рис. 16).

Глинистый сланец. При нагревании до 300 °С прочность многих глинистых сланцев понижается и составляет почти половину той прочности, которую они имели при нормальной температуре. Пластичность их при нагревании также понижается. Это можно видеть на примере испытаний глинистого сланца Мадди (рис. 17).

Прочность аспидного сланца при нагревании изменяется очень мало. При всестороннем давлении 1000–2000 кгс/см² нагревание от 24 до 150 °С повышает пластичность, которая затем, при дальнейшем повышении температуры от 150 до 300 °С, понижается.

Доломит. Для большинства доломитов, так же как и для глинистых сланцев и алевролитов, пластичность при высоких температурах понижается, так как в них происходит явление, близкое к отжигу. Лишь на пластичность доломита Хасмарк повышение температуры не влияет (рис. 18 и 19).

Прочность разных типов доломитов при нагревании изменяется различно. Для большинства из них прочность при нагревании уменьшается, но очень незначительно. При всестороннем давлении около 1000 кгс/см² разрушение нагретых образцов происходит немного раньше, чем образцов при нормальной температуре. Уменьшение предела прочности и пластичности доломита Лунинг с повышением температуры показано на рис. 20, а характер деформации на рис. 21. Прочность тонкозернистых доломитов при нагревании до 150 °С понижается на 10 %, а при нагревании до 300 °С – на 5 %.

Некоторое представление о поведении пород при более высоких температуре и давлении, соответствующих глубинам Земли около 20 км, дают эксперименты [Griggs D., Turner F., Heard X., 1960], проведенные под всесторонним давлением около 5000 кгс/см² при температуре 25–800 °С на заключенных в рубашку образцах. Исследовался один из видов доломита, который обнаружил повышение прочности при суммарном влиянии

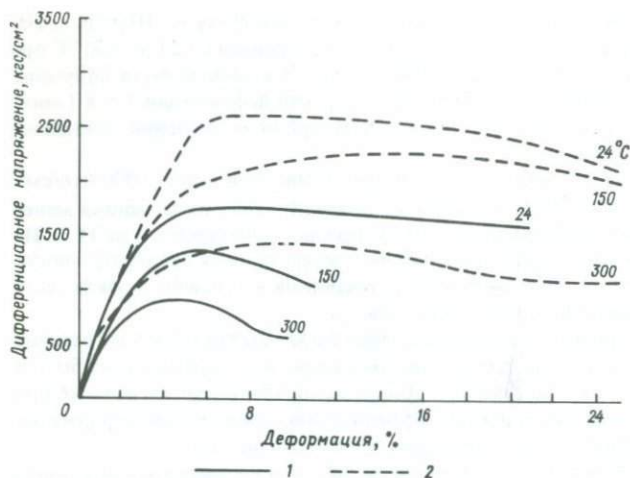


Рис. 16. Зависимость деформации сжатия от напряжения для алеврита Репетто в сухом состоянии.
 1 — при 1019, 2 — при 2038 кгс/см² всестороннего давления и при разных температурах.

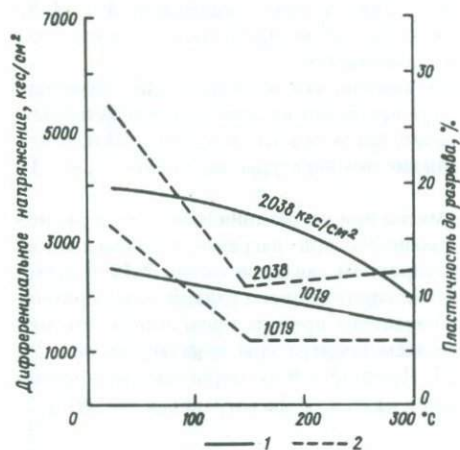


Рис. 17. Предел прочности и пластичность глинистого сланца Мадди как функции температуры при 1019 и 2038 кгс/см² всестороннего давления.
 1 — предел прочности; 2 — пластичность.

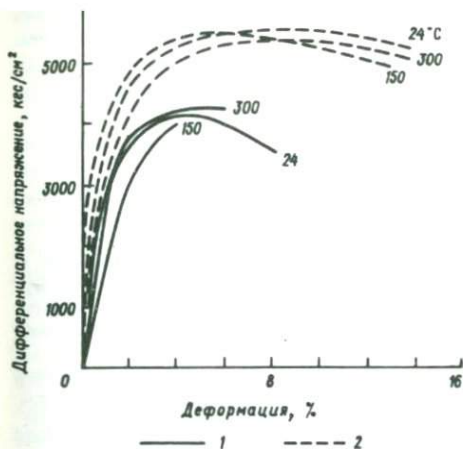


Рис. 18. Зависимость деформации сжатия от напряжения для Т-цилиндров доломита Хасмарк в сухом состоянии. 1 — при 1019, 2 — при 2038 кгс/см² всестороннего давления при разных температурах.

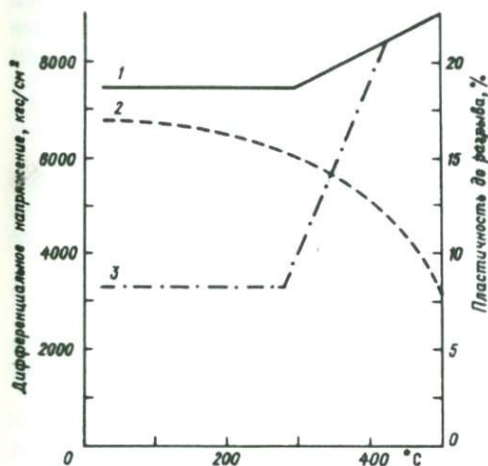


Рис. 19. Предел прочности, напряжение при пределе текучести и пластичность Т-цилиндров доломита Хасмарк как функции температуры при 5095 кгс/см² всестороннего давления. 1 — предел прочности; 2 — предел текучести; 3 — пластичность.

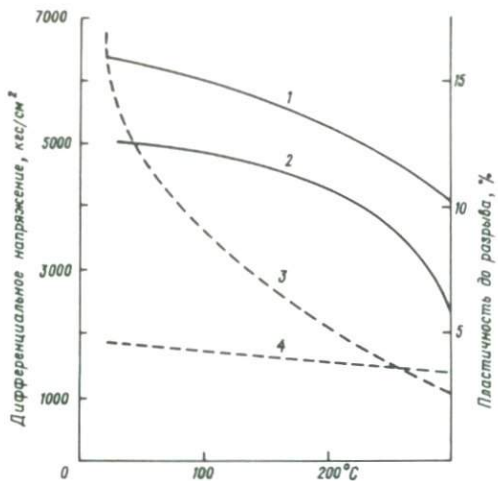


Рис. 20. Предел прочности и пластичности доломита Луниг как функции температуры при 1019 и 2038 кгс/см² всестороннего давления. 1, 2 — предел прочности: 1 — при 2038, 2 — при 1019 кгс/см²; 3, 4 — пластичность: 3 — при 2038, 4 — при 1019 кгс/см².

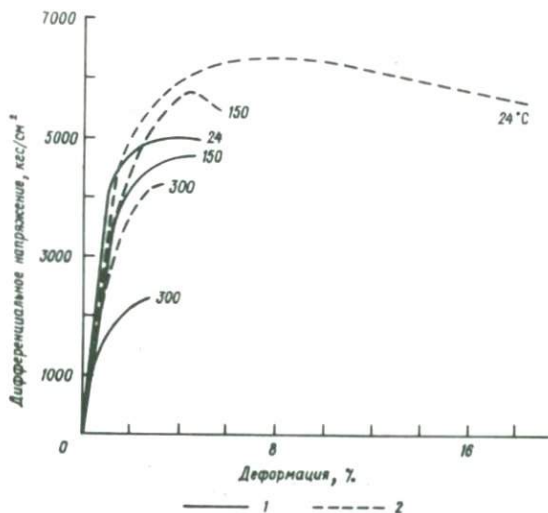


Рис. 21. Зависимость деформации сжатия от напряжения для доломита Луниг в сухом состоянии при всестороннем давлении (1 — 1019, 2 — 2038 кгс/см²) и при разных температурах.

увеличения температуры и давления: при температуре 380 °С и всестороннем давлении 3000 кгс/см² прочность составила 6500 кгс/см², при температуре 500 °С и всестороннем давлении 5000 кгс/см² прочность повышается до 10000 кгс/см².

Известняк и мрамор. При нагревании известняков отжига не происходит и понижается напряжение при текучести, что приводит к значительному повышению пластичности (рис. 22). Течение, вызываемое внутризерновым скольжением, с повышением температуры может происходить и при низких всесторонних давлениях. Так, например, известняк Соленгофен, будучи нагретым до 500 °С, становится пластичным при атмосферном давлении.

Известняк Вулфкамп, который при комнатной температуре обнаруживает пластичность под всесторонним давлением около 1000 кгс/см², при нагревании до 300 °С (рис. 23) становится пластичным под всесторонним давлением всего лишь 500 кгс/см² [Handin J., Hager R., 1958]. Прочность известняков при нагревании уменьшается. Так, например, прочность известняка Соленгофен с увеличением температуры при всестороннем давлении последовательно понижается: при 150 °С – на 10, при 300 °С – на 18, при 400 °С – на 23 % [Heard X., 1960].

Прочность мрамора с повышением температуры также уменьшается, а пластичность его становится огромной. Это очень наглядно показано на графике (рис. 24). При давлении около 3000 кгс/см² и температуре 600 °С деформация мрамора достигает 600 % [Handin J., Hager R., 1958].

Юльский мрамор является наиболее пластичным из всех известняков, испытанных при высокой температуре. При температуре 800 °С и давлении около 5000 кгс/см² образец этой породы при растяжении был деформирован почти на 1500 % [Griggs D., Turner F., Heard X., 1960]. Высокая пластичность юльского мрамора при повышении температуры от 24 до 300 °С и всестороннем давлении видна на кривых, полученных Дж. Хэндином и Р. Хэйгером (рис. 25).

В единичных кристаллах кальцита с повышением температуры до 500–600 °С и выше наблюдается значительная перекристаллизация. При этом происходит трансляция, а при 800 °С – двойникование зерен. Эти данные объясняют большую текучесть мрамора в метаморфических толщах.

Ангидрит. Под действием высокой температуры облегчается течение, вызываемое скольжением, что способствует повышению пластичности.

С повышением температуры от 24 до 300 °С предел прочности ангидрита повышается [Handin J., Hager R., 1958]. Повышение пластичности и характер деформации ангидритов показаны на рис. 26 и 27.

Галит. При нагревании до 300 °С становится почти идеально пластичным материалом, т. е. таким, у которого напряжение при текучести не зависит от среднего давления и прочность не повышается при механическом воздействии (рис. 28). На больших глубинах (6–7 км) галит ведет себя как совершенно пластичный материал. Предполагается, что при медленных процессах деформации напряжение при текучести будет на тех же глубинах еще ниже. Эти данные объясняют возможность интродуцирования каменной соли в верхние горизонты не потому, что она обладает мень-

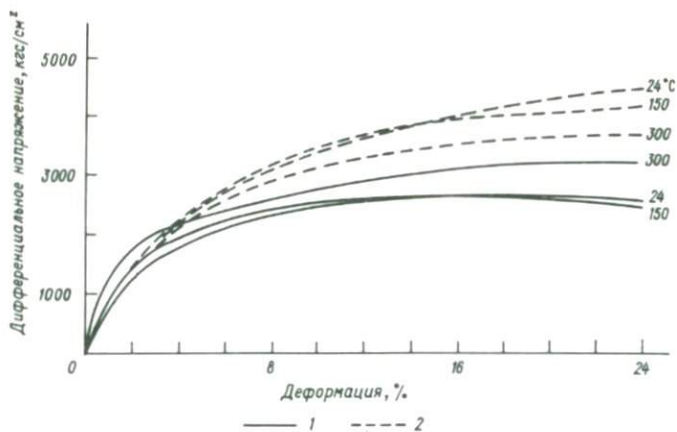


Рис. 22. Зависимость деформации сжатия от напряжения для известняка Марианна в сухом состоянии при востороннем давлении (1 – 1019, 2 – 2038 кгс/см²) и при разных температурах.

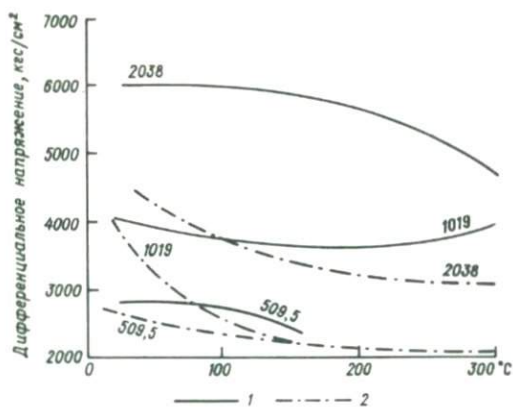


Рис. 23. Предел прочности 1 и напряжение при пределе текучести 2 известняка Вулфкамп как функции температуры при 509,5; 1019; 2038 кгс/см² востороннего давления.

Рис. 24. Предел прочности l и напряже-
ние при текучести 2 I-цилиндриков
сжатого юльского мрамора как функ-
ции температуры при 1019, 2038 и
5095 кгс/см² всестороннего давления.

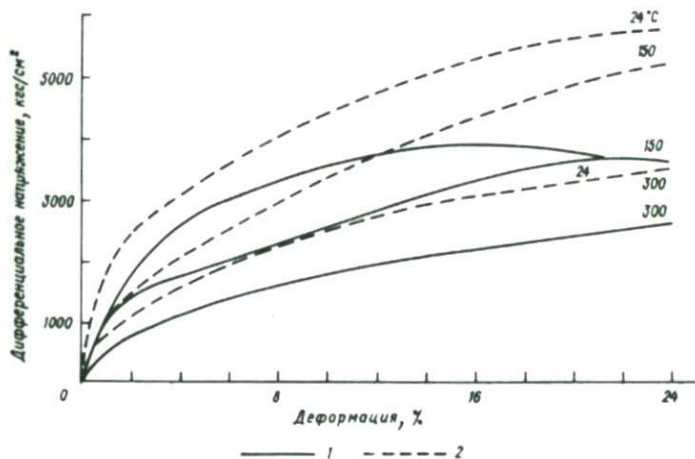
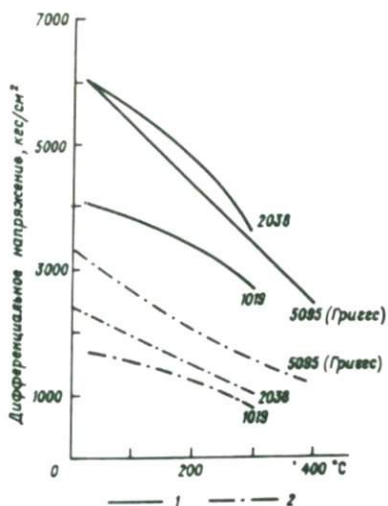


Рис. 25. Зависимость деформации сжатия от напряжения для I-цилиндриков юльско-
го мрамора в сухом состоянии при всестороннем давлении и при разных температу-
рах.

1 - 1019, 2 - 2038 кгс/см².

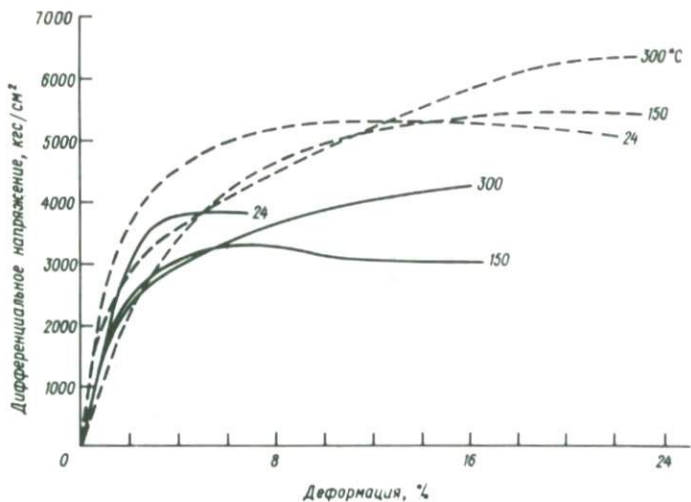


Рис. 26. Зависимость деформации сжатия от напряжения для ангидрита Блейн в сухом состоянии при всестороннем давлении и при разных температурах. Условные обозначения см. на рис. 25.

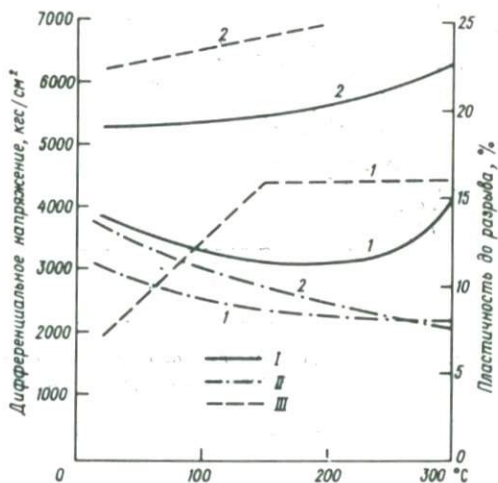


Рис. 27. Предел прочности, напряжение при пределе текучести и пластичность ангидрита Блейн как функции температуры при всестороннем давлении.

1 — 1019, 2 — 2038 кгс/см². I — предел прочности; II — предел текучести; III — пластичность.

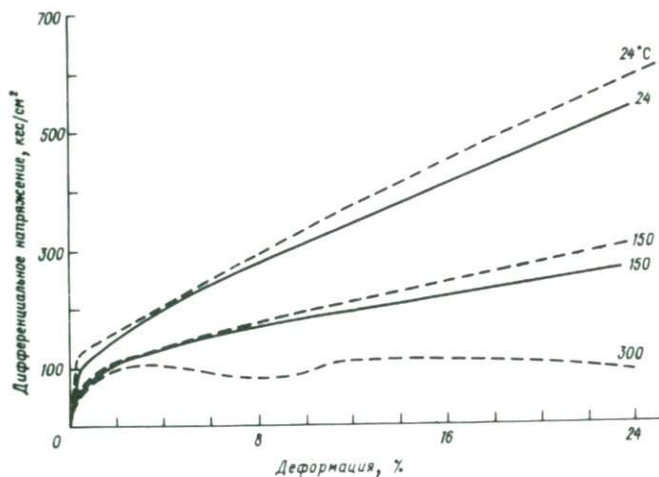


Рис. 28. Зависимость деформации сжатия от напряжения для отдельных кристаллов галита в сухом состоянии при всестороннем давлении и при разных температурах. Условные обозначения см. на рис. 25.

шей плотностью, т. е. всплывает, а потому, что отличается весьма высокой пластичностью и выдавливается под действием горного давления с больших глубин.

Приведенные сведения показывают большое влияние температуры на физико-механические свойства горных пород. С повышением температуры при постоянном давлении для большинства пород наблюдается понижение прочности, а для некоторых — повышение пластичности (понижение предела текучести).

Степень влияния повышения температуры на различные породы оказывается различной. С повышением температуры уменьшение прочности глинистого сланца, алевролита и большинства доломитов сопровождается уменьшением пластичности и увеличением хрупкости этих пород.

На прочность и пластичность песчаников, аспидного сланца, доломита Хасмарк повышение температуры не оказывает большого влияния или не влияет совсем. С другой стороны, нагревание галита, известняков (и мраморов), ангидрита способствует значительной их пластической деформации без потери сцепления.

Среди многих других осадочных пород, слагающих разрезы нефтегазоносных областей (за исключением соли), известняки под влиянием высокой температуры приобретают наибольшую пластичность. Таким образом, влияние температурного фактора в земной коре, так же как и всестороннего давления, способствует увеличению текучести известняков, которые по сравнению с доломитами, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками выделяются как весьма пластичная порода. Срав-

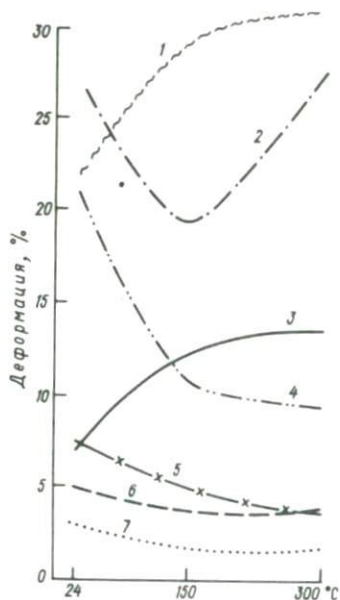


Рис. 29. Зависимость пластичности горных пород от температуры при всестороннем давлении 1000 кгс/см².
 1 — юльский мрамор; 2 — известняк;
 3 — ангидрит; 4 — алеврит; 5 — сланец;
 6 — доломит; 7 — песчаник.

нительное изменение степени пластичности различных осадочных пород с повышением температуры можно видеть на сводном графике (рис. 29), составленном нами по данным Дж. Хэндина и Р. Хэйгера.

Изверженные породы кристаллического фундамента с повышением температуры понижают свою прочность в связи с увеличением в них катаклаза. Лишь с повышением всестороннего давления при той же температуре явление катаклаза замедляется.

Средние значения прочности изверженных пород (гранита, дунита, базальта и др.) на сжатие близки между собой. Они составляют: при 25 °С — 20000, при 500 °С — 10000, при 800 °С — 3000 — 7000 кгс/см² [Griggs D., Turner F., Heard X., 1960].

Роль флюидов и порового давления

На механические свойства пород, залегающих в земной коре, кроме всестороннего давления и температуры большое влияние оказывает также давление флюида, заполняющего полости и поры породы. Поровое и всестороннее давления в земной коре почти никогда не бывают равными. Поровое давление на какой-либо глубине обычно равно гидростатическому давлению столба воды до дневной поверхности, тогда как статическое давление, испытываемое породой, соответствует весу вышележащих пород. Исходя из разницы плотностей пород и пластовых жидкостей на небольших и средних глубинах, поровое давление определяют [Handin J., Hager R., 1957] равным 40% от горного давления, соответствующего весу покрывающих пластов. От разницы между внешним всесторонним и внутренним поровым давлением зависят пределы прочности и пластичности горных пород и характер их деформации.

Как показывают испытания, высокое поровое давление уменьшает сцепление частиц, что делает породу слабой и хрупкой. По мере уменьшения порового давления при постоянном всестороннем давлении пределы текучести увеличиваются и породы становятся более пластичными.

При отношении порового давления к всестороннему, меньшем 0,6, пористость песчаных пород уменьшалась и породы уплотнялись. При значении этого соотношения от 0,6 до 0,8 пористость была постоянной, а при отношении более 0,8 пористость увеличивалась. При этом по мере относительного увеличения порового давления разрушение зерен прекращалось и деформация вызывалась межзерновыми перемещениями [Handin J., 1958 г.].

Когда всестороннее и поровое давление почти равны, незначительное уменьшение последнего приводит к большому увеличению предела текучести. Исследование [Robinson L., 1959 г.] показало, что при уменьшении порового давления на 35 кгс/см^2 предел текучести увеличивается на 25 %. На столько же увеличивается предел текучести, когда поровое и всестороннее давления одновременно возрастают от 0 до 211 кгс/см^2 . При более высоком всестороннем давлении происходит небольшое дополнительное увеличение предела текучести (рис. 30 и 31).

По тем же данным пластические деформации в известняках возникают при разности всестороннего и порового давления 350 кгс/см^2 . Для песчаников требуется 704 кгс/см^2 (рис. 32). Отличие песчаников от известняков заключается также в том, что пока поровое и всестороннее давления равны, абсолютное значение этих давлений не оказывает на прочность песчаника никакого влияния. Глинистый сланец при равных значениях обоих видов давлений имеет низкий предел текучести, но прочность его увеличивается очень быстро по мере роста разности давлений. В общем, почти для всех пород устанавливается лишь незначительное увеличение предела текучести с увеличением всестороннего и порового давлений, если их значения остаются равными между собой. Относительное же уменьшение значений порового давления приводит к увеличению пластичности.

В земной коре в зависимости от разности между всесторонним и поровым давлениями осадочные породы будут испытывать либо хрупкие, либо пластические деформации. Хрупкие разрушения (трещинки, разрывы) происходят, когда поровое давление больше всестороннего или они равны. По мере того как разность между всесторонним и поровым давлениями возрастает, что является характерным для недр земной коры, характер деформации меняется от хрупкого разрушения к пластическому течению. Разные породы проявляют себя при этом различно. Наиболее пористые породы (песчанники, глинистые сланцы) под влиянием порового давления флюидов обнаруживают тенденцию к разрушению и образованию трещин. Известняки и в этом случае отличаются наибольшей прочностью и большой пластичностью.

Кроме порового давления определенное действие на породы оказывает также и состав флюидов. Влияние флюидов, насыщающих породу, видно на примере исследования гипса [Griggs D., 1940 г.]. Сухой гипс при температуре 20°C пластически деформировался до разрыва примерно лишь на 1 %. Когда же образец окружался "рубашкой", наполненной дистиллированной водой, которая скоро насыщалась гипсом, скорость и ползучесть намного увеличивались (рис. 33 и 34). Такое увеличение пластиче-

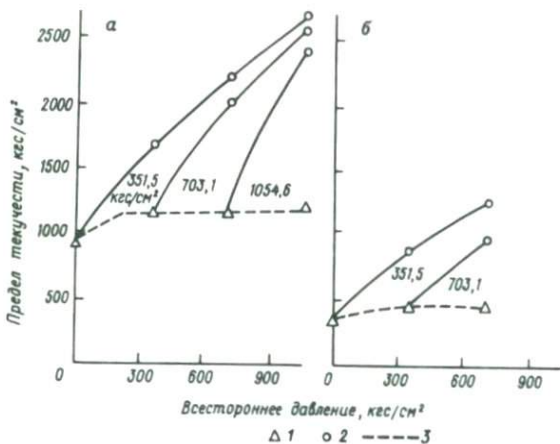


Рис. 30. Влияние всестороннего давления на предел текучести карфагенского мрамора (а) и известняка Индиана (б).
Разрушение: 1 – хрупкое, 2 – пластическое; 3 – условная граница. Числа на графиках – поровое давление.

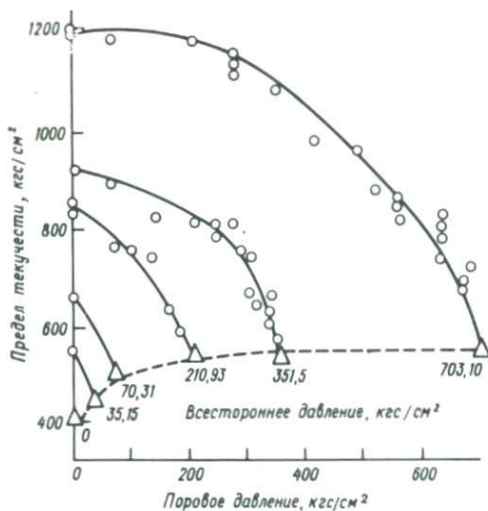


Рис. 31. Влияние порового давления на предел текучести известняка Индиана.
Условные обозначения см. на рис. 30.

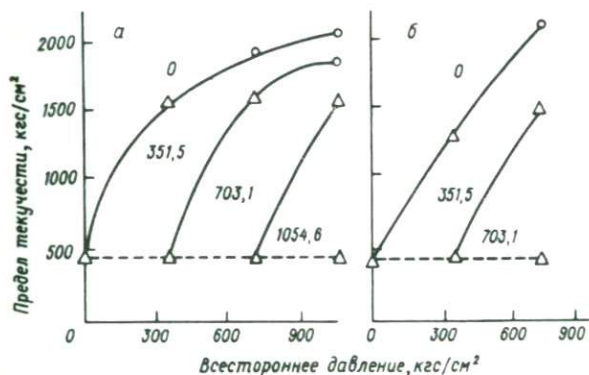


Рис. 32. Влияние всестороннего давления на предел текучести песчаника Пикчед-Клиффс (а) из скважины месторождения Отеро, штат Нью-Мексико, и песчаника Берса (б) из карьера.

Условные обозначения см. на рис. 30.

ской деформации известняков и других пород в воде объясняется растворением и перекристаллизацией зерен этих пород. Растворение породы происходит в точках наибольшего напряжения, а ее отложение — в местах, наименее нагруженных.

В условиях растворения и перекристаллизации течение происходит в больших пределах, и, кроме того, вода действует еще и как смазка. При этом в мраморе деформация без большого двойникования, которое наблюдалось в сухих образцах. При опытах в слабых растворах соляной кислоты пластичность увеличивалась еще больше, так как растворение зерен на стыках было еще большим. Интересно отметить, что перекристаллизация каменной соли происходит даже в сухих образцах за счет растворения зерен под давлением, что способствует огромной ее пластичности.

Механизм пластической деформации известняков

Большая пластичность известняков при высоких всестороннем давлении и температуре привлекает особое внимание к анализу механизма их "ползучести". Многочисленные исследования [Robertson E., 1960; Hardy H., 1959 г.; Griggs D., Miller W., 1951 г. и др.] показали, что в отличие от песчаников, которые "текут" катакластически, известняки деформируются путем внутрикристаллического скольжения.

Механизм пластической деформации известняков включает образование трещин (скрытых), трансляционное скольжение (т.е. движение одной части кристалла как целого по другой), двойникование кристаллов, перекристаллизацию (включая рост зерен, диффузию, фазовые изменения) и, наконец, межгранулярное смещение. Первичная ползучесть обус-

довливается главным образом микротрещиноватостью и повторным заживлением. Образование трещин без полной потери сцепления, как указывает Е. Робертсон, имеет важное значение при пластической деформации при низких давлениях; пластическое залечивание трещин позволяет, по-видимому, сохранить сцепление породы [Robertson E., 1960]. Таким образом, природная ползучесть — циклический процесс, много раз повторяющийся в единичных деформациях.

Как полагают Дж. Хэндин и Р. Хэйгер [Handin J., Hager R., 1957], качественное объяснение пластичности и состоит в том, что внешнее давление препятствует раннему разрыву, сплавивая воедино части, склонные к разобшению, и залечивая зачаточные трещины. В цилиндриках известняка, сжатых на 20 % (при средних гидростатических давлениях 1–400 кгс/см² с добавлением осевой нагрузки), открытые трещины уже не обнаруживались.

Механическое двойникование известняков заключается в деформации одной секции напряженного кристалла в новую ориентировку, которая симметрично связана с ориентацией недеформированной части кристалла [Hardy N., 1959 г.]. При низких всесторонних давлениях (ниже 1000 кгс/см²) в известняках преобладает трансляционное скольжение; двойникование в них очень невелико. Однако при более высоком всестороннем давлении, порядка 10000 кгс/см², двойникование приобретает главную роль в деформации кристаллов кальцита.

Аналогичное действие на механизм пластичности оказывает повышение температуры. При нагревании известняков в единичных зернах кальцита при 600 °С преобладает трансляционное скольжение, а при 800 °С — двойникование [Griggs D., Turner F., Heard X., 1960]. При сжатии мрамора при всестороннем давлении 8100 кгс/см² и температуре 150 °С наблюдалось весьма интенсивное двойникование и полное изменение в строении породы [Griggs D., 1940 г.]. При тех же условиях, но в воде, обогащенной углекислотой, та же степень пластической деформации была достигнута при значительно меньшем давлении (1500 кгс/см²).

Эксперименты на сжатие и растяжение юльского мрамора [Griggs D., Miller W., 1957 г.] подтвердили, что его деформация происходит путем внутризернового скольжения. Контакт между зернами сохраняется неизменным, вызывая гомогенную деформацию каждого зерна агрегата (согласно гипотезе Тейлора о гомогенной деформации), при которой отдельные зерна претерпевают почти такое же напряжение, что и агрегат в целом.

При скручивании цилиндриков юльского мрамора [Handin J., Higgs D., O'Brien J., 1960] механическое двойникование также наблюдается, но оно не является господствующим механизмом скольжения. Главное значение имеет трансляция. Деформация при скручивании не является гомогенной. Зерна около оси скрученного образца деформируются меньше, чем зерна у поверхности. Отдельные зерна приспособляются к сужениям путем скольжения. Плоскости скольжения располагаются параллельно или перпендикулярно круговому сечению образца. Двойниковые плоскости наклонены под большим углом к круговому сечению. При этом ни один образец не изменился в длине, если до скручивания он не подвергался

осевой нагрузке. Конечным результатом экспериментов по скручиванию под всесторонним давлением было образование трещин растяжения.

При рассмотрении данных по пластичности известняков возникает вопрос о возможности визуально наблюдать результаты их пластической деформации. Проведенными в этом направлении работами Л.А. Шрейнера, О.П. Петровой [1961] и другими было установлено, что при пластических деформациях мрамора никаких изменений его структуры обнаружить не удалось. Они объясняют это особенностью пластической деформации такого вида пород (при небольших и средних давлениях), связанной главным образом не с образованием двойников, а с трансляционным скольжением, которое не оставляет видимых следов.

Поскольку существует большое различие в степени пластичности известняков и доломитов, весьма интересны исследования механизма пластичности доломитов. Привлекает внимание работа Д. Хэндина и Х. Фербэрна [Handin D., Fairbairn H., 1955 г.], которые произвели большое количество экспериментов над образцами доломита Хасмарк. Этот доломит был выбран как наиболее анизотропный.

Деформировались образцы в сухом состоянии под всесторонним давлением 500 кгс/см^2 при температурах от 20 до 300°C на сжатие и растяжение. Все испытания заканчивались образованием трещин скалывания под углом 60° к оси наименьшего сжатия при деформации 9% при сжатии и деформации 5% при растяжении, т. е. при относительно слабой пластической деформации.

Разница в прочности для I- и T-цилиндриков составила: при сжатии всего 3% , при растяжении 10% . При сжатии I-цилиндриков и растяжении T-цилиндриков, т. е. при главном напряжении, направленном параллельно напластованию, двойникования и трансляции не происходит. Развитие двойникования без трансляции наблюдается при сжатии T-цилиндриков и растяжении I-цилиндриков, т. е. при главном напряжении, перпендикулярном к напластованию.

Д. Хэндин и Х. Фербэрн считают, что важным механизмом пластической деформации карбонатов является двойникование. Однако двойникование в доломите даже при высоких давлениях и температуре незначительно, а полисинтетического двойникования нет совсем. В кальците, наоборот, велика роль трансляции (и образования трещин) и двойникование возникает быстро с повышением температуры до нескольких сотен градусов и при высоких давлениях. Возможно, что это различие и определяет разную способность известняков и доломитов к пластической деформации.

Переход от хрупкого разрушения (трещинообразования) к пластической деформации

Пластическая деформация и хрупкое разрушение, при котором происходят разрывы, представляют собой две соседние области физического состояния пород, связанные взаимным переходом. Граница между хрупким и пластическим поведением отвечает определенной нагрузке. Для

известняка Соленгофен она, например, составляет 1000 кгс/см^2 всестороннего давления; предел текучести этой породы соответствует 3200 , а других чистых известняков и мрамора 3400 кгс/см^2 [Robertson E., 1955 г.].

Образование трещин определяется [Robertson E., 1960] как разрыв сцепления со скольжением внутри и вокруг зерен и происходит с увеличением объема. Хрупкое разрушение рассматривается [Hardy H., 1959 г.] как процесс последовательного развития трещин, который начинается в одном зерне и распространяется на другие. Появившаяся трещина понижает прочность и связанность породы, создает дополнительную поверхность и перераспределяет общую нагрузку на малых ее частях. Однако под всесторонним давлением трещины могут снова залечиваться так, что потеря сцепления в агрегате породы будет временной. При постоянной сжимающей нагрузке в условиях высокого всестороннего давления в земной коре растрескивания породы не происходит и деформация принимает форму пластического течения.

При высоком всестороннем давлении течение породы и разрывы иногда неразличимы и, возможно, нет четкой разделяющей черты между явлениями течения породы и разрывом. Поэтому Дж. Хэндин и Р. Хэйгер [Haddin J., Hager P., 1957] определяли течение породы как равномерно распределенный и квазинепрерывный разрыв с постоянным самозалечиванием.

Х.Р. Харди [Hardy H., 1959 г.], ссылаясь на работы Л.У. Голди и Р. Уоллеса, показывает, что во льду во время ползучести образуются трещины. Такие же внутренние трещины образуются и в породах при напряжениях намного ниже предела прочности, т. е. том напряжении, которое порода способна выдержать до разрыва и разрушения при данных значениях всестороннего давления и температуры.

Весьма интересны опыты над разными материалами [Hardy H., 1959 г.], которые установили, что после медленного снятия нагрузки с образцов пород и стекла, находившихся под давлением 2815 кгс/см^2 , в них появляется много мельчайших трещин. Эти трещины Х. Харди назвал трещинами облегченной нагрузки. Аналогичные результаты были получены Е. Робертсоном [Robertson E., 1960], который наблюдал значительное уменьшение плотности образцов, деформированных при давлении более 3000 кгс/см^2 , после снятия с них нагрузки. Это объясняется увеличением объема образцов в результате открытия трещин в породах после прекращения всестороннего давления.

Такое явление может объяснить преимущественную приуроченность трещиноватости горных пород и повышенную их проницаемость в определенных тектонических зонах, например вблизи разломов и флексур. Возможно, что на этих участках в результате разрыва и разобщения стенок трещин снимается напряжение и образуется зона пониженного давления, вследствие чего и происходит раскрытие мельчайших скрытых трещин, связанное с расширением пород. Вероятно, таков же механизм появления трещиноватости и в зонах тектонического растяжения в сводах структур, на их периклиналях и др.

Появление скрытых мельчайших трещин и последовательное увеличе-

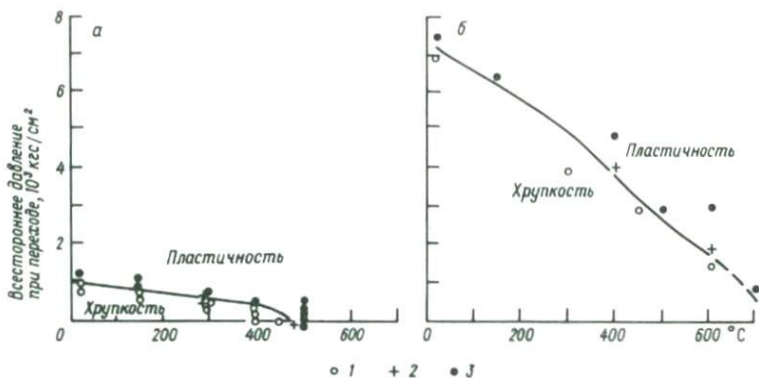


Рис. 35. Переход от хрупкого к пластическому состоянию в сжатии (а) и растяжении (б) как функция всестороннего давления и температуры (для известняка Солонгофен).

1 - хрупкое, 2 - промежуточное, 3 - пластическое состояние.

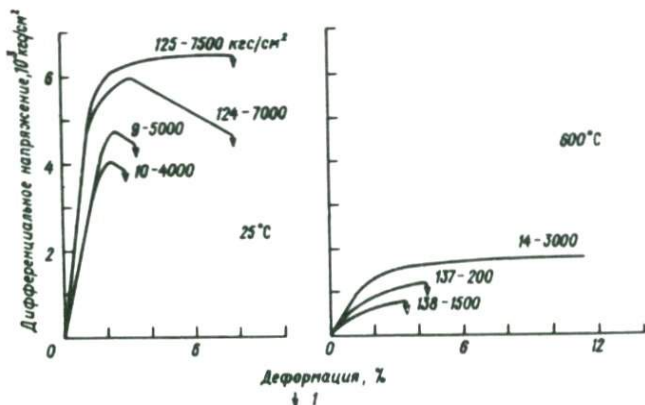


Рис. 36. Зависимость деформации растяжения от напряжения при различных всесторонних давлениях (для известняка Солонгофен).

Цифры у кривых - всестороннее давление.

1 - точка разрыва.

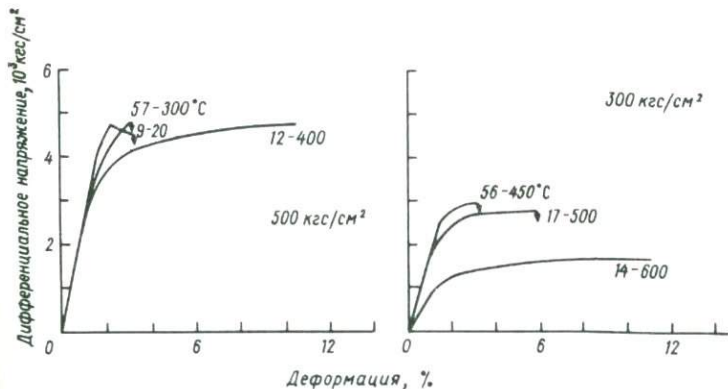


Рис. 37. Зависимость деформации растяжения от напряжения при различных температурах (для известняка Солонгофен).
Условное обозначение см. на рис. 36.

ние их числа в процессе деформации пород приводит, очевидно, к наблюдаемому увеличению пластичности вблизи от точки разрыва. Как можно видеть на кривой, приведенной Д. Григгсом (см. рис. 1), появление разлома в его первой стадии отображается увеличением скорости ползучести. Зарождающаяся трещина отображается в точке изгиба кривой, где скорость ползучести начинает возрастать и которая может рассматриваться как граница деформации до разрыва.

На увеличение пластичности до трещинообразования известняка Солонгофен с повышением всестороннего давления и температуры указывает также Х. Херд [Heard Н., 1960]. Границы перехода при различных давлениях и температуре показаны на рис. 35. На рис. 36 и 37 показано увеличение пластичности и прочности при растяжении образца до разрыва, а на рис. 38 — при его сжатии. По этим материалам можно видеть, что разрывы при растяжении наступают раньше, чем при сжатии. Возможно, это объясняется тем, что при растяжении требуется большее всестороннее давление для того, чтобы вызвать пластическое течение. Так, например, для перехода от хрупкого к пластическому состоянию карарского мрамора необходимо давление, кгс/см^2 : при сжатии — 600, при растяжении — 3500. Известняки под давлением 1 кгс/см^2 претерпевают этот "переход" при температуре 450°C (при сжатии) и выше 700°C (при растяжении).

Характер образующихся при этом трещин также различен. При сжатии образцов образуются трещины скальвания, расположенные под углом 30° к оси наибольшего напряжения, а при растяжении — почти перпендикулярные к оси наименьшего напряжения. В соответствии с этим разрывы пород при закачке флюидов в скважины (при гидроразрыве пласта) также образуются примерно перпендикулярно к наименьшему напряжению, т. е. параллельно направлению давления флюидов [Handin J., 1957 г.].

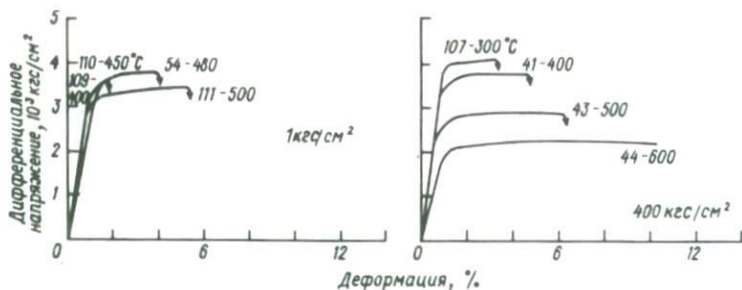


Рис. 38. Зависимость деформации сжатия от напряжения при различных температурах (для известняка Солонгофен).
Условное обозначение см. на рис. 36.

Таким же образом развивается и трещиноватость в породах земной коры. Поэтому в районах тектонического растяжения, где главное напряжение почти вертикальное, разрывы будут круто наклоненные, почти вертикальные. В тектонически сжатых районах, где наименьшее напряжение вертикальное, а наибольшее горизонтальное, разрывы и трещины будут пологими, близкими к горизонтальным.

Трещины сдвига, полученные при экспериментах [Heard H., 1960], рассматриваются как аналоги нормальных сбросов в тектонически растянутых районах, где главное напряжение (вертикальное) равно давлению налегающих пластов. Трещины сдвига при сжатии образцов пород подобны взбросам в тектонически сжатых районах, где наибольшее главное напряжение горизонтальное, аналогичное осевому сжатию напряженного образца*.

Во всех этих экспериментах с сухими образцами трещины сдвига имели зеркальные поверхности, но в образцах с флюидами, исследованных при условиях ближе к точке "перехода", плоскости покрывались размолотым мелонитовым слоем. В конкретной геологической обстановке определенное значение приобретает неоднородность пород, слагающих земную кору. Е. Робертсон [Robertson E., 1955 г.] подчеркивает, что любой изъян, поры, прослои ослабляют породу; так же влияют и предыдущая складчатость и трещиноватость пород. Возможно, что с этой точки зрения легче понять приуроченность разломов кристаллического фундамента платформы к границам различных типов пород. Отчасти это объясняет также и наблюдаемое периодическое оживление движений вдоль старых тектонических швов, отличающихся повышенной трещиноватостью и наличием разрывов.

* Механизм формирования сместителя сдвига (при горизонтальных сдвиговых деформациях) подробно описан в работе П.С. Воронова [1969], в которой показано поэтапное образование сместителя через стадию зачаточных сдвигов.

Деформация и перекристаллизация песков

Катакластическая деформация изучалась многими исследователями. Обращают на себя внимание эксперименты по равномерному всестороннему сжатию и дифференциальной нагрузке песка, которые проводились коллективом американских ученых [Borg I., Friedman M., Handin J., Higgs D., 1960]. Исследовались заключенные в рубашку образцы сухого чистого кварцевого песка Сент-Питер из ордовикских отложений. Изучалось влияние деформации на пористость, размер пор, крупность зерен, образование трещин в зернах, ориентировку зерен и их прочность при комнатной температуре и различных значениях давления.

Наименее сжимаемым оказался песок, состоящий из смеси фракций 250–300 и 105–125 мкм, в которой мелкие зерна заполняют промежутки между крупными. Несортированные пески претерпевают изменения в пористости, т. е. в числе пор, но не в их размере. Несортированный материал также оказывается несколько прочнее, чем однородный (рис. 39).

Среди однородных сортированных песков наимельчайший песок фракции 105–125 мкм является наименее сжимаемым. И поэтому в нем в наименьшей степени обнаруживается уменьшение пористости, размера пор, среднего размера зерен и наибольший процент неразрушенных зерен.

Наибольшую сжимаемость имеет самый крупнозернистый песок с размерами зерен 250–300 мкм. Он показывает наибольшее уменьшение в размере зерен, наибольшее уменьшение пористости и среднего размера пор и наименьший процент неразрушенных зерен (рис. 40). В этом песке при всестороннем давлении около 500 кгс/см^2 нарушается $1/3$ зерен, а при давлении 1000 кгс/см^2 — $2/3$ всех зерен. Самый крупнозернистый песок оказывается и самым прочным потому, что он наиболее сжимаемый. В общем же чем крупнее зерна песка, тем большие изменения наблюдаются в его пористости и в размере пор.

Сопоставление данных по деформации сжатия и растяжения показало, что уменьшение пористости и порового размера в растягиваемых образцах лишь немного меньше, чем в сжимаемых при той же размерности зерен.

Общим для всех типов и фракций песков является последовательное уменьшение в размере зерен с увеличением деформации.

Очень показательна табл. 2 из работы А. Борга и др. [Borg I., Friedman M., Handin J., Higgs D., 1960]. Из таблицы видно, что чем мельче средний размер зерен, тем меньше сортовый коэффициент* и тем больше процент неразрушенных зерен после деформации.

В проведенных экспериментах при всестороннем давлении 1000 кгс/см^2 в образцах уплотненных песков образовывались трещины. Наиболее интенсивная трещиноватость наблюдалась в образцах с наибольшим сред-

*Сортный коэффициент — величина, обратная степени сортированности.

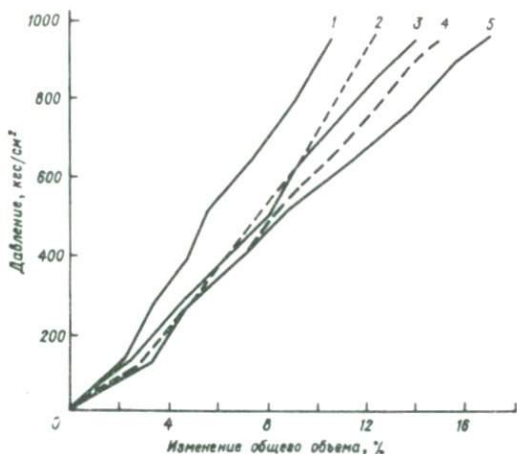


Рис. 39. Сжимаемость нескольких размерных фракций сухого дисагрегированного песчаника Сент-Питер.

1 – 70 % фракции 250–300 мкм и 30 % фракции 105–125 мкм; 2 – фракция 105–125 мкм, 3 – фракция 180–210 мкм; 4 – насыпной песок; 5 – фракция 250–300 мкм.

ним размером зерен, в самых крупнозернистых песчаниках. Трещиноватость увеличивалась с деформацией пород.

В смешанных образцах фракция 250–300 мкм показывает меньшую трещиноватость, чем фракция 105–125 мкм или чем та же крупная фракция 250–300 мкм, но в однородном образце. Наоборот, фракция

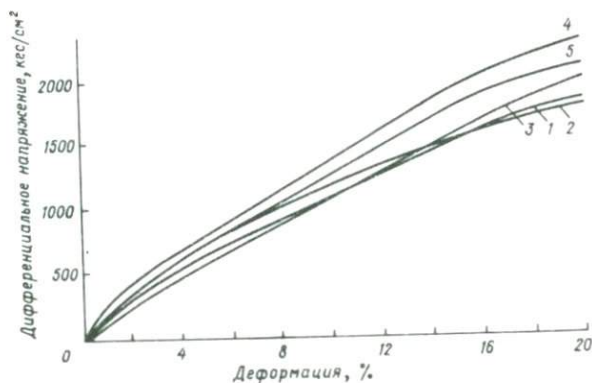


Рис. 40. Зависимость деформации сжатия от напряжения для сухого, дисагрегированного песчаника Сент-Питер с различным размером зерен под всесторонним давлением 1000 кгс/см².

Условные обозначения см. на рис. 39.

Таблица 2

Данные анализа образцов после их испытаний

Номер обр.	Анализы	Средний размер зерен, мкм	Сортный коэффициент	Неразрушенные зерна, %
451	1	142	1,96	17
	2	137	2,20	17
640	1	143	1,94	5
	2	145	1,95	6
503	1	85	1,76	41
	2	85	1,87	43

105–125 мкм в смеси с крупной фракцией более трещиновата, чем когда она деформируется одна.

Обращает на себя внимание тот факт, что зерна кварца в кварцевом песке могут быть разрушены под относительно малыми нагрузками, приложенными к агрегату в целом. Это объясняется тем, что в песке нагрузка передается от зерна к зерну и сосредоточивается в относительно немногих точках контакта. Предполагается, что большие концентрации напряжения возникают в индивидуальных зернах.

Наибольшему растрескиванию подвергается наиболее крупнозернистый песок. Это происходит потому, что в нем давление, прилагаемое к образцу, приходится на меньшее число зерен, между которыми имеются точечные контакты. В этом случае концентрация напряжения в контактах большая и разрыв получается легче.

В результате в самых крупнозернистых песчаниках происходит наибольшее разламывание зерен, что приводит к наибольшему уменьшению пор. В мелкозернистых песках происходит меньшее разламывание и образуется меньше фрагментов для заполнения пор. Размер пор уменьшается вследствие вращения зерен, но число пор остается тем же. В целом изменения в мелкозернистом песке относительно невелики. В смешанных образцах, наоборот, более мелкие зерна первые дают трещины, потому что при равной концентрации напряжения во всех зернах на распространение трещин в мелком зерне требуется меньше энергии. В общем случае уменьшение среднего размера зерен и пористости является почти линейной функцией деформации песков.

Относительно большее раздробление крупнозернистых песков в результате равномерного всестороннего давления приводит к тому, что окончательный размер зерен у всех образцов примерно одинаков. Уменьшение среднего размера пор достигает также одного и того же значения — порядка 35 мкм (рис. 41).

В экспериментах на сжатие в образцах песчаника, укороченных под дифференциальным давлением, трещины расположены под небольшими углами (менее 45°) к направлению нагрузки. Образование таких трещин в индивидуальных зернах связано с внешней нагрузкой. Каждое зерно

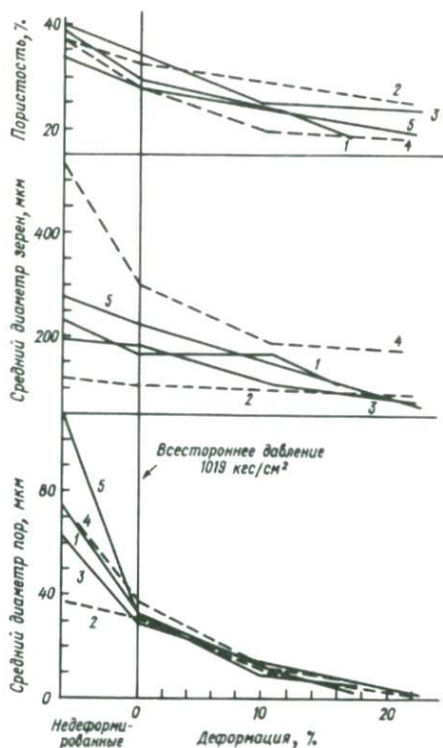


Рис. 41. Изменение пористости, размера зерен и пор для различных фракций песчанника Сент-Питер. Относительная деформация сжатия при всестороннем давлении 1019 кгс/см². Условные обозначения см. на рис. 39.

С целью оценки влияния глубины залегания на уплотнение и цементацию песчанников проводились эксперименты с моделированием глубинных условий [Maxwell I., 1960]. Проведено 230 опытов на сжатие песков продолжительностью от нескольких часов до 100 дней. В качестве глубинных факторов рассматривался ряд переменных величин: вес покрывающих пластов (рис. 42), давление жидкости внутри осадков, температура (рис. 43), время, состав осадков и состав вод. Плотность изучаемого песка составляла 2,23–2,25 г/см³, пористость – 14 %, вода – морская. Моделировалась глубина 5–10 км, преимущественно около 8 км. Температура варьировала от 20 до 345 °С при статических и движущихся флюидах.

Проведенные эксперименты показали, что все эти факторы способству-

находится в контакте с несколькими и получает боковую поддержку. Поэтому в экспериментах на сжатие образуются трещины преимущественно скальвающего типа (под углом менее 45° к оси нагрузки). В экспериментах на растяжение трещины располагаются под большим углом к оси растяжения или перпендикулярно к ней (параллельно круговым сечениям), когда наименьшее напряжение приближается к нулю.

В природе при деформациях песчаных пород кроме трещинообразования имеет место также вращение и переориентация зерен; происходит катакластическая деформация. Необходимым условием для этого кроме всестороннего давления является дифференциальная нагрузка, образующаяся в результате тектонических процессов. Эксперименты показывают, что вращение зерен очень невелико при сжатии и значительно при растяжении.

Рис. 42. Рассчитанные вес покрывающих пород и гидростатическое давление в зависимости от глубины для песчано-глинистого разреза Галф-Кост или разреза типа Калифорнийского кайнозойского бассейна.
 d – плотность.

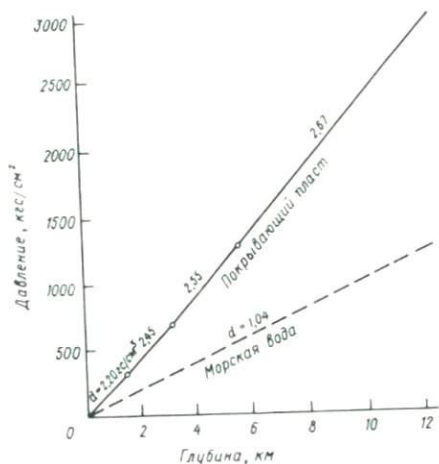


Рис. 43. Измеренные температуры в глубоких скважинах бассейнов Галф-Кост, Калифорнии и Скалистых гор.

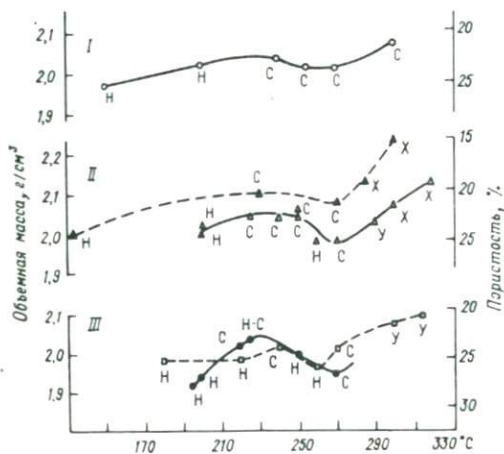
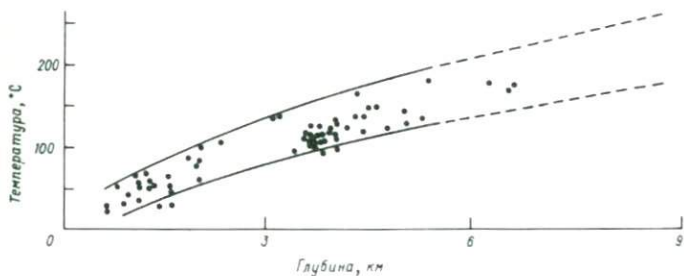


Рис. 44. Влияние изменения температуры и состава флюидов на уплотнение и цементацию кварцевого песка при изменении времени и постоянной глубине.

X, Y, C, H – соответственно хорошая, умеренная, слабая цементация и нецементированный кварцевый песок. I – кварцевый песок, дистиллированная вода, глубина 8077,2 м, 7 дней; II – то же, морская вода, глубина 8077,2 м, 7 и 100 дней; III – то же, пласт воды Фрио и Кокфилд, глубина 8077,2 м, 7 дней.

ют уменьшению пористости и уплотнению песчаников. Предполагается, что при уплотнении природных песчаников, с увеличением глубины их залегания, происходят образование трещин и дробление кварцевых зерен, а также их растворение в точках соприкосновения и залечивание разломанных зерен.

Заметное увеличение растворимости зерен отмечается с повышением температуры и давления. При высокой температуре и в присутствии движущихся растворов увеличиваются цементация и самозалечивание зерен. Ниже 200°C цементация не происходит. Характер цементации песчаников под действием температуры и состава флюидов показан на рис. 44.

В природных песчаниках, содержащих разнородные фракции, крупные округлые зерна кварца прочнее и устойчивее в растворении, чем мелкие, угловатые и пластинчатые. Мелкие угловатые разрушенные зерна более растворимы – этому способствует концентрация напряжения в местах соприкосновения зерен. В этих точках увеличивается растворимость двуокиси кремния, которая отлагается затем на менее напряженных участках. Растворимость кварца увеличивается в глинистой и карбонатной среде, т.е. в песчаниках с глинистым или карбонатным цементом. Наоборот, нефть и газ задерживают растворение и осаждение свободной SiO_2 . Возможно, поэтому в ряде районов Волго-Уральской области и наблюдается большая пористость продуктивных песчаников девона и карбона по сравнению с законтурной водоносной частью этих пластов.

В присутствии движущихся минерализованных растворов растворение и переотложение кварца значительно увеличиваются. Поэтому в природных условиях по сравнению с экспериментами растворение и переотложение кварца имеют большее значение, чем механическое уплотнение песчаников. Растворение кварца в местах соприкосновения зерен и отложения его в виде роста зерен в поровом пространстве – обычное явление. В присутствии насыщенных растворов трещины в зернах могут залечиваться за счет такого переотложения. Перекристаллизации в природных условиях способствует большая длительность приложения нагрузки, что также подтверждается экспериментами Максвелла, результат которых отображен на рис. 45 и 46.

Выше уже указывалось, что механизм деформации известняков и песчаников совершенно различен. В связи с этим представляют интерес результаты деформации сложной гетерогенной породы – песчаников, сцементированных кальцитовым цементом. Такие эксперименты проводились М. Фридманом [Friedman M., 1963], который исследовал сухие цилиндрики пермских песчаников с пойкилитовой структурой под всесторонним давлением $(1 \div 5) \cdot 10^3 \text{ кгс/см}^2$, с перепадом давления, при температурах $150\text{--}300^{\circ}\text{C}$. До и после эксперимента шлифы этой породы изучались микроскопически. Как показали эти исследования, кальцитовый цемент и обломочные зерна кварца деформируются одновременно, но различно. Они реагируют на направление напряжений в границах всего образца, а не только в контактах зерен. При этом кварц трескается, а кальцит двойникуются.

Пластинки двойникования кальцита развиваются в зернах, ориентиро-

Рис. 45. Изменение в уплотнении кварцевого песка со временем при постоянной температуре и постоянной глубине 8077,2 м в присутствии морской воды.

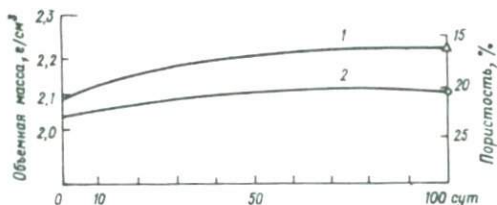
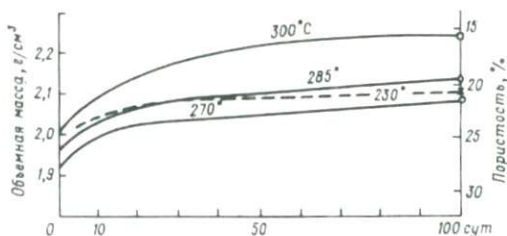


Рис. 46. Изменение в уплотнении песчаников Фрио (1) и Кокфилд (2) для переменного времени при постоянной температуре 270°C и глубине 8077 м.

ванных благоприятно относительно главной оси нагрузки. Частота двойников увеличивается с возрастанием деформации образца. Количество микротрещин также возрастает в соответствии с увеличением деформации. Большинство микротрещин во всех образцах ориентировано перпендикулярно к оси наименьшего напряжения, т. е. они являются трещинами растяжения. Зоны микросдвигов наклонены под углом 30° к главной оси.

Приведенные результаты отображают влияние перепада давления. Одно только равномерное давление не производит двойникования кальцита или значительного растрескивания кварцевых зерен. Если такие заключения верны, то можно полагать, что наблюдаемые в природе подобные деформации отображают прежде всего результат больших тектонических напряжений на данном участке, которые всегда сопровождаются наличием дополнительного одностороннего давления.

Поведение пород на глубине

В настоящее время не представляется возможным дать точную характеристику физико-механических условий на каждой заданной глубине, поскольку обстановка в земной коре определяется многими переменными факторами, включая и динамические силы тектонического сжатия. Однако приведенные выше данные по физико-механическим свойствам горных пород при высоких всесторонних давлениях и температуре и т. п. позволяют наметить определенные тенденции изменения поведения пород с глубиной их залегания, которые могут служить обоснованием для выводов по механизму образования тектонических структур.

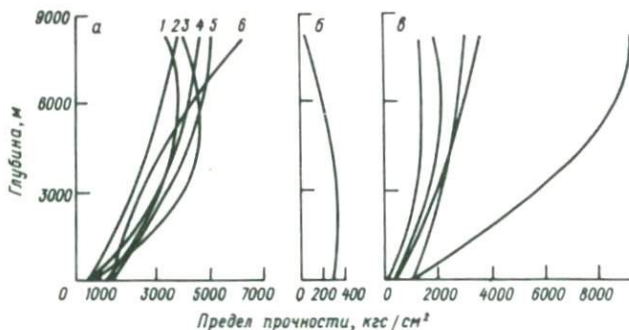


Рис. 47. Предел прочности как функция глубины для различных пород, деформируемых сухими в сжатии при всесторонних давлениях от 0 до 2038 кгс/см² при температуре 24–300 °С.

a – различные породы: 1 – юльский мрамор, 2 – известняк Марианна, 3 – доломит Луинг, 4 – известняк Вулфкамп, 5 – доломит Хасмарк, 6 – ангидрит Блейн; *б* – галит; *в* – различные сланцы.

Прежде всего с увеличением глубины залегания в земной коре возрастают всестороннее давление и температура, увеличивается концентрация пластовых вод. Как было указано выше [Handin J., Hager R., 1958], с увеличением всестороннего давления будет значительно возрастать прочность всех пород и повышаться их пластичность. Крепчение различных пород под действием всестороннего давления с увеличением глубины их залегания в земной коре показано на рис. 47. Высокое всестороннее давление приводит также к увеличению предела упругости горных пород.

Напряженное состояние в земной коре видно на примерах хорошо известных явлений – природных взрывов и стреляния породы, когда ее куски самопроизвольно отскакивают от стен горных выработок или скважин на глубине. В глубинных условиях вокруг пород нет пустого пространства, поэтому за пределами прочности не происходит разрушения пород. Высокое всестороннее давление будет задерживать возникновение трещин, способствовать непрерывному залечиванию возникающей трещиноватости, и деформация принимает форму пластического течения. Это состояние временами нарушается под влиянием динамических сил, образующих резкие перепады давления, которые приводят к образованию зон разломов. Условия высокого всестороннего сжатия в земной коре приводят к тому, что на больших глубинах напряжение локализуется в одном разрыве. Ослабление нагрузки в верхних зонах земной коры и по соседству с разломами приводит к открытию трещин и повышению проницаемости пород.

В условиях всестороннего сжатия на больших глубинах земной коры, где главное значение имеют вертикальные силы, обусловленные давлением толщи пород, будут преобладать вертикальные или круто наклоненные разрывы. На малых глубинах, где значение веса пород уменьшается

и ведущее влияние приобретает боковое давление за счет динамических сил, большее значение получают горизонтальные и полого наклоненные трещины. Такое распределение главной трещиноватости в земной коре и определяет грибообразную форму многих интрузий и соляных штоков, расплывающихся в верхних структурных зонах. В соответствии с распределением напряжений и связанных с ними направлений главной трещиноватости в земной коре на больших глубинах будет преобладать вертикальная миграция флюидов, а в верхних горизонтах разреза — горизонтальная.

С увеличением всестороннего давления и температуры с глубиной значительно увеличивается пластичность большинства горных пород. В наибольшей степени это касается каменной соли, которая под давлением приобретает абсолютно пластические свойства и выдавливается в зоны меньшего давления в верхних частях земной коры. Из других пород наиболее пластичны известняки, мощность которых даже при относительной небольшой всесторонней давлении (порядка 800–1000 кгс/см²) значительно изменяется за счет вторичных раздувов и пережимов породы. При более высоких давлениях и температурах, отвечающих большим глубинам земной коры, зерна кальцита двойниваются, известняки текут, метаморфизуются и постепенно превращаются в мрамор.

Повышение температуры приводит к увеличению пластичности галита, известняка и еще некоторых пород. У других пород повышение температуры понижает пластичность (доломиты, сланцы) или не оказывает на нее заметного влияния (песчаники). На больших глубинах, особенно в тектонически напряженных районах, в связи с увеличением вертикальной нагрузки массы пород разность между всесторонним и поровым давлением будет возрастать, что также приводит к увеличению пластичности. Повышению пластичности пород в земной коре способствует и наличие высокоминерализованных растворов на глубине, которые играют роль "смазки" и помогают растворению зерен на их контактах.

Под влиянием высокого всестороннего давления в недрах земной коры большое значение приобретают раздробление, растворение и перекристаллизация зерен песчаника и других пористых пород, в результате чего происходит их уплотнение, связанное с уменьшением пористости и проницаемости. Кроме того, в результате перекристаллизации происходит залечивание образовавшихся трещин. Наиболее интенсивно перекристаллизация проходит в присутствии минерализованных растворов и при высокой температуре. С увеличением температуры прочность большинства пород понижается. Однако действие высокого всестороннего давления оказывает влияние более значительное, и в итоге прочность пород с глубиной возрастает.

В условиях значительного сжатия в земной коре благодаря механическому упрочению предел прочности большинства пород превышает предел их текучести, и на больших глубинах пластического течения не происходит. В результате этого пластические деформации пород осадочной толщи и, в частности, вторичные изменения мощности известняков отсутствуют на большой глубине и обнаруживаются главным образом в верхних и средних зонах земной коры.

В перспективе геологической истории развития территории в обстановке глубинных недр большое значение приобретает фактор времени. Несомненно, что длительность напряжения значительно влияет на физико-механические свойства горных пород при тектонических деформациях. Весьма вероятно, что в условиях продолжительного влияния всестороннего давления, температуры, растворов и других факторов при тех же нагрузках могут происходить значительно большие деформации и пределы текучести горных пород будут расширены.

ГЛАВА III

ФОРМИРОВАНИЕ КРУПНЫХ ПОЛОГИХ СТРУКТУР И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

При изучении тектоники платформенных областей и в особенности нефтегазоносных районов внимание большинства исследователей сосредоточено главным образом на замкнутых, ограниченных по площади структурах, которые принято называть структурами III порядка или локальными структурами. Это вполне естественно, так как именно эти структуры, так же как и вершины крупных сводов, являются наиболее распространенными ловушками для нефти и газа. Однако более крупные пологие структуры осадочного чехла платформ, служащие фоном, на котором развиваются более узкие зоны относительно интенсивных дислокаций и локальные структуры, также представляют определенный интерес. Эти структуры контролировали распределение суши и моря, влияли на изменение фаций и литологии пород по площади и по разрезу, что имеет значение при оценке перспектив нефтегазоносности.

Учитывая различия в морфологии крупных и локальных структур (площадные размеры и резкость выраженности в разрезе) и несогласованность в плановом соотношении, следует признать, что условия их образования разные. Поэтому естественно рассматривать особенности формирования этих структур отдельно. Описываемые здесь крупные структуры включают в себя элементы надпорядковые (синеклизы, антеклизы, гряды и авлакогены) и I порядка (впадины и своды) по общепринятой системе классификации. Разделение их на порядки весьма условно: они различаются между собой лишь размерами по площади, произвольно принятыми для удобства классификации. Структуры эти чаще прослеживаются по всем горизонтам осадочного чехла и по поверхности фундамента (хотя имеются и другие соотношения). Они характеризуются овальными (вытянутыми) или округлыми очертаниями, размерами (в длину и ширину) от первых сотен километров до 1000 км и более, амплитудами в сотни метров и наклоном крыльев до 1° (реже до $1^\circ 30'$). Одноименные структуры часто сочленяются посредством седловин. Эти отрицательные и положительные формы структур примерно соответствуют принятым в американской литературе понятиям: "бассейны" и "своды".

В русской литературе большее внимание было уделено отрицательным формам, которые по предложению А.П. Павлова получили название синеклиз. В изложении Н.С. Шатского [1940] это слабые прогибы, неопределимые горным компасом, но сказавшиеся на распространении морей. Они имеют огромную площадь и мультобразную форму в разрезе и распознаются по закономерной смене молодых геологических образований осевых частей синеклизы более древними отложениями на ее крыльях. В плане форма структур удлиненная, овальная, округлая или угловатая. Н.С. Шатский отмечает, что синеклизы образуются крайне медленно, в течение нескольких эпох, в результате длительного и неравномерного прогибания определенных платформенных участков земной коры.

Отдавая приоритет образованию отрицательных структур как ведущей форме, Н.С. Шатский [1947 г.] указывает, что положительные формы — антеклизы — в своих очертаниях подчинены синеклизам, пассивно занимая промежутки между ними. Однако следует заметить, что на древних платформах не меньшую площадь, чем синеклизы, а на некоторых платформах (в Южном полушарии) даже большую имеют антеклизы.

Все указанные выше особенности крупных пологих структур (обширные размеры, пологие формы, слабая выраженность в разрезе и расположение их на фоне общего наклона плиты) создают определенные трудности при оконтуривании, проведении границ между ними, а в некоторых случаях и сложность выделения этих структур. Границы крупных тектонических элементов, как правило, проводятся весьма условно и неоднозначно, однако более уверенно — на древних платформах. На молодых плитах выделение таких структур, как синеклизы и антеклизы, вообще является спорным и многими исследователями не проводится. Все это создает затруднения и при изучении истории и механизма формирования крупных платформенных структур.

В течение уже многих лет почти единственным методом воссоздания истории тектонических движений крупных структур платформенных областей служит анализ мощности отложений. Этот метод, использованный в свое время В.В. Белоусовым для анализа истории развития Большого Кавказа, в настоящее время широко применяется в различных модификациях: в виде построения карт изопахит, палеотектонических карт, палеотектонических профилей, графиков изменения мощности и т. п. Во всех вариантах исходными являются данные об изменениях по площади мощности отложений большей или меньшей части разреза, отсчитываемой сверху вниз или снизу вверх.

При всей своей простоте и кажущейся универсальности метод анализа мощности заключает в себе и много недостатков, которые в ряде случаев делают его применение ненадежным. Даже если исходить из допущения о том, что мощность осадков является отображением режима колебательных движений, которое является весьма спорным, нужно признать, что колебания мощности отложений не характеризуют собой структуру или палеоструктуру территории, а фиксируют направленность движений в отдельные моменты времени.

Построения "палеотектонических" профилей и карт изопахит, какие

бы оговорки при этом ни делались, не учитывают обычные для разрезов платформенных областей многочисленные размывы отложений, существенно изменяющие первоначальную мощность осадков. Последнее обстоятельство весьма важно, если учесть, что эти мощности отображают лишь характер движения земной коры, меняющийся с течением времени. Не спасает положения и оговорка об исключении влияния размывов при суммарном рассмотрении мощностей крупных подразделений разреза осадочного чехла. В этом случае наложение движений разного знака за длительный период времени неизбежно приведет к "компенсации" структуры, что вытекает из самого обоснования метода анализа мощности. Поэтому, оперируя большими интервалами мощности отложений осадочного чехла, также нельзя получить истинного представления о его палеотектонике.

Существенное ограничение имеет метод мощностей и в связи с тем, что он применим лишь для зон погружения и накопления осадочных отложений. В областях поднятий и отсутствия осадочных отложений такие построения, естественно, невозможны и эти зоны остаются неосвещенными. Обоснованием метода анализа мощностей служит допущение о полной компенсации погружения осадками, которые якобы всегда находятся в морских бассейнах в избытке. Однако такой полной компенсации в действительности не существует и очень часто обнаруживаются ископаемые глубоководные бассейны с некомпенсированным прогибанием [Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л., 1960]. Известно также, что максимальное накопление осадков в современных морях отвечает не наибольшему их погружению, а мелководной прибрежной шельфовой зоне.

Признание отсутствия полной компенсации прогибания осадками сводит на нет метод анализа мощностей, который основан на количественных или полуколичественных расчетах: большая мощность — большее погружение, меньшая мощность — меньшее погружение. Если же нет полной компенсации метр на метр, то такая общая формула не отвечает действительности, так как большему погружению может отвечать меньшая мощность и наоборот, что часто имеет место в практике исследования. Не составляют исключения и так называемые палеотектонические карты и профили, представляющие собой производные модификации тех же карт изопохит. Их отличие заключается лишь в том, что в данном случае верхняя граница отложений рассматриваемого комплекса представляется горизонтальной и от нее откладывается мощность, т.е. расстояние до какого-то нижнего горизонта.

При этих построениях исходят из теоретической предпосылки о том, что поверхность толщи осадков всегда выровнена (компенсирована) и дно бассейна осадкообразования представляет собой, в общем, горизонтальную поверхность. Тем самым отрицается наличие неровностей рельефа морского дна, что никогда не соответствует действительности, поскольку существует различие фаций осадочных отложений по глубинам их образования.

Таким образом, метод анализа мощностей не является достоверным. Он не всегда может рассматриваться даже как качественный метод, характеризующий направленность тектонических движений. Его применение требует большой осторожности.

При сопоставлении карт изопакит отдельных стратиграфических комплексов со структурными и тектоническими картами, отображающими современное тектоническое строение какого-либо крупного региона, обычно обнаруживается несоответствие между ними. Это могло бы объясняться несовершенством данного метода, о котором было сказано выше. Однако сопоставление распределения фаций и палеогеографических зон, обоснованных объективным фактическим материалом, с теми же структурными и тектоническими картами также часто показывает отсутствие прямой связи между ними.

Не устанавливается также точного соответствия плана новейших тектонических движений, отображенных в распределении форм рельефа поверхности, с современной тектонической структурой осадочного чехла. Поэтому геоморфологи выделяют районы прямого и обратного соотношения рельефа и тектонической структуры. Поскольку распределение фаций и характер рельефа земной поверхности территории и акватории как в прошлые эпохи, так и в настоящем определяются особенностями движений земной коры, указанное несоответствие между ними и современным тектоническим планом свидетельствует об автономности, независимости распределения тектонических движений в каждый данный период времени. Оно показывает, что с течением времени общий план тектонических движений меняется и наблюдаемая в настоящее время тектоническая структура осадочного чехла и поверхности фундамента плит представляет собой результат последовательного наложения различных тектонических движений. Поэтому движения каждого отдельного периода времени могут не совпадать, что обычно и наблюдается, с общим суммарным результатом, отображенным в современном структурном плане.

Учитывая ненадежность палеоструктурных реконструкций известными методами, очевидно, более правомерно ограничивать задачу палеотектонических исследований изучением характера тектонических движений в тот или иной период времени. Необходимо также использование новых методических приемов, исключающих указанные выше недостатки метода анализа мощностей. Нами был предложен палеогеографический метод анализа тектонических движений, основанный на сопоставлении расположения приподнятых и опущенных участков (областей размыва и накопления осадков) в течение смежных геологических эпох на данной территории. Исходным материалом для такого анализа послужили палеогеографические карты, повсеместно строящиеся по данным изучения литолого-фациального состава отложений. Нами использовались сводные карты из атласа литолого-палеогеографических карт СССР [Атласы . . . , 1967–1969].

Методика таких построений была описана в специальной статье [Розанов Л.Н., 1973], поэтому нет необходимости в подробном ее изложении. Сущность ее заключается в следующем. С указанных палеогеографических карт снимались контуры областей размыва (суши) и областей моря глубиной более 200 м. Эти контуры накладывались друг на друга и группировались на сводных схемах по системам.

Области суши и глубокого моря в разные эпохи не совпадали между собой или перекрывали друг друга частично. Поэтому на сводных схемах выделялись участки, характеризующиеся различной повторяемостью подъемов или опусканий. Отмечалось число эпох подъемов или опусканий для каждого фрагмента карты путем оцифровки. В случае наложения движений разного знака в разные эпохи на одном и том же участке определялось их суммарное значение с учетом смены знака движения. Для выделения участков с различной степенью тенденции подъема и опускания по данным их оцифровки проводились изолинии равной устойчивости движения, отображающие число эпох повторяющихся подъемов и опусканий на этих участках.

Каждая схема в отдельности отображает суммарную направленность тектонических движений и конфигурацию зон поднятия и погружения в рассматриваемый отрезок времени геологической истории. Число изолиний положительного или отрицательного знака фиксирует относительную длительность (число эпох) восходящих или нисходящих движений на каждом данном участке. Особенность таких схем заключается в том, что они в отличие от карт изопахит характеризуют особенности тектонических движений не только в зонах погружения, но и на поднятиях с разрывом отложений.

Для решения вопросов динамики формирования региональных тектонических структур кроме познания плана тектонических движений прошлого представляет также интерес изучение палеоструктуры отдельных эпох. Представление о палеоструктуре платформенных областей на какую-либо дату геологической истории можно получить лишь просуммировав всю совокупность тектонических движений данной территории с начала ее становления до рассматриваемого времени. Только эти построения можно называть палеотектоническими. Такие обобщенные схемы, суммирующие все тектонические движения предшествующих эпох, составлялись нами методом схождения путем наложения указанных выше схем, построенных для отдельных интервалов геологической истории.

Таковы сущность и обоснование использованного метода изучения истории тектонических движений по данным палеогеографии.

Перейдем теперь к анализу тектонических движений крупных регионов платформенных областей. Наиболее удобным объектом для этого служат древние платформы, испытавшие более длительную по сравнению с молодыми плитами историю развития и характеризующиеся более четким выражением крупных тектонических элементов.

Русская платформа

Время, отвечающее додевонским отложениям (от середины рифея до конца силура), в целом характеризуется слабым поднятием Балтийского щита и формированием единой крупной впадины от Тимана до Балтики, объединяющей территорию современных Мезенских, Московской и Балтийской синеклиз (рис. 48, схема *a*). К югу и востоку от нее распола-

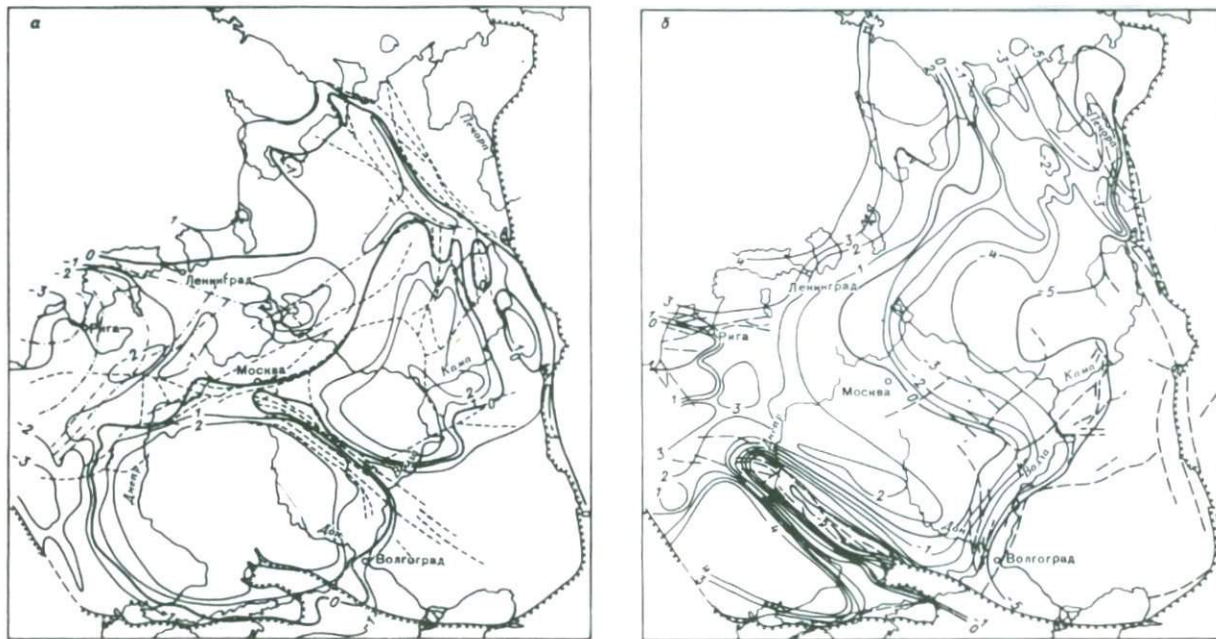
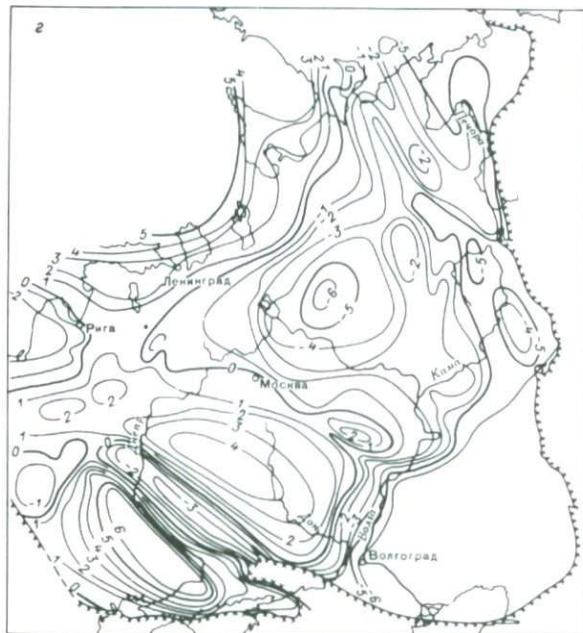
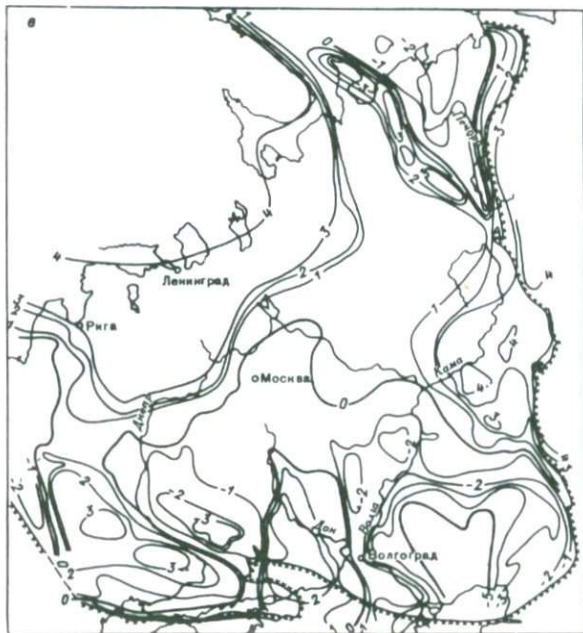


Рис. 48. Схемы направленности тектонических движений Русской платформы.

а – додевонская эпоха (средний рифей – силур); *б* – средний и поздний палеозой (средний девон – ранний триас); *в* – мезозой и кайнозой (средний триас – эоцен); *с* – суммарная, на конец палеозоя (по ранний триас); *д* – суммарная, на ранний кайнозой (по эоцен); *е* – тектоническая схема современного строения.



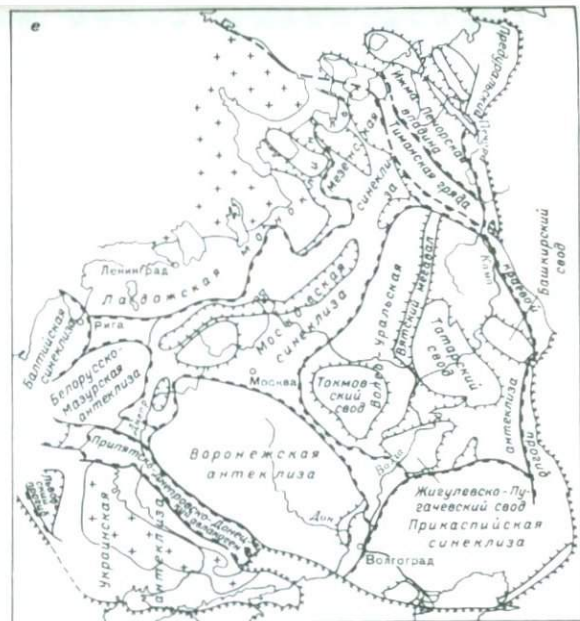
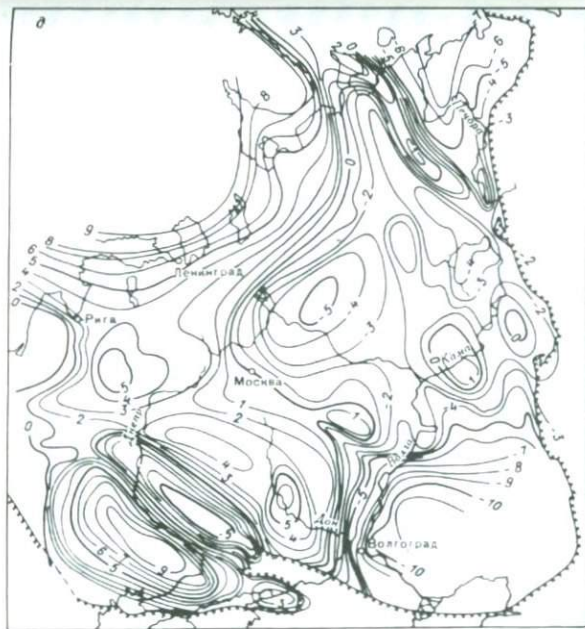


Рис. 48 (продолжение).

1 - изолинии равной устойчивости направления тектонических движений; 2 - контур платформы; 3 - границы крупнейших (над порядковых) структур; 4 - границы крупных структур (1 порядка); 5 - главнейшие разломы на тектонической схеме; 6 - выходы фундамента на поверхность; 7-9 - разломы: 7 - рифейского (байкальского), 8 - каледонского, 9 - герцинского возраста;

гаются крупные антеклизы; единая Украинско-Воронежская и Волго-Уральская, разделенные и расчлененные Рязано-Саратовским, Казанско-Абдулинским и Кировским грабенами, заполненными верхнепротерозойскими отложениями. От указанной зоны поднятий намечается погружение к юго-востоку к Прикаспийской синеклизе, к Донбассу и к Тиманской зоне. Учитывая, что на данной схеме обобщены все рельефообразующие тектонические движения от начала платформенного режима до конца силура, ее в какой-то степени можно рассматривать как отображение палеоструктурного плана к концу додевонской эпохи.

В среднем и позднем палеозое (от середины девона до раннего триаса) характер тектонических движений был существенно иной (рис. 48, схема б). Наблюдается общее погружение с запада на восток, в сторону Уральской геосинклинали. На месте Татарского и Башкирского сводов происходит погружение, а на месте Балтийской синеклизы – поднятие, образуется Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген (ПДДА), разделяющий Украинскую и Воронежскую антеклизы, возникают структуры Тимана, Колвинского вала и Печорской синеклизы, интенсивно поднимается Воронежская антеклиза.

В мезозое – начале кайнозоя (от середины триаса до конца эоцена) общий суммарный план тектонических движений на Русской платформе еще больше изменился, отличаясь от обеих предыдущих эпох (рис. 48, схема в). Более или менее стабильным было лишь поднятие Балтийского щита. Происходит также воздымание всей западной пограничной территории Советского Союза, Тимана, Приуралья, Украинской антеклизы и Нижнего Поволжья. Между ними остается область небольшого прогибания центральных районов плиты. На юге выделяется широтная зона погружения, охватывающая Прикаспийскую синеклизу, ПДДА и Воронежскую антеклизу, а также южные пограничные районы платформы.

Рассматривая палеоструктуру Русской платформы к концу палеозоя (как суммарный результат тектонических движений от среднего рифея до раннего триаса), можно видеть (рис. 48, схема з), что к этому времени уже сформировались поднятия Балтийского щита, Воронежской и Украинской антеклиз и лишь слабо намечались поднятия Татарского и Башкирского сводов и небольшие поднятия на юге Токмовского и Жигулевского сводов. Центральные и восточные районы платформы являются погруженными. Широкая синеклиза в центре платформы (Московская) через седловину переходит в Балтийскую синеклизу. Отчетливо видно погружение в сторону Прикаспийской синеклизы; наблюдается погружение в пределах ПДДА. Слабо выражены рифейские авлакогены, которые к этому времени сnivelированы осадками.

Палеоструктура Русской платформы начала кайнозоя (рис. 48, схема д) отличается от вышеописанной тем, что к этому времени возникают Белорусская антеклиза, Татарский и Башкирский своды, Тиман, Печорская синеклиза, сужается Московская синеклиза. В общем, сформированы все известные в современном плане тектонические структуры, кроме Жигулевской дислокации, образование которой относится к более поздне-

му (неогеновому или, точнее, новейшему) времени, не учтенному в наших построениях.

Сибирская платформа

Время, отвечающее отложениям нижнего комплекса осадочного чехла (рифей — силур), характеризуется развитием поднятий на юге платформы и в ее северо-восточной части, где поднятия имеют общее северо-западное простирание (рис. 49, схема *a*). В центральной, северной и западной частях платформы происходит погружение. Вдоль южной системы поднятий выделяется зона линейного протгибания, не достигающая Верхоянья, но Вилюйская синеклиза в современном ее плане не образуется. Намечаются поднятия в пределах Енисейского кряжа и в южной половине Тунгусской синеклизы. В целом все додевонское время отличается резкой дифференциацией тектонических движений и, очевидно, частой сменой их плана. Поскольку на рассматриваемой схеме сведены в общем все тектонические движения, связанные с осадкообразованием нижней части чехла до конца силура, ее, так же как для Русской платформы, можно рассматривать в качестве палеоструктурного плана додевонской эпохи.

Тектонические движения среднего и позднего палеозоя (от среднего девона до раннего триаса) в крупном плане фиксируют формирование всех основных тектонических элементов Сибирской платформы, известных в современном ее строении. На схеме (рис. 49, *б*) хорошо выражены Анабарская и Енисейская антеклизы. Вилюйская и Саяно-Енисейская синеклизы (последняя в меньших размерах), Тунгусская синеклиза с наибольшим погружением в западной ее части, Ботуобинская и Катангская седловины. В пределах Вилюйской синеклизы формируется Сунтарское поднятие.

Для мезозоя и начала кайнозоя (от среднего триаса до конца эоцена) характерно общее единое поднятие всей северной половины платформы, включая и значительную часть Тунгусской синеклизы. Отмечается субширотная восток-северо-восточная ориентировка поднятий севера и юга и зоны прогибов средней части Сибирской платформы к востоку от Верхоянья. Такое же простирание имеет система прогибов на юге Алданского щита (рис. 49, схема *в*).

Следующая схема (рис. 49, *г*), представляющая собой суммарное отображение тектонических движений платформенного этапа в течение позднего протерозоя и всего палеозоя (от среднего рифея до раннего триаса), может рассматриваться как палеоструктурная схема Сибирской платформы на конец палеозоя. На ней можно видеть все основные тектонические элементы современного структурного плана, которые (в частности Анабарский и Оленекский своды) по сравнению с более ранней (додевонской) эпохой приобретают более округлые контуры. Тунгусская синеклиза наиболее приподнята в южной части и значительно погружена на северо-западе, а в северной ее части обращает на себя внимание отчетливо выделяющийся широтный мегавал.

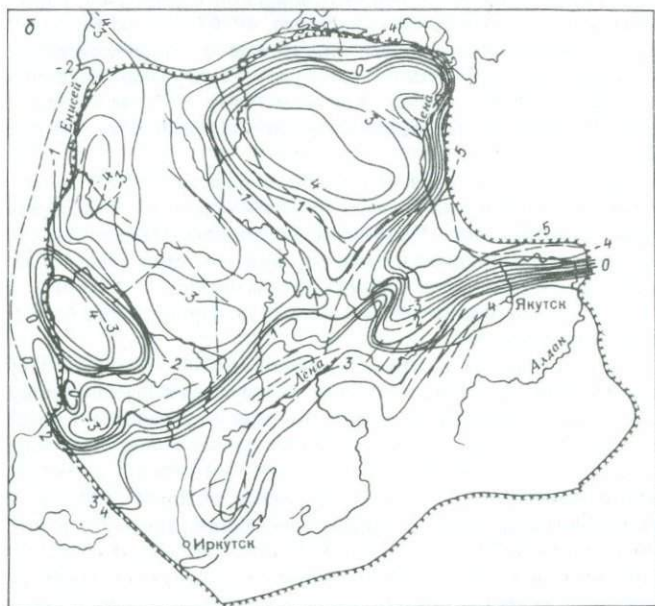
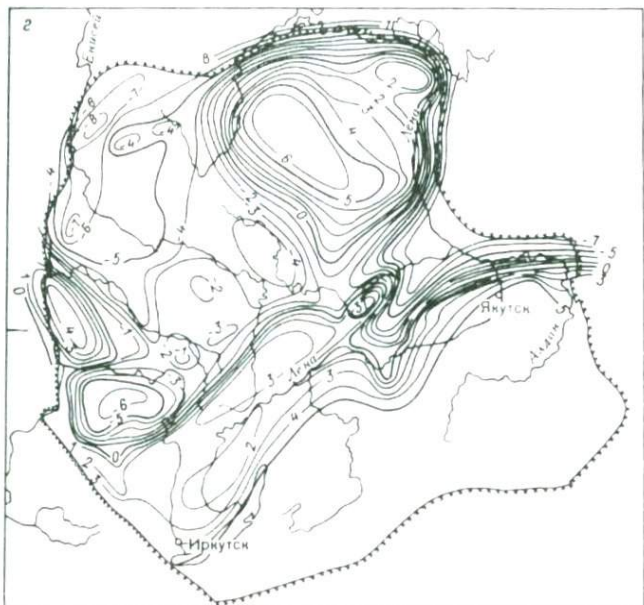


Рис. 49. Схемы направленности тектонических движений Сибирской платформы.



Условные обозначения см. на рис. 48.

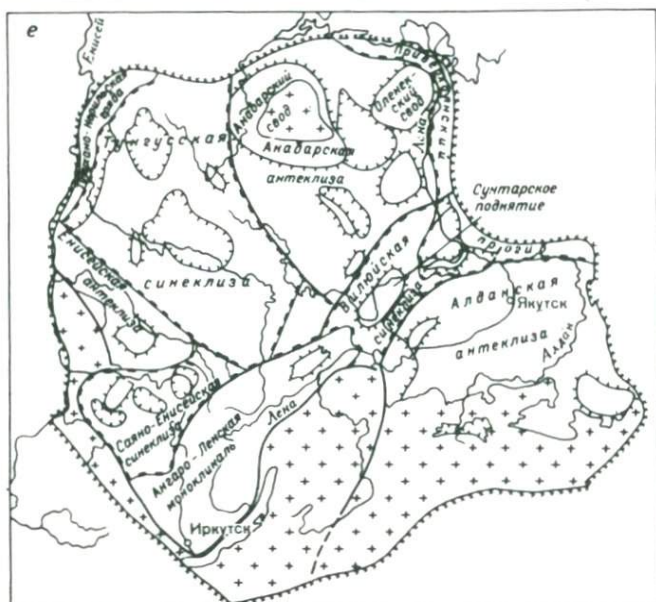
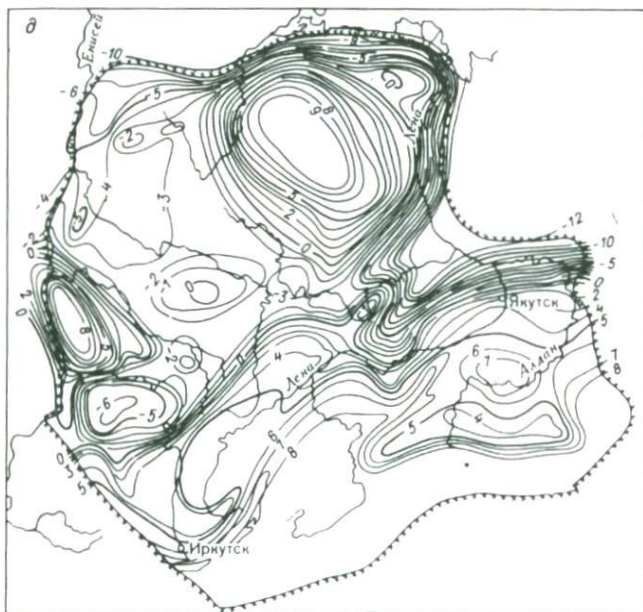


Рис. 49 (продолжение).

Сходство данной (палеоструктурной) схемы с современным структурным планом (рис. 49, схема *e*) свидетельствует о том, что к концу палеозоя все основные тектонические элементы Сибирской платформы, за исключением молодого Путоранского свода, в основном были уже сформированы. Поэтому нет нужды связывать их образование с мезозойской эпохой, которая иногда рассматривается здесь как структуроформирующая. Естественно, что еще большее сходство с современным строением имеет схема суммарных тектонических движений за все время платформенного этапа по ранний кайнозой (рис. 49, схема *d*), которая, так же как и все другие подобные ей, условно может рассматриваться как палеотектоническая.

На этой схеме по сравнению с предыдущей отмечается некоторое изменение простираний крупных тектонических элементов. Выделяются мегавал на севере и поднятие на юге Тунгусской синеклизы, которая характеризуется относительно неглубоким залеганием фундамента по сравнению например, с Вилюйской синеклизой. На последней схеме не получила отражения структура так называемого Путоранского свода, выделяемого на севере Тунгусской синеклизы. О достоверности этой структуры трудно что-либо сказать потому, что наш анализ заканчивается эоценовым веком и не рассматривает движений новейшей тектонической эпохи.

Изложенный здесь материал на примерах Русской и Сибирской платформ показывает принципиальную возможность использования палеогеографических построений для изучения характера тектонических движений прошлых геологических эпох. Получаемые при этом результаты не имеют количественных значений; однако они показывают относительную картину распределения режимов (знака и интенсивности) тектонических движений по площади в условных единицах за определенный период времени (т.е. могут рассматриваться как полуколичественные) и помогают наметить общую направленность процесса тектонического развития в крупном плане.

Поскольку современная структура горизонтов осадочного чехла может рассматриваться как результат суммарного влияния всех тектонических движений со времени отложения данного горизонта по настоящее время, имеется возможность объективной оценки достоверности предлагаемого метода. Таким контролем корректности выполненных построений являются суммарные схемы всех тектонических движений платформенного этапа на ранний кайнозой (рис. 48, 49, *d*), которые обнаруживают хорошую сходимость с тектоническими картами (рис. 48 и 49, *d*). Заметим, что подобного контроля для палеотектонических карт, составляемых по методу анализа мощностей отложений, не существует.

Следует обратить внимание также на то, что суммарные результирующие схемы тектонических движений, как было указано выше, строились при помощи карт схождения, выполнение которых подчинено весьма строгим геометрическим правилам, не допускающим многозначного решения. Поскольку техника их построения общеизвестна, нет необходи-

мости приводить здесь ее описания. Рассмотренные примеры позволяют выявить некоторые особенности развития тектонических движений платформенных областей. Прежде всего устанавливается индивидуальность плана тектонических движений в каждый данный период времени. Поэтому в большинстве случаев не наблюдается сходства распределения литофаций и палеогеографических элементов почти каждого стратиграфического подразделения с современной тектоникой осадочного чехла. Таким образом, прямой унаследованности в развитии тектонических движений для многих районов в эпоху платформенного режима не наблюдается. Исключения представляют блоковые структуры: грабены, авлакогены, отдельные глыбы, ограниченные разломами, которые отличаются постоянством плана движений, но не их знака.

В результате наложения длительно развивающихся разноплановых тектонических движений и формируется тектоническая структура платформы, которая отражает результат суммирования отдельных индивидуальных движений. В связи с этим палеоструктуры различных геологических эпох, характеризующие собой суммарный результат всех движений до рассматриваемого момента истории, также могут не совпадать с современным тектоническим планом осадочного чехла. Не составляют исключения и тектонические движения новейшей (неоген-антропогенной) эпохи, в распределении которых также нет полного и обязательного соответствия с тектоникой осадочного чехла. Этим объясняется наблюдаемое иногда отсутствие прямой связи между тектоническими структурами и современным рельефом земной поверхности, который отображает главным образом направленность новейших движений, а не тектонику нижележащего комплекса пород.

Примером проявления автономности новейших рельефообразующих движений может служить размещение современных впадин южных морей: Черного, Азовского, Каспийского, Аральского, наложенных на различные геотектонические зоны. Впадина Каспийского моря (вместе с Прикаспийской синеклизой) в разных своих частях наложена на структуры Альпийской складчатой системы, эпигерцинской Скифско-Туранской плиты, юго-восточного края Русской платформы. Впадина Черного и Азовского морей расположена в пределах тех же тектонических элементов. Впадина Аральского моря в большей своей части наложена на погружение Уральской складчатой системы и т. д. и т. п.

Рассматривая формирование крупных структур, в частности синеклиз и антеклиз, как результат многократного наложения разноплановых движений, можно понять, почему эти структуры более четко выражены на древних платформах, прошедших более длительную и сложную историю тектонического развития по сравнению с молодыми плитами, где выделение надпорядковых структур требует некоторого воображения.

Об автономности региональных тектонических движений платформенных областей для каждой из прошлых эпох и формировании современной структуры в результате наложения этих разноплановых движений говорилось нами ранее [Розанов Л.Н., 1973]. Позднее сходная точка зрения была высказана в статье Р.Г. Гарецкого и Г.В. Зиновенко [1976]. Эти

авторы считают, что современная структура крупных отрицательных элементов древних платформ образуется в результате наложения и интерференции разновозрастных прогибов и впадин разного простирания, миграции их осевых частей, проявления значительных поднятий различных структур и т.д.

Автономность тектонических движений каждой данной эпохи свидетельствует об отсутствии permanently существующих бассейнов осадконакопления и локализованных бассейнов нефтегазонакопления, которые на самом деле выступают лишь как выражение суммарной картины меняющегося во времени осадконакопления.

Выявленная история формирования крупных платформенных структур не соответствует представлениям о волнообразной природе колебательных движений. С позиций образования структур в результате волнообразно-колебательных тектонических движений должна бы существовать определенная закономерная смена поднятий и опусканий на соседних участках во времени (по типу синусоидальной кривой). Приведенные материалы показывают, что такой закономерности нет и крупные структуры формируются в течение длительного периода времени путем наложения и сочетания разнообразных по знаку и продолжительности движений. При этом участки поднятий и опусканий изменяются в размерах и перемещаются по площади.

Такое поведение движений свидетельствует в пользу механизма коробления земной коры, непрерывно меняющегося во времени. Деформация коробления, очевидно, включает в себя упругую составляющую, влияние которой снимается по мере прекращения напряжения на данном участке, но имеет значение и слабая остаточная пластическая деформация до разрывов. Высказанные соображения о короблении земной коры не исключают возможности глобальных перемещений континентальных плит с позиций теории мобилизма. Деформации подобного рода вполне могли явиться следствием таких перемещений.

Поскольку здесь речь идет о деформациях крупных тектонических элементов, занимающих обширные площади, естественно полагать, что эти деформации охватывают всю земную кору, включая как осадочный чехол, так и кристаллический или складчатый фундамент. Эти части земной коры по-разному реагируют на деформацию коробления. Так, если пластичные породы осадочного чехла до появления трещиноватости могут испытывать некоторую пластическую деформацию, то жесткий консолидированный фундамент после небольшой упругой деформации быстро переходит к разрывам. Его поведение в основном упруго-хрупкое.

В результате этого медленные деформации коробления земной коры сопровождаются расколами фундамента (и образованием в нем зон трещиноватости). При этом отдельные его фрагменты могут испытывать самостоятельные движения, образуя горсты, грабены и т.п. С течением времени число дизъюнктивов фундамента растет, причем на древних платформах их больше, чем на молодых. На последних большое число разломов приурочено к зонам, прилегающим к молодым складчатым системам, подвергшимся более интенсивным напряжениям.

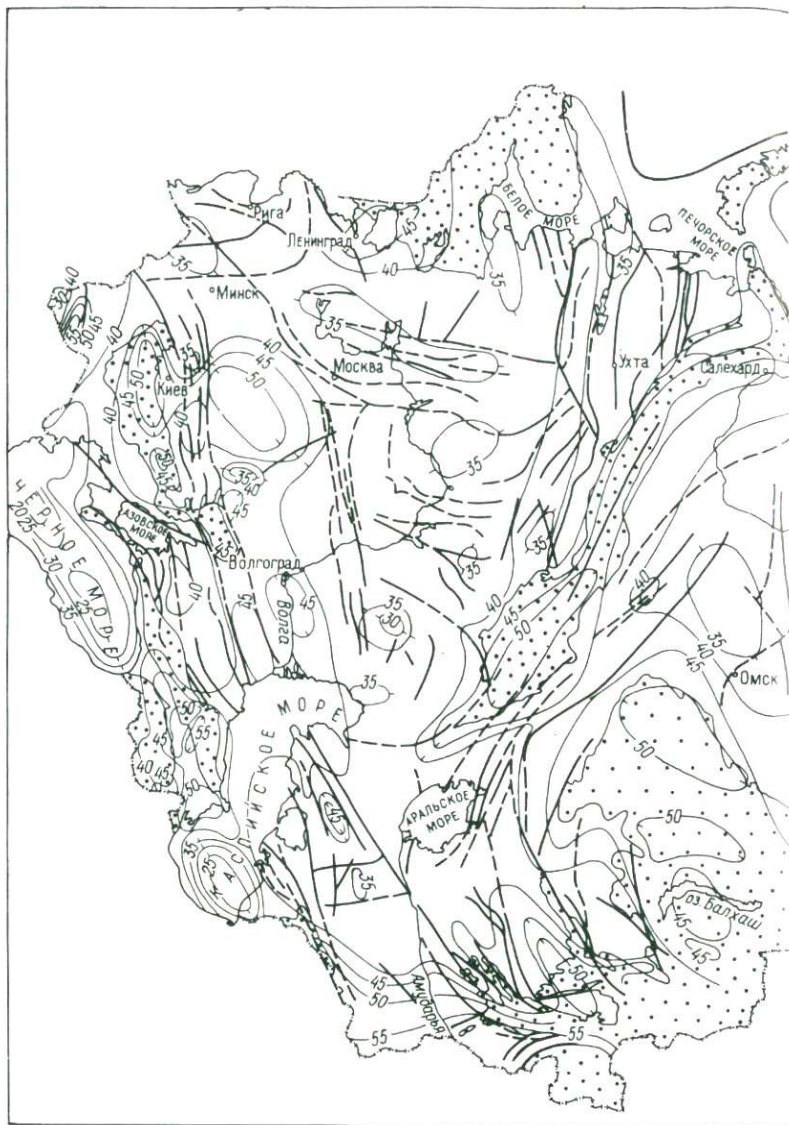
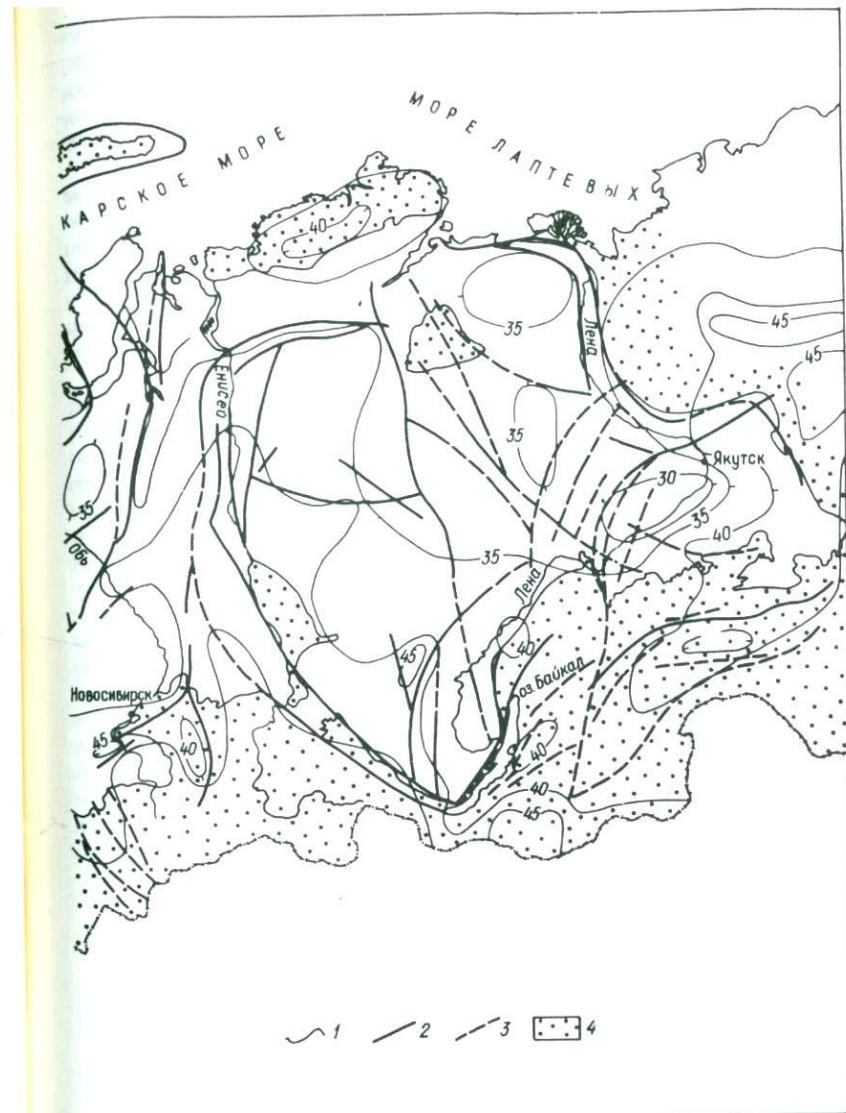


Рис. 50. Схема сопоставления расположения глубинных разломов и поверхности М
1 — изогипсы поверхности М (по данным Н.А. Беляевского и других с добавлениями активизация (по данным автора); 2 — активные в новейший тектонический этап.



в пределах платформенных областей СССР.
Л.П. Гришановой, А.В. Дехнич и И.Н. Калининой); 2, 3 — глубинные разломы и их
3 — неактивизированные; 4 — щиты и складчатые системы.

Таким образом, крупные пликвативные формы тектоники и движения крупных глыб фундамента по разломам являются согласованными. При этом отдельные фрагменты земной коры испытывали и горизонтальные перемещения. Элементы горизонтального растяжения наиболее ярко выражены в пределах авлакогенов, как правило, связанных по простиранию с геосинклинальными трогами.

В связи со сказанным весьма интересным представляется вопрос о глубине проникновения разломов в земную кору. Такое исследование было проведено под руководством автора для всех платформенных областей СССР [Глубинные разломы . . . , 1979]. На основании комплекса методов, среди которых основным являлся метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), были установлены амплитуды вертикальных перемещений горизонтов земной коры и глубины проникновения разломов до поверхности Мохоровичича (М)

Оказалось, что все разломы фундамента можно разделить на три группы: 1) затухающие в условном гранитном слое ("гранитные"), 2) затухающие в условном базальтовом слое ("базальтовые")*, 3) проникающие в мантию ("мантийные"). Вертикальное смещение поверхности М для последней группы разломов ("мантийных") достигает нескольких километров.

Затухание разломов фундамента сверху вниз на разных уровнях земной коры показывает, что раскрытие трещин разломов происходит не снизу вверх, как это считалось ранее, а сверху вниз. Если предполагать, что раскрытие трещин разломов развивается снизу вверх, от мантии к поверхности фундамента, что отвечает приоритету вертикальных движений, то тогда все разломы должны быть глубинными, но не все являются сквозными. Однако с позиции тектоники плит и ведущей роли горизонтальных движений образование разломов следует связывать с растяжением коры и растаскиванием ее фрагментов. При этом, как уже отмечалось ранее [Глубинные разломы . . . , 1979], происходит сначала пластичное растягивание и утонение коры, а затем ее раскалывание и расползание в стороны. Разные горизонты земной коры, обладающие различными физическими свойствами, ведут себя по-разному. При слабом растяжении нижние горизонты (базальтовый слой), находящиеся под большой нагрузкой вышележащих пород, могут испытывать еще пластическое течение, тогда как верхние, более хрупкие, горизонты (гранитный слой) — раскалывание и расползание. При большем растяжении, когда предел пластичности превзойден, нижний слой также будет расколот. Таким образом, развитие разломов происходит не снизу вверх, а сверху вниз и степень их проникновения на глубину определяется масштабами растяжения земной коры.

Рассматривая пространственное размещение разломов разной глубины на плитах, можно видеть, что все они образуют общую единую взаимосвязанную систему зон дробления земной коры. В плане коровые разломы ("базальтовые" и "гранитные") соприкасаются с глубинными

* Разделение первых двух групп разломов (коровых) не всегда было возможным.

"мантийными" разломами. Возможно, что коровые и приповерхностные разломы представляют собой ответвления от глубинных разломов в верхних частях земной коры. Поэтому все разломы независимо от их глубинности так или иначе оказываются связанными с глубинными недрами Земли.

Разные по глубине проникновения разломы различаются по протяженности и по своему положению в плане. Так, "мантийные" разломы, наиболее протяженные, разделяют фундамент платформ на крупные фрагменты, определяя блоковое строение фундамента в крупном плане. Большинство коровых разломов дополняет основную систему глубинных разломов в качестве оперяющих и поперечных дизъюнктивов и нарушений в зонах дробления. Они формируют приповерхностные блоки и трещиноватость фундамента и осадочного чехла.

Сопоставляя расположение глубинных ("мантийных") разломов с рельефом поверхности М (рис. 50), можно видеть, что в ряде мест они разделяют зоны различной толщины земной коры. В большей степени это относится к активизированным разломам, простирание которых обычно согласуется с направлением изогипс поверхности М. Эта зависимость служит основанием для предположения, что граница М нестабильна во времени и современное ее положение является новообразованием, отвечающим процессу новейшей тектонической активизации.

Заканчивая рассмотрение соотношения пликативной и разломной тектоники в крупном плане, уместно сделать несколько оговорок. Прежде всего следует отметить условность термина "разлом", потому что он не определяет характер движения крыльев разрывов. Дело в том, что в большинстве случаев нельзя определить тип нарушения (сброс, взброс и т.д.), так как эти дислокации, как правило, выделяются по геофизическим материалам (гравиметрическим и магнитометрическим в сочетании с геолого-геоморфологическими данными, указывающими лишь на его местоположение). Поэтому мы не приводим здесь и классификацию дизъюнктивных дислокаций, тем более что они приведены во многих работах.

Глава IV

ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Под термином "локальные структуры" геологи-нефтяники понимают замкнутые пологие куполовидные поднятия (структуры III порядка), контролирующие месторождения нефти и газа*. Эти структуры, среди

*К числу локальных структур, вероятно, следует относить также "структурные террасы" и "структурные носы", нередко представляющие собой объекты для поисков нефти и газа.

которых значительно преобладают положительные формы (отрицательные представляют исключительную редкость), располагаются на фоне более крупных структур (надпорядковых и I порядка), часто независимо от их конфигурации и границ.

Размеры локальных структур в плане варьируют от единиц до нескольких десятков километров. Площади структур – в основном несколько десятков, реже первые сотни квадратных километров. Соответственно изменяются и их амплитуды от нескольких десятков метров до 100 м и более. Углы падения на крыльях иногда достигают $1-2^\circ$ и реже более.

Обычно локальные структуры группируются в виде вытянутых цепочек поднятий и бывают приурочены к зонам разломов фундамента и флексур осадочного чехла, располагаясь на их приподнятых крыльях или на общем приподнятом цоколе. Такие группы поднятий или их комбинации принято называть валами (структурами II порядка).

Локальные положительные структуры благодаря связи с месторождениями нефти и газа являются объектом постоянного внимания со стороны многих исследователей. Существует множество различных классификаций, большая часть которых исходит из предвзятых представлений о генезисе этих структур. В данном случае, решая вопрос о формировании локальных структур, нам полезнее обратить большее внимание на особенности формы и закономерности размещения рассматриваемых структур и выделить морфологические их типы.

Широкое обобщение материалов по тектонике платформенных областей Советского Союза [Особенности размещения . . . , 1974] показало, что по соотношению строения разных горизонтов разреза среди локальных структур осадочного чехла могут быть выделены структуры: сквозные (среди них как усиливающиеся, так и выполаживающиеся с глубиной), погребенные (выявленные по нижним горизонтам и отсутствующие в верхней части чехла), навешенные (отсутствующие в нижних горизонтах), дисгармоничные (с резким несоответствием в строении разных горизонтов разреза). Среди этих структур имеются округлые, овальные, удлиненные формы в плане, а также симметричные и асимметричные в разрезе и т.п. Различаются они и по характеру расположения и приуроченности к линейным дислокациям.

В расположении локальных структур отчетливо намечается связь с разломами фундамента. На древних платформах, в частности Русской, лучше изученной [Розанов Л.Н., 1963], в осадочном чехле разломам фундамента соответствуют дислокации типа флексур. Эти флексуры представляют собой узкие, шириной в несколько километров, зоны относительно крутого наклона пород – от $5-10$ до $30-35^\circ$. Амплитуда вертикального перемещения одноименных горизонтов на флексурах изменяется от нескольких десятков до сотен метров.

В ряде случаев в зонах флексур в осадочной толще бурением устанавливаются сбросы и обнаруживается повышенная трещиноватость пород. Расположение разломов и флексур показывает, что кристаллический фундамент в крупном плане имеет глыбовое строение, а флексуры осадочной толщи отображают дифференцированные движения отдельных его частей.

При этом погружения от крупных поднятий к впадинам часто имеют ступенчатую форму.

Подавляющее число наиболее контрастных локальных структур приурочено к приподнятым крыльям флексур или к вершинам крупных сводов. Небольшие пологие структуры иногда прослеживаются и вдоль опущенных крыльев флексур. На моноклинальных склонах вне флексур локальные структуры встречаются редко и имеют небольшие размеры и амплитуды. В ряде случаев отмечалось [Розанов Л.Н., 1946 г.], что местоположение некоторых локальных структур, ограниченных флексурами, бывает сопряженным с участками локального прогибания в пределах соседней депрессии.

В пределах флексур самые крупные положительные локальные структуры отвечают наиболее приподнятым их участкам. По мере выполаживания флексуры, т.е. уменьшения амплитуды перемещения по разлому фундамента, размеры локальных структур и их амплитуды уменьшаются. Иначе говоря, амплитуды локальных структур (кроме структур на вершинах сводов) связаны с амплитудой крутого крыла флексуры и разлома фундамента. Соответственно с этим локальные поднятия, приуроченные к приподнятым крыльям флексур, всегда резко асимметричны — с более крутым крылом, сливающимся с флексурой, и наклон этого крыла зависит от общего наклона флексуры.

Поскольку приуроченность локальных структур к флексурам на древних платформах является повсеместной, а флексуры отображают крупные разломы кристаллического фундамента, очевидно, что большинство локальных структур осадочного чехла являются "приразломными" структурами. Соответственно с этим степень удлиненности и ориентировка локальных структур совпадают с простиранием флексур и разломов фундамента, к которым они приурочены. Наиболее удлиненные структуры (отношение ширины к длине 1:3 и более) чаще наблюдаются в краевых частях платформ, вблизи шовных зон разломов, простиранию которых они подчинены, или вблизи складчатых систем.

Как отмечает Г.В. Рязанов [1973], для южной части Сибирской платформы наиболее характерны весьма протяженные узкие антиклинали, складко-надвиги, складко-взбросы. Они разделяются участками с относительно спокойным залеганием пород, а при тесном сближении — синклинальными прогибами.

На молодых эпигерцинских плитах — Скифской и Туранской — преобладают удлиненные структуры, простирание которых подчинено разломам преимущественно субширотного направления. Изометрические структуры, число которых невелико, приурочены к участкам пересечения разломов. Для этих плит в целом весьма характерно общее решетчатое строение, отвечающее сочетанию двух направлений разломов и флексур: субширотному и перпендикулярному к нему — субмеридиональному. Согласно с ними располагаются и локальные структуры двух направлений.

На Западно-Сибирской плите, где нет такой отчетливой зависимости в размещении локальных структур и местоположении разломов фунда-

мента, все же удается установить, что преимущественная долготная удлиненность этих структур совпадает с основным простираем разломов. По имеющимся данным [Особенности размещения . . . , 1974] вытянутые линейные структуры здесь наиболее развиты в районах распространения однонаправленных разрывов, а изометричные формы — на участках перекрещивающихся разрывов. Для Западно-Сибирской плиты, так же как для Скифской и Туранской, характерно решетчатое расположение продольных и поперечных зон структур.

Молодые и древние плиты различаются между собой по преимущественному распространению морфологических типов локальных структур.

На древних платформах (по материалам хорошо разбуренных районов) наряду со сквозными структурами, прослеживающимися по всему разрезу осадочного чехла с некоторым выполаживанием или усилением с глубиной до выступа фундамента (рис. 51), много и навешенных структур. Последние чаще тяготеют к районам с увеличенной мощностью осадочного чехла, тогда как сквозные структуры более характерны для сводовых поднятий с неглубоким залеганием кристаллического фундамента. Количество навешенных структур на Русской плите по подсчетам составляет не менее 40 %, а в некоторых районах является преобладающим.

Эти структуры, замкнутая положительная форма которых прослеживается только в верхних горизонтах разреза, в нижней части осадочного чехла представлены моноклиналию или горизонтальным залеганием слоев. Наиболее характерны структуры, связанные с раздувом мощности карбонатных пород верхнего девона и нижнего карбона, представляющим собой ядро структуры. Амплитуда поднятия увеличивается с глубиной от верхних горизонтов до поверхности раздува мощности (до 60–200 м), а ниже этого раздува положительная структура отсутствует. Многие такие структуры на Русской плите тяготеют к бортам Камско-Кинельской системы прогибов (рис. 52, подробнее они будут рассмотрены в следующей главе), но распространены они и во многих других районах, как, например, в Нижнем Поволжье.

Примером одной из наиболее крупных структур этого типа может служить Арланская структура (в пределах Башкирии), разбуренная большим числом скважин. По бобриковскому горизонту нижнего карбона она представляет собой обширное поднятие амплитудой 55 м, длиной около 40 км, а по нижним горизонтам разреза начиная с франского яруса девонской системы замкнутое поднятие отсутствует и структура имеет форму пологой моноклинали, наклоненной к северо-востоку на 45 м на расстоянии 15–16 км. Уклон составляет 3 м на 1 км (рис. 53).

Погребенные структуры, прослеженные только по нижним горизонтам разреза в отложениях девона и карбона и представленные в верхнем структурном этаже "структурными террасами", "структурными носами" или моноклиналиюм залеганием, не имеют большого распространения (8–10 %).

На Сибирской платформе также явно преобладают сквозные и навешенные локальные структуры. Наиболее контрастные сквозные структуры

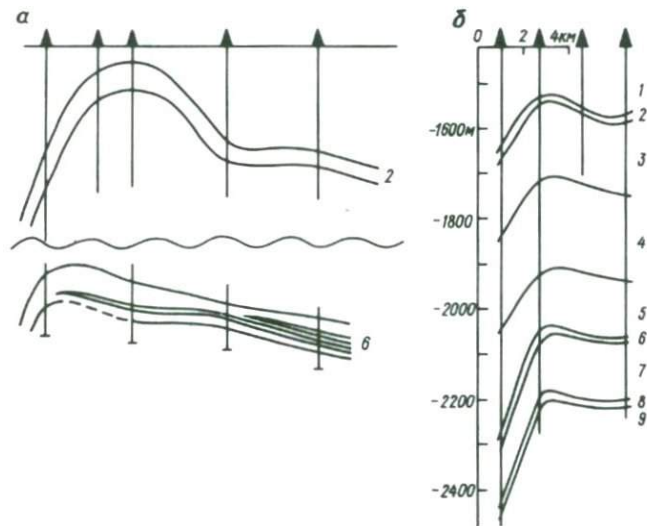


Рис. 51. Примеры сквозных локальных структур. *А* – выполаживающейся с глубиной, *Б* – усложняющейся с глубиной. 1 – тулский горизонт; 2 – бобриковский горизонт; 3 – турнейский ярус; 4 – фаменский ярус; 5 – франский ярус; 6 – пашийский горизонт; 7 – живетский ярус; 8 – эйфельский ярус; 9 – бавлинские отложения.

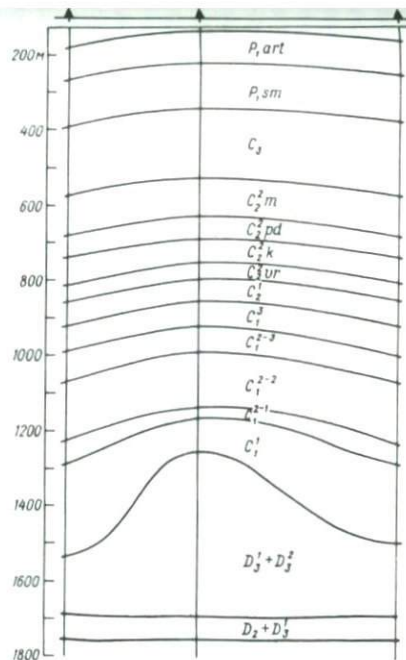


Рис. 52. Пример навешенной (бескорневой) локальной структуры. Поперечный геологический профиль.

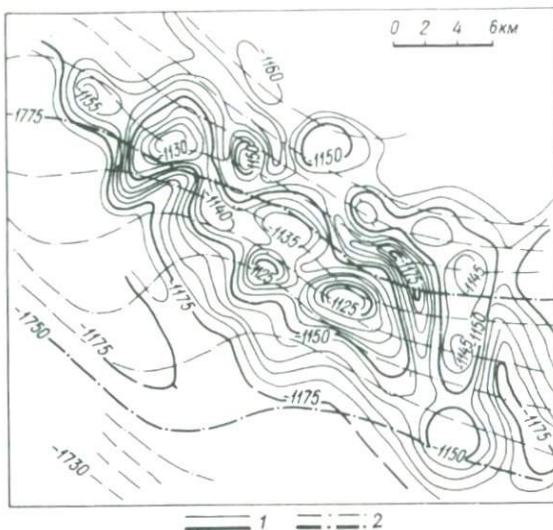


Рис. 53. Структурная карта Арланской площади.

1-2 - изогипсы: 1 - кровли бобриковского (угленосного) горизонта нижнего карбона, 2 - пашийского горизонта франского яруса верхнего девона.

приурочены к разломным зонам на периферии платформы (в пределах Ангаро-Ленской моноклинали). К центральным частям плиты по мере погружения фундамента наблюдается выполаживание структур с глубиной и затем появление навешенных структур. Относительное их число установить не имеется возможности.

Часть локальных структур на Русской плите и Сибирской платформе может быть отнесена к типу дисгармоничных. Они характеризуются смещением сводов поднятия с глубиной, появлением на глубине двух (или более) вершин поднятия под единой структурой верхних горизонтов или расположением погребенного свода под периклиналью верхнего поднятия. Особенность некоторых из них - отсутствие замкнутого поднятия по отдельным горизонтам внутри разреза и его наличие по верхним и нижним горизонтам чехла, а также смена простирания структуры на разных структурных этажах. Следует отметить, что элементы дисгармонии в плане и в разрезе наблюдаются очень широко, и в этом смысле большинство локальных структур древних платформ в той или иной степени являются дисгармоничными (рис. 54).

Строение локальных структур молодых платформ более простое. На Скифской и Туранской плитах преобладают сквозные и погребенные формы, которые находятся почти в равных количествах; навешенные

и дисгармоничные структуры почти отсутствуют. Сквозные структуры обычно характеризуются увеличением амплитуды с глубиной. В этом направлении наблюдается небольшое смещение сводов (вблизи поперечных разломов), но дисгармоничность выражена слабо. Сквозные структуры здесь связаны с дизъюнктивной тектоникой и особенно с разломами с повышенной неотектонической активностью, где они имеют наибольшую амплитуду. Погребенные структуры, выраженные по горизонтам юры и мела (нижнего или верхнего), не отражены в кайнозойских отложениях, тяготеют к впадинам и прогибам с большой мощностью осадочного чехла. На Западно-Сибирской плите, где господствуют сквозные структуры, самые крупные и контрастные из них приурочены к северной ее части, отличающейся наиболее интенсивным проявлением новейших положительных тектонических движений по разломам фундамента.

Таким образом, на всех плитах в той или иной форме отмечается связь пространственного размещения разных типов локальных структур с разломами фундамента. Наиболее отчетливо эта зависимость видна на древних платформах. Здесь увеличение степени разломности совпадает с возрастанием количества структур, многие из которых приурочены к флексурно-разрывным зонам. На Русской плите районы без разломов практически лишены локальных структур значительной амплитуды. Очень мало структур вдоль разломов, связанных с проседанием крупных фрагментов коры. Они преимущественно отвечают приподнятым блокам. Почти нет структур и вдоль древних консолидированных разломов более раннего заложения, чем возраст разреза рассматриваемых отложений чехла [Розанов Л.Н., 1968].

Особенно увеличивается число локальных структур на участках новейшей активизации по разломам. Достаточно напомнить, что подавляющее количество локальных структур осадочного чехла на Русской плите сосредоточено в ее восточной части, именно там, где наиболее интенсивно проявляется новейшая активизация движений по разломам фундамента. Этой же зоне отвечает преобладание наиболее интенсивных локальных структур. Таким образом, формирование локальных структур на древних платформах обусловлено блоковым перемещением фундамента и в зна-

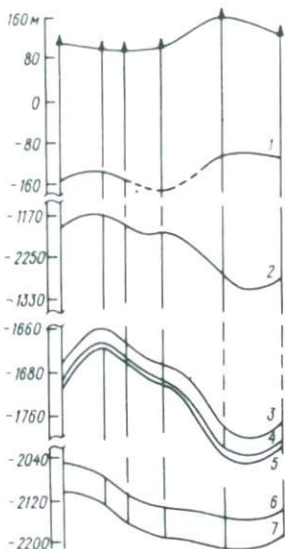


Рис. 54. Поперечный геологический профиль через локальную структуру с элементами дисгармоничности.

Кровля: 1 — репера К₄ (кунгур), 2 и 3 — верейско-го и тульского горизонтов, 4 — угленосной толщи, 5 — турнейского яруса, 6 и 7 — доманикового и кыновского горизонтов.

чительной степени обязано новейшим тектоническим движениям.

Степень влияния разломов фундамента на распределение локальных структур осадочного чехла еще более значительна на Скифской и Туранской эпигерцидских плитах, где отчетливо видна приуроченность локальных структур к флексурно-разрывным зонам, наблюдается совпадение их простирания, а также приуроченность более удлинённых структур к активизированным разломам. На Западно-Сибирской плите эта зависимость проявляется слабее. Очевидно, здесь в формировании структур осадочного чехла большую роль играет фактор прямой их унаследованности от складчатого строения фундамента.

Отмеченная прямая или косвенная связь размещения и форм локальных структур и валов с разломами фундамента платформенных областей позволяет сделать некоторые общие выводы. Эта взаимосвязь свидетельствует прежде всего о генетическом единстве движения по разломам фундамента и образования локальных структур осадочного чехла, а следовательно, и об их одновозрастности. Это в той или иной форме отмечалось и ранее. Кроме того, более отчетливая взаимосвязь локальных структур с разломами, активизированными в новейший тектонический этап, говорит о том, что эти структуры образовались или в значительной степени сформировались в неоген-четвертичное время. Поскольку они служат ловушками для нефти и газа, установление их возраста определяет и время образования месторождений, что очень важно для решения проблемы их формирования.

Приведенные сведения о строении и размещении локальных платформенных структур, данные об их дисгармоничности, выполаживании с глубиной, приуроченности к границам поднимающихся крупных глыб фундамента по его разломам и, наконец, намечающейся зональности в размещении различных типов структур не согласуются с представлением о пассивном изгибании осадочного чехла в результате дифференцированных движений отдельных блоков фундамента, по которому все многообразие структурных форм осадочного чехла связывается с прямо соответствующей им системой расколов кристаллического фундамента платформ. С этой точки зрения вся толща осадочных пород должна изгибаться согласно с поверхностью фундамента и образующиеся структурные формы должны быть в основном гармоничными прослеживаться до кристаллического фундамента.

Однако наблюдаемые структуры осадочного чехла рассматриваемой территории по своей форме дисгармоничны и отличаются более сложным строением верхних или средних горизонтов разреза по сравнению с нижними. Такое соотношение структур разных этажей разреза необъяснимо с точки зрения прямой передачи движения многочисленных блоков фундамента на осадочный чехол. Оно свидетельствует о существовании внутренней перестройки структуры и о вторичных изменениях мощности осадочных пород в результате перемещений блоков фундамента и возникающих вследствие этого динамических напряжений в земной коре. Такие явления делают формирование локальных платформенных структур качественно сходными со складчатостью в геосинклинальных областях.

Механизм образования так называемых складок нагнетания в пределах складчатых систем часто связывают с глыбовой природой складчатости [Белоусов В.В., 1975]. Согласно этим представлениям, земная кора разделена разломами на отдельные глыбы, испытывающие относительные вертикальные (и горизонтальные? — Л.Р.) перемещения. На границах между крупными блоками (глыбами) возникают резкие перепады механических усилий, в результате которых происходит перемещение материала пород от участков большего к участкам меньшего давления.

Предполагается, что материал пластичных слоев, залегающих на своде формирующегося поднятия на некоторой глубине под поверхностью Земли, в этой обстановке расплющивается и выдавливается в стороны, сминаясь при этом в складки. Таким образом, складки образуются в результате перераспределения материала, который оттекает от одних мест и сгущивается в других. Отток материала связан с уменьшением мощности как всей деформируемой свиты, так и отдельных ее слоев с соответственным увеличением их поверхности.

Данная концепция предполагает увеличение поверхности слоев в результате увеличения их мощности при сохранении площади их распространения в отличие от ранее существовавшего принципа, согласно которому сокращение поверхности какого-либо участка Земли предполагалось при сохранении размера поверхности слоев, сминающихся в складку. Совершенно очевидно, что новая концепция более применима в условиях всестороннего сжатия, реально существующего в земной коре.

Имеются также все основания считать, что аналогичная обстановка имеет место и в пределах осадочного чехла платформенных областей. В связи с этим возникает вопрос, в какой степени осадочные терригенно-карбонатные породы, слагающие разрезы платформ, при существующих в недрах этих областей условиях могут испытывать пластические деформации и образовывать наблюдаемые тектонические структуры?

Известно, что все (или почти все) породы и минералы являются в соответствующей обстановке в той или иной степени пластичными и способными к складкообразованию. Но достаточны ли для этого давления и температура, возникающие в осадочной толще платформенных областей?

Если исходить из средней плотности пород осадочной толщи 2,5—2,6 г/см³, то нормальное статическое горное давление в нижней части осадочного чехла на глубине 3—4 тыс. м составляет около 800—1000 кгс/см². Это всестороннее давление примерно совпадает с тем, при котором в описанных выше лабораторных экспериментах при комнатной температуре были получены значительные пластические деформации образцов горных пород, например известняков (до 30%) и других пород.

Если учесть относительно небольшие вторичные изменения мощности, порядка нескольких десятков метров, необходимые для образования локальных структур, по сравнению с общей мощностью осадочных отложений в несколько тысяч метров, то напряжения, существующие в осадочном чехле, вполне достаточны для образования любых локальных структур платформенного типа.

В недрах тектонически активных районов давление всегда выше стати-

ческого, так как поднимающиеся глыбы фундамента на отдельных участках оказывают большое дополнительное давление на осадочную толщу и образуются значительные перепады давления. Имеются основания полагать, что на динамически напряженных участках дополнительное давление превышает статическое не менее чем в 2 раза. При этом в результате резких различий пределов пластичности для различных пород геометрической деформации подвергаются, как указывал Ж. Гогель [1963], наиболее податливые к пластичности прослои, которые и реализуют создавшиеся напряжения в форме пластического течения.

Относительно меньшая прочность и большая пластичность осадочных пород из тектонически активных зон по сравнению с более спокойными зонами была установлена Л.А. Шрейнером и его сотрудниками при экспериментальных исследованиях образцов пород [Деформационные свойства . . . , 1968]. При этом в результате пластической деформации для всех пород, кроме каменной соли, обнаружено явление разуплотнения пород. Это явление, как будет показано в дальнейшем, имеет большое значение при формировании нефтегазовых месторождений.

Кроме фактора динамического давления необходимо учесть и значительное ($120-150^{\circ}\text{C}$ и более) повышение температуры в низах осадочного чехла, что также способствует повышению пластичности. Повышение температуры пород осадочного чехла может происходить и вследствие активизации тектонических движений. Имеются данные [Паталаха Е.И., Поляков А.И., 1977], свидетельствующие о том, что в результате тектонических деформаций выделяется значительное количество тепла, приводящего к прогреву и размягчению пород на глубине. С изменением температуры, так же как и в зависимости от всестороннего давления, значительно меняется прочность относительно хрупких материалов. Доказано, что изменение температуры заметно понижает как предел текучести, так и механическую прочность.

Большую роль играет также фактор времени. Предполагается, что движения по разломам фундамента и деформации осадочной толщи происходят весьма длительное время, соответствующее целым геологическим периодам, в результате чего даже при относительно небольших давлениях могут происходить значительные пластические деформации пород.

Таким образом, условия, существующие в осадочном чехле платформенных областей, оказываются вполне достаточными для образования локальных тектонических структур, обусловленных пластическими деформациями пород. Другое дело – поведение консолидированного фундамента, сложенного непластичными породами, которые в этих условиях испытывают хрупкое разрушение. Поэтому характер деформаций осадочного чехла и фундамента при том же напряжении будет различным.

Общая последовательность развития тектонических движений и формирования структур в пределах Волго-Уральской области может быть представлена в следующем виде. Возникновение разломов кристаллического фундамента следует рассматривать как следствие развития более плавных пликативных колебательных движений в крупном плане. Разло-

мы появляются в фундаменте после того, как исчерпываются его сравнительно незначительные пластические возможности и увеличивающееся напряжение достигает критического предела, за которым следует разрушение пород. Этим и объясняется согласованность простирания разломов фундамента с контурами наиболее крупных сводов и впадин.

Появление разломов фундамента вызывает разобщение отдельных крупных его частей, которые испытывают самостоятельные дифференцированные движения. Погружение отдельных крупных глыб фундамента отображается в увеличении мощности пород той или иной части разреза осадочной толщи. Глубокие впадины востока Русской платформы, заполненные досреднедевонскими отложениями, ограничены наиболее древними разломами. Движение крупных глыб фундамента по его разломам является длительным и продолжается целые геологические эпохи. В соответствии с такими движениями на этих участках увеличивается или уменьшается мощность, охватывая значительные интервалы разреза.

В развитии глыбовых перемещений фундамента в ряде случаев наблюдается инверсия движений, погружение многих участков сменялось со временем их подъемом. В отдельных случаях намечаются и обратные соотношения: сначала подъем, затем погружение, в результате чего образуются погребенные поднятия.

Направление движения отдельных частей фундамента отображается в наклоне крутых крыльев флексур осадочного чехла. При инверсии движений крупных глыб фундамента на различных структурных этажах осадочной толщи образуются флексуры, наклоненные в противоположные стороны. Такие соотношения крутых крыльев можно наблюдать на многих структурах востока Русской плиты. В результате разнонаправленного движения по разломам фундамента отдельные крупные его глыбы приподнимают толщу пород осадочного чехла и оказывают на нее давление. Над выступами фундамента в ряде случаев образуются изгибы слоев в виде сводовых поднятий. Вдоль разломов фундамента, разделяющих относительно приподнятые и опущенные участки, в осадочной толще образуются флексуры, которые часто характеризуются уменьшенной мощностью пород или резкими ее изменениями.

Помимо первичных колебаний мощности, связанных с изменениями условий осадконакопления, в зонах флексур происходит вторичное, ее перераспределение в результате отжимания материала от участков с большим давлением к участкам с меньшим (рис. 55).

Под действием напряжения, оказываемого поднимающейся глыбой фундамента, материал пород оттекает от участка крутого крыла флексуры к его пологим крыльям. На поднятых, а иногда и опущенных крыльях флексур образуются локальные раздувы мощности пород, представляющие собой длительно поднимающиеся участки локальных положительных структур, своды которых выше "ядра" структуры также характеризуются уменьшенной мощностью. Поэтому цепочки локальных структур повсеместно наблюдаются вдоль флексур, в основном на их поднятых крыльях. Ниже местных раздувов мощности локальные поднятия обычно не прослеживаются.

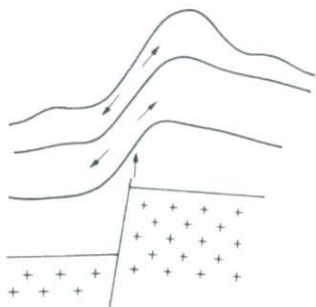


Рис. 55. Схема образования флексур и локальных структур осадочного чехла в результате перемещения крупных блоков фундамента по его разломам.

Выше уже указывалось, что одним разломам отвечают локальные структуры, прослеживающиеся на значительную глубину, почти до основания осадочной толщи, а другим сопутствуют структуры, выполаживающиеся с глубиной в верхней части осадочного чехла. Такая особенность распределения структурообразования по вертикальному разрезу, возможно, зависит от расположения "штампа" на различных этажах разреза. Можно предположить, что различные по времени возникновения разломы отличаются по степени их проникновения в осадочную толщу. Это определяет динамическое отжимание вещества пород и возникновение раздувов мощности на различных уровнях разреза, в результате чего вверху образуются локальные структуры, которые не прослеживаются на глубину.

Возможно также, что появление вторичных раздувов мощности, образующих ядра локальных структур не на контакте с поднимающимся блоком фундамента, а на некотором возвышении над ним внутри осадочной толщи, — следствие особенностей распределения напряжения в земной коре. Благодаря механическому упрочению пород на больших глубинах образование пластических деформаций оказывается невозможным; они происходят лишь на меньших глубинах, где имеются перепады давлений. Этим, может быть, и объясняется наблюдаемая в ряде случаев относительно большая сложность строения среднего структурного этажа разреза.

Интересно, что раздувы мощности, образующие ядра локальных структур, обычно представлены известняками, т. е. теми породами, которые, как было показано выше, являются наиболее пластичными. Заметим, кстати, что в настоящее время в ядрах многих структур вдоль разломов фундамента уже установлены куполовидные раздувы мощности известняков, но они часто интерпретируются как рифы, хотя в них не всегда обнаруживаются породы рифовой фации. Основанием для такого заключения часто служит выпуклая кверху форма раздува мощности известняков, напоминающая форму рифа, которая, как мы знаем, может быть следствием вторичного перераспределения мощности в результате пластических их деформаций вдоль зоны разломов. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в следующей главе.

Приведенный материал по закономерностям пространственного размещения и соотношениям тектонических элементов различного порядка и данные по механике горных пород позволяют уверенно говорить о причинной связи большинства локальных структур осадочного чехла востока Русской платформы с движениями по крупным разломам кристаллического фундамента. Зависимость между движениями крупных глыб фундамента по его разломам и дислокациям осадочной толщи более сложная, чем предполагалось ранее. В основе ее лежит трансформация напряжений, возникших на локальных участках, которая приводит к вторичному перераспределению мощности пластичных отложений внутри осадочного чехла. При передаче динамического напряжения на породы осадочного чехла, вероятно, имеют значение мощность и состав пород, покрывающих кристаллический фундамент платформы, которые влияют на характер деформации осадочной толщи.

Материалы, рассмотренные в данной главе, позволяют считать пластическую деформацию некоторых пород осадочного чехла весьма существенным фактором формирования локальных платформенных структур. Это позволяет допустить, что тектонические дислокации в разных зонах земной коры – в геосинклиналях и на платформах – являются качественно сходными и обязаны общему единому процессу, проявляющемуся с разной степенью интенсивности в различных областях.

Меньшая амплитуда глыбовых перемещений по разломам и более слабые напряжения на платформах приводят к образованию более пологих и менее амплитудных структур по сравнению с тектоническими формами складчатых областей. На платформах наибольшая интенсивность перемещений наблюдается в соляных структурах, представляющих собой деформацию самого пластичного вида пород. С позиций высказанной гипотезы можно допустить образование раздувов мощности и других относительно пластичных пород осадочной толщи, например известняков, в результате вторичных ее изменений на участках локальных структур, особенно вдоль флексур. Такие процессы пластических деформаций известняков и соляной тектоники являются физически принципиально сходными.

Из сказанного видно, что использование данных колебаний мощности на этих площадях, ее раздувов в ядре поднятия для восстановления истории формирования локальных структур может привести к ошибочным выводам. Нельзя каждое изменение мощности на локальных площадях рассматривать как отображение направления колебательных движений, сингенетичных накоплению осадков. Вторичные изменения мощности могут существенно исказить первоначальную картину ее накопления. Поэтому к данному вопросу нужно подходить весьма осторожно.

Установленная причинная связь большинства локальных платформенных структур с флексурами и разломами фундамента придает этим зонам большое практическое значение для поисков в их пределах месторождений нефти и газа. Связь локальных структур с флексурами осадочного чехла свидетельствует также о том, что в формировании таких структур большое значение имеет вертикальная составляющая тектонических движений, вызывающая наибольшие перепады напряжений в земной

коре за счет перемещений отдельных блоков. Следует, однако, заметить, что вертикальные деформации даже небольшой амплитуды весьма отчетливо фиксируются в осадочном чехле и на земной поверхности, тогда как горизонтальные сдвиговые перемещения улавливаются с трудом. Вероятно, поэтому на большинстве плит сдвиговые структуры пока не установлены.

Завершая главу о формировании локальных структур, нельзя обойти вопрос о так называемом расформировании структур. Среди геологов-нефтяников бытует мнение о том, что ранее сформированная локальная структура в результате наложения последующих тектонических движений (обратного знака, растяжения) может быть полностью вышоложена. Такое предположение в свете приведенных данных по механике горных пород представляется совершенно неправдоподобным. Так, если в условиях динамического сжатия возникают значительные пластические деформации и вторичные изменения мощности слоев, то при их растяжении очень быстро наступает хрупкая деформация пород и в них образуются трещины. Поэтому процесс формирования локальных структур в принципе не может быть полностью обратимым.

Глава V

ФОРМИРОВАНИЕ КАМСКО-КИНЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ ВНУТРИФОРМАЦИОННЫХ ПРОГИБОВ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ ПОДНЯТИЙ

Камско-Кинельская система прогибов, расположенная на востоке Русской плиты, уже в течение ряда лет привлекает исключительное внимание многих геологов. Название это предложено в 1962 г. [Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О., Мкртчян О.М., 1962]. Большой интерес к Камско-Кинельской системе прогибов объясняется не только своеобразием ее геологического строения, но и тем, что к сопровождающим ее локальным структурам, ядра которых образованы массивами известняков, часто бывают приурочены месторождения нефти.

Как показывают новые данные, Камско-Кинельская система прогибов является не единственной на Русской плите. Аналогичные прогибы прослеживаются в пределах Прикаспийской впадины, а в последнее время выявлены и на востоке Тимано-Печорской области. Не исключено, что в дальнейшем подобные структуры могут быть обнаружены и на других платформах, в частности на Сибирской. Поэтому рассмотрение условий формирования Камско-Кинельской системы прогибов и сопряженных с ними поднятий представляет общий интерес. Кроме того, с учетом уникальных особенностей строения этой зоны, разрешение проблемы ее образования может иметь большое теоретическое значение.

Камско-Кинельская система прогибов выделяется как узкая (шириной 10–80 км) протяженная зона, имеющая в плане сложную разветвля-

ющую форму (рис. 56). Она располагается между крупными поднятиями I порядка (по девонским горизонтам), обрамляет с трех сторон южный купол Татарского свода и прослеживается до области складчатого Урала [Грачевский М.М., 1959 г.]. Предполагается, что эти прогибы погребены под Предуральским передовым прогибом и, возможно, простираются далее, в пределы западного склона Урала [Тектоника . . . , 1965].

Камско-Кинельская система прогибов не отражена в доверхнефранских отложениях и лишь местами в весьма сглаженной форме прослеживается по тульскому горизонту нижнего карбона. Она трассируется по распространению мощной (до 400 м) терригенной нижнекаменноугольной толщи (ниже тульского горизонта) и сокращенной мощности карбонатной толщи верхнего девона. Резкое сокращение этой мощности (от 500 до 120 м) происходит в узкой бортовой полосе прогибов на расстоянии всего 5–10 км. Вследствие этого борта прогибов отличаются крутым ($3-10^\circ$) наклоном, что в 10–20 раз превышает региональный наклон пород [Тектоника . . . , 1965]. Высота бортов обычно составляет 250–300 м, причем противоположные борта подчас расположены на разных гипсометрических уровнях.

Две указанные литологические толщи – терригенная и подстилающая ее карбонатная – как бы взаимно компенсируют друг друга. Суммарная мощность отложений от подошвы тульского горизонта до подошвы доманикового примерно одинакова в прогибах и на смежных с ними участках и составляет 580–630 м. Таким образом, вся Камско-Кинельская система прогибов – внутриформационная структура, почти не отображенная по подстилающим и покрывающим отложениям, хотя, как указывает О.М. Мкртчян [1964], не является полностью погребенной (рис. 57 и 58).

К приподнятым бортам Камско-Кинельской системы прогибов приурочены локальные куполовидные раздувы мощности карбонатных пород верхнего девона (верхнефранских и фаменских) и турнейского яруса. Эти структуры имеют в плане округлую и овальную форму, иногда распадаются на несколько куполов. Площади таких структур изменяются от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров. Амплитуды их достигают 200–300 м.

В большинстве случаев локальные поднятия, связанные с раздувами мощности карбонатных пород, не прослеживаются по более глубоким горизонтам. Под замкнутыми локальными поднятиями или в некоторых случаях под крупными валообразными структурами типа Арланской, образованными нижнекаменноугольными и фаменскими отложениями, устанавливается пологое моноклинальное залегание или даже небольшие прогибы терригенной толщи девона. Более молодые горизонты каменноугольных и нижнепермских отложений, как правило, не обнаруживают принципиальных структурных отличий от строения кровли тульского горизонта, наследуя его структурный план во все более сглаженном виде [Мкртчян О.М., 1964].

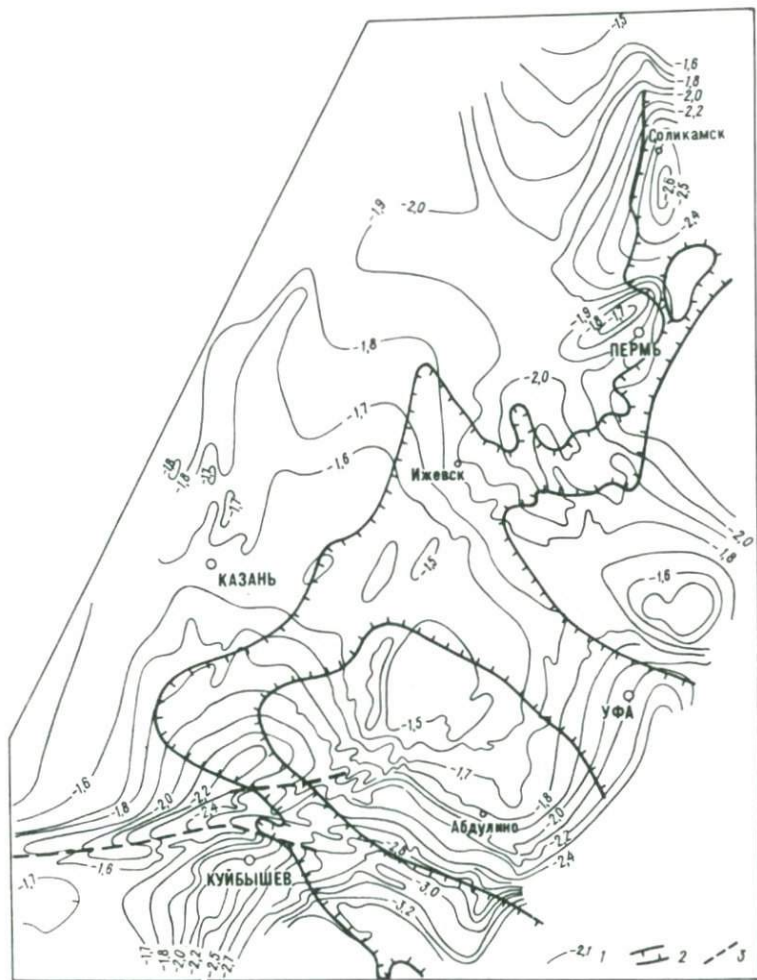


Рис. 56. Обзорная карта расположения Камско-Кинельской системы прогибов. 1 – стратозогибсы по кровле кыновского горизонта D_3 ; 2 – камско-кинельские прогибы; 3 – Жигулевская флексура.

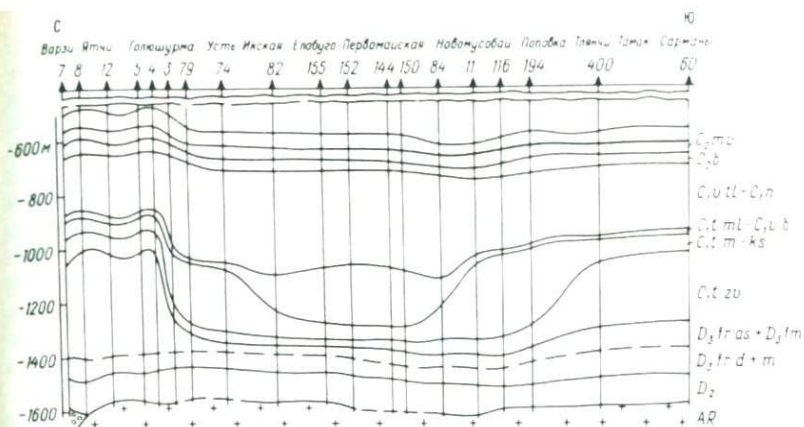


Рис. 57. Схематический геологический разрез Нижнекамского прогиба по линии Варзи-Ятчи – Сарманы (по М.Ф. Мирчинку и другим).

Характерной особенностью рассматриваемой структуры является одновременное с изменением мощности изменение фашиально-литологического состава составляющих ее отложений. Верхнефранские и фаменские отложения в зоне увеличенной мощности, где они образуют локальные раздувы, сложены массивными неяснослоистыми водорослево-фораминиферовыми светлоокрашенными известняками перекристаллизованными или доломитами. В маломощных разрезах эти отложения представлены преимущественно темными тонкослоистыми битуминозными, кремнистыми, глинистыми известняками доманикового типа с прослоями аргиллитов и мергелей [Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М., 1961]. Аналогичные изменения наблюдаются и в составе нижнетурнейских (заволжских) слоев которые с увеличением мощности к бортам прогибов замещаются более чистыми разностями, характеризующимися окремнением и обилием спикул губок.

Разрезы верхнефранского подъяруса и фаменского яруса по мере приближения от сводов к бортам "прогибов" все менее поддаются расчленению, а затем становятся почти несопоставимыми [Мкртчян О.М., 1964]. Особенно это относится к участкам массивов так называемых рифов, представляющих собой линзовидные раздувы мощности этих отложений. Локальные поднятия, образованные раздувами мощности, появляются в широком диапазоне разреза на разных стратиграфических уровнях. Они характеризуются максимальными мощностями (450–550 м) карбонатной толщи в сводовой части поднятия и довольно резкими их колебаниями (на 100 м и более) на коротких расстояниях, большой стратиграфической полнотой, переходом по простиранию пород массивных разностей в слоистые [Мкртчян О.М., 1964].

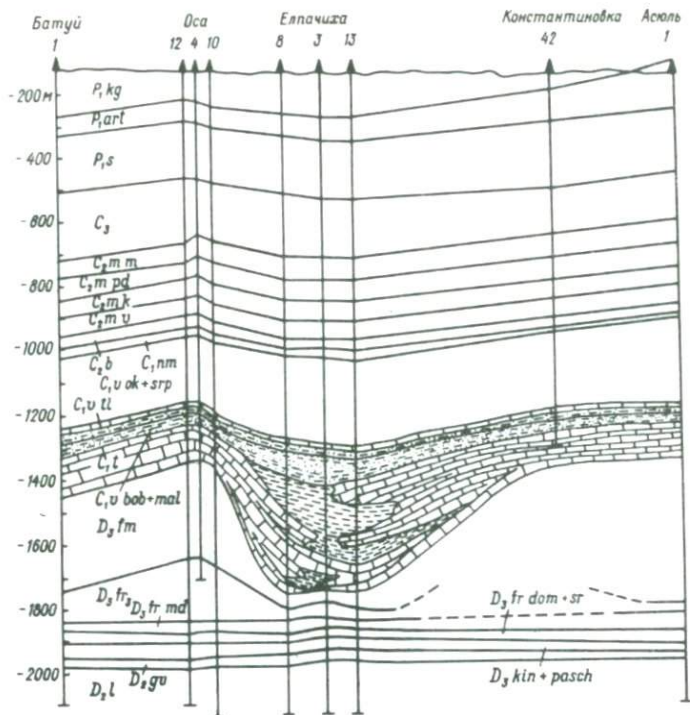


Рис. 58. Геологический профиль через один из участков Камско-Кинельской системы прогибов (по И.М. Мельнику).

Значительную роль в структуре прогибов Камско-Кинельской системы играют отложения терригенного комплекса нижнего карбона, выполняющие и нивелирующие их. Общая мощность этих отложений, представленных мелководными прибрежными и озерными фациями, увеличивается от бортов к средней части прогибов от 20–50 до 350 м. В ряде случаев расположение терригенных пород, особенно малевско-кизеловской толщи, имеет форму линз, прислоненных к бортам выклинивающихся к крайвым зонам сводов и к осевым зонам прогибов [Тектоника . . . , 1965]. Взаимное расположение линз напоминает залегание дельтовых отложений рек. Мощности терригенных отложений, выстилающих прогибы Камско-Кинельской системы, так же как и мощности нижележащих карбонатных отложений, испытывают локальные колебания. Они обычно зависят от поведения песчаных или угольных пластов, тогда как аргилли-алевролитовые пачки имеют более постоянную мощность.

Относительно происхождения прогибов сложной Камско-Кинельской системы большинство исследователей придерживается точки зрения, впервые высказанной М.М. Грачевским [1959 г.] и наиболее полно изложенной в последующих работах [Тектоника . . . , 1965; Важнейшие генетические типы . . . , 1968, и др.]. Согласно этим взглядам возникновение Камско-Кинельской системы дислокаций связано с образованием глубоководных прогибов, не компенсированных осадками позднефранского, фаменского и раннетурнейского веков. Появлению этих прогибов способствовала существовавшая к концу среднефранского века тектоническая расчлененность территории Волго-Уральской области на палеосводы и палеодепрессии, которая вызвала обособление структурно-фациальных зон и подготовила условия для некомпенсированного осадконакопления в палеодепрессиях.

Предполагается, что на фоне общего погружения одновременно с формированием таких тектоно-седиментационных прогибов вдоль их бортов на периферии палеосводов происходило образование сопряженных рифогенных сооружений. Это привело к еще большей контрастности рельефа морского дна. В последующий период, в послезаволжский век, прогибы заполняются турнейскими и нижневизейскими осадками. При этом в прибортовых частях прогибов скорость осадконакопления превышала скорость опускания, в результате чего происходила компенсация прибортовых зон малевско-кизеловскими карбонатными и глинистыми осадками. По мере заполнения прогибов происходила дальнейшая миграция рифогенных фаций к их центральным частям. Наиболее погруженные зоны прогибов компенсируются вышележащими малиновскими и радаевско-бобриковскими терригенными отложениями.

На слабые стороны изложенной выше гипотезы уже указывал Б. И. Чувашов [1965]. Он обращал внимание на следующие особенности: 1) отсутствие экологической характеристики выделенных массивов и недоказанность их органогенной структуры; 2) недостаточно четкое ограничение во времени рифообразования и его несовпадение с данными по Уралу; 3) широкое развитие в рассматриваемом бассейне хемогенных карбонатных и сульфатных отложений; 4) односторонность интерпретации, основанной не на kernовом материале, а преимущественно на данных каротажа.

В связи с продолжающимся изучением структуры Камско-Кинельской системы прогибов и появлением новых материалов бурения возникают и другие сомнения относительно правомерности данной гипотезы. Прежде всего это касается условий первоначального возникновения прогибов, которые приурочены к структурным погружениям нижележащих пород далеко не повсеместно как в современном, так и в палеотектоническом плане. Механизм образования глубоких прогибов девонского времени без отображения этого прогибания в структуре нижележащих отложений осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента остается необъяснимым.

Для обоснования неполной компенсации прогибания осадками верхнедевонского моря авторы рассматриваемой гипотезы делают предположе-

ние о том, что эти прогибы были глубоководными. Однако наибольшие колебания современной гипсометрии ложа прогибов Камско-Кинельской системы по поверхности карбонатной толщи, даже с учетом высоты "рифогенных" массивов, всего 200–250 м. Следовательно, все это осадкообразование происходило в условиях небольших колебаний глубин в общем мелководного платформенного бассейна эпиконтинентального моря. Это было явно недостаточно для образования зон некомпенсированного осадконакопления.

Малоправдоподобно и само существование таких узких "некомпенсированных" прогибов (шириной 10–20, местами даже 8 км), по обе стороны которых осадки отлагались с избытком. При этом нужно учесть, что в пределах самих "некомпенсированных" впадин обнаруживаются "занесенные из других частей бассейна" неотсортированные крупные обломки фауны мшанок и кораллов [Тектоника . . ., 1965], что совсем нехарактерно для глубоководных прогибов. В разрезах, окружающих Хилковский массив, среди пород доманиковой фации встречены многочисленные прослои обломочно-водорослевых известняков, содержащих формы, слагающие рифовую фацию карбонатного массива [Грачевский М.М., 1963]. Таким образом, резкого фациального различия осадков разных зон не наблюдается.

Некомпенсированные прогибы обычно принято связывать с интенсивным погружением дна бассейна и недостатком поступления заполняющего материала осадков. Однако авторы рассматриваемой гипотезы представляют себе этот процесс наоборот: ограниченное осадконакопление в узких зонах привело к образованию морфологически выраженных в рельефе дна понижений.

Много сомнений вызывает и предполагаемый процесс "рифообразования". Остается неясной пространственная связь "рифов" с бортами "некомпенсированных" глубоководных прогибов, где отлагались наиболее глинистые (не чистые) осадки. Очевидно, условия такого соседства для жизнедеятельности рифообразующих организмов являются не самыми лучшими.

Поражает слишком большой интервал времени унаследованного "рифообразования" от мендымского до турнейского века включительно, в течение которого неоднократно менялась палеогеографическая обстановка и кое-где происходили даже размывы и перерывы в осадконакоплении. Удивляет также последовательное смещение рифов с течением времени на фоне общего погружения в сторону прогибов, т. е. в наиболее невыгодном для них направлении.

Еще больше нарушает стройность рассматриваемой гипотезы отсутствие синхронности процесса "рифообразования" по площади. На Башкирском и Татарском сводах оно прекратилось раньше, чем по бортам прогибов. Такая же разновременность завершения "рифообразования" отмечается и вдоль "барьерной" системы, например, в пределах Арлано-Дюртилинской зоны; Новохазинская и Дюртилинская части являются позднедевонскими, а Арланская и Воядинская имеют заволжский возраст [Юнсов М.А., 1965]. Также и в других местах кровля массивов известняков

отвечает различным стратиграфическим уровням, т.е. окончание роста рифов одновременно: Мончарово, Чермосан — к концу девона, Шакшинский — до заволжского и малевско-улинского, Волковский — к концу черепетского, Карача-Елгинский, Шелкановский, Таймурзинский и Кзыл-Ключевский — к концу кизеловского века.

Сторонников гипотезы рифогенной природы карбонатных массивов вдоль бортов прогибов, как это уже отмечалось ранее [Чувашов Б.И., 1965], нисколько не смущает практическое отсутствие рифообразующих органических остатков, за исключением единичных находок сине-зеленых водорослей и редкой фауны фораминифер. Предлагаемое при этом объяснение, что фауна была, но не сохранилась, кажется просто наивным.

При рассмотрении взаимного расположения разновозрастных "рифов" на соседних площадях в ряде случаев на геологических разрезах [Нартов Г.В., 1965] можно видеть, что молодые "рифы" занимают по отношению к древним более низкое гипсометрическое положение. Эта особенность описана также М.Ф. Мирчинком и другими. Отмечается последовательная миграция (зональное смещение) "рифовых" массивов от бортов к прогибам. Самое высокое структурное положение занимают средне-верхнефранские "рифы", располагающиеся на вершинах некоторых сводов, более низкое — верхнефранско-фаменские, далее фаменско-заволжские, и, наконец, наиболее низкое положение занимают черепетско-кизеловские [Тектоника . . . , 1965]. Такое расположение карбонатных массивов (рис. 59 и 60) противоречит механизму рифообразования путем постепенного наращивания рифового тела при общем непрерывном погружении дна бассейна. В этом случае каждый последующий по возрасту риф обязательно должен занимать более высокое гипсометрическое положение по отношению к предыдущему.

Известно, что рифообразование очень чувствительно к глубине бассейна и его физико-географическим условиям. Поэтому совершенно невероятно представить себе существование таких условий одновременно на сводах, на бортах прогиба и в его "некомпенсированной" осевой части. Однако, как отмечается в работе [Тектоника . . . , 1965], среди полосы маломощных верхнедевонских отложений депрессионного типа, слагающих ложе Актаныш-Чишминского прогиба, установлены локальные участки развития отложений сводового типа мощностью 200—400 м. Последние образуют мощные резко ограниченные карбонатные массивы холмовидной формы, обнаруживающие при детальном их разбурировании прихотливую морфологию. Мощности массивов меняются от 60 до 250 м в зависимости от мощности образующих их верхнефранских и фаменских пород. Углы падения на крыльях достигают 8—11°. Морфологическое сходство таких массивов с "рифами", расположенными на бортах прогибов, очевидно. Они отличаются лишь своими относительно небольшими размерами (от 3×5 до 4×16 км).

Непонятно как возникновение и весьма длительное существование узких зон некомпенсированных прогибов, так и последующее их быстрое заполнение терригенным материалом. Заполнялись они не глубоководными, а терригенно-карбонатными и угленосными мелководными, аллю-

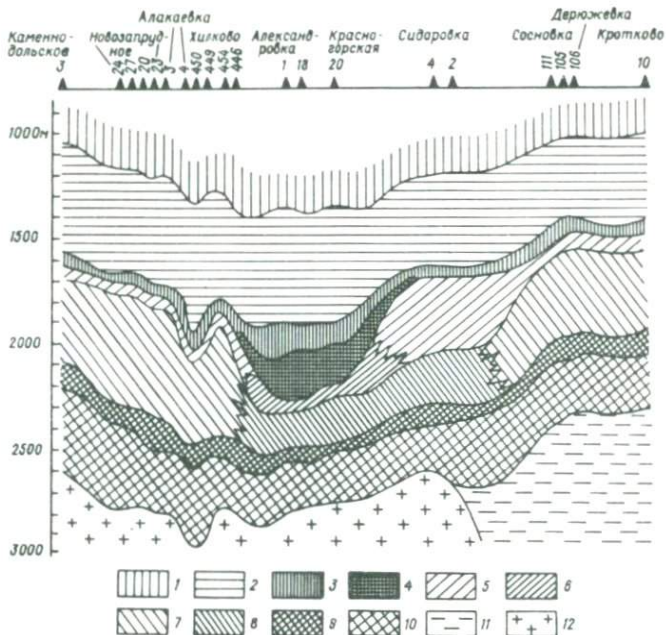


Рис. 59. Схематический геологический разрез по линии Каменнодольское-Кротково (по Г.В. Нартову).

Отложения: 1 – среднекаменноугольные – средневизейско-наюрские, 2 – нижневизейские радаевско-бобриковские песчано-алевролитовые и углисто-глинистые, 3 – малиновские аргиллитовые, 4 – малевско-кизеловские карбонатные, 5 – то же, глинисто-кремнисто-карбонатные, 6 – верхнефранско-заволжские карбонатные, 7 – то же, битуминозные глинисто-кремнисто-карбонатные, 8 – среднефранские, 9 – зйфельско-нижнефранские, 10 – верхнепротерозойские, бавлинской свиты, 11 – архейские породы кристаллического фундамента.

виальными и озерно-болотными осадками. Последние приносились изда- лека и почему-то в большей своей массе проносились над участками сво- дов и отлагались по бортам этих узких прогибов, не выполняя некоторое время их центральной части. Механизм такого переноса и избирательного отложения не получил своего объяснения. Поскольку прогибы были глу- бокими, характеризовались первоначально "глубоководными" условиями и заполнялись постепенно, начиная от бортов к осевой части, необъяснимы явления размыва, обнаруживаемые в толще выполняющих терригенных пород и в подстилающей их поверхности турнейских известняков.

Наряду с резкими колебаниями мощности терригенных пород турней- ского и большей части визейского ярусов мощность тульского горизонта повсеместно остается почти неизменной, и после бобриковского века

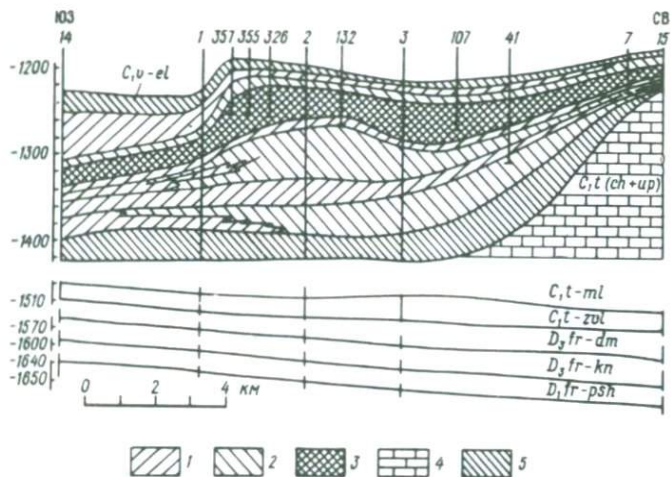


Рис. 60. Профиль вкрест простирания Чекумагушского вала (восточная часть Акташнш-Чишминского прогиба) (по А.Д. Надеждину и другим).

1-4 - известняки; 1 - пелитоморфные и глинистые, 2 - массивные ступковые, 3 - органогенно-обломочные и органогенно-ступковые, с прослоями аргиллитов, 4 - биогермные; 5 - аргиллиты с прослоями глинистых известняков. Отношение масштабов вертикального к горизонтальному 1:25 (упрощено).

дальнейшего выполнения прогибов не происходит, хотя они не везде полностью компенсированы нижележащими осадками.

Такое "нежелание" огромной толщи вышележащих отложений разного состава снивелировать образовавшиеся прогибы дна несовместимо с рассматриваемыми представлениями о "компенсированных" и "некомпенсированных" прогибах. Более того, по кровле тульского горизонта выделяются дополнительные купола, отсутствующие по нижележащим горизонтам, выполняющим прогибы [Мкртчян О.М., 1964].

Необходимо обратить внимание еще на некоторые особенности строения Камско-Кинельской системы прогибов, проливающие свет на условия их образования. Оказывается, что при резком изменении общей мощности отложений на бортах прогибов выпадения из разреза тех или иных горизонтов франского и фаменского ярусов не происходит, а сокращается лишь мощность каждого из них. При этом при локальных раздувах мощности верхнефранских, фаменских и нижнетурнейских (заволжских) карбонатных пород исчезает их слоистость (появляются массивные разности).

Однако, несмотря на якобы существовавшие совершенно различные фациальные условия осадконакопления, соответствующего изменения состава отложений все же не происходит. Выше отмечалось, что карбонатные отложения сводового типа встречаются и в центральной зоне прогиба. Также и доманиковые фации верхнедевонских отложений, характерные для зон прогибов, спорадически встречаются и в разрезах сводового

типа, на синклиналих участках локального структурного плана [Мкртчян О.М., 1964].

Почти во всех работах при описании типов разрезов и особенностей их состава в различных зонах указывается не на исключительное развитие тех или иных фашиально-литологических разновидностей, а лишь на их преимущественное преобладающее распространение, несмотря на предполагаемое стабильное различие в физико-географической обстановке, зафиксированной в форме унаследованного рельефа.

На фоне общего глыбового строения Русской платформы, особенно характерного для авлакогенов, представляющих собой зоны дробления земной коры, обращает на себя внимание отсутствие видимых разломных ограничений по бортам Камско-Кинельской системы прогибов. Эта особенность строения, видимо, и определяет отсутствие аналогичной структуры в нижележащих отложениях, а также сложную ветвистую форму системы прогибов в плане.

Перечисленные особенности строения Камско-Кинельской системы прогибов несовместимы с гипотезой некомпенсированных прогибов и рифообразования. Они убеждают нас в необходимости поисков других объяснений образования рассматриваемой структуры внутриформационных (внутричехольных) деформаций. Своеобразие строения Камско-Кинельской системы прогибов и сопровождающих их локальных раздувов мощности карбонатных пород говорит прежде всего о вероятности явления вторичного перераспределения мощности внутри осадочного чехла. Поэтому любая гипотеза их образования должна учитывать возможное влияние этого фактора.

Такому требованию отвечает предложенный нами механизм формирования тектонических структур платформенного типа [Розанов Л.Н., 1965], согласно которому образование дисгармоничных локальных структур осадочного чехла, отсутствующих по нижним горизонтам, рассматривается как следствие вторичного перераспределения мощности осадочной толщи в результате отжимания материала от участков с большим давлением к участкам с меньшим давлением в условиях всестороннего сжатия, существующего в земной коре. Такое перетекание материала пород происходит под действием напряжения, оказываемого поднимающейся глыбой фундамента (или пликативной формой его поверхности).

Реальность такого механизма подтверждается многочисленными экспериментальными исследованиями по механике горных пород, приведенными в гл. II. Установлено, что в условиях даже сравнительно небольшого всестороннего давления и температур, отвечающих обстановке внутри осадочного чехла платформенных областей, многие осадочные породы, хрупкие при атмосферном давлении, приобретают пластические свойства. Наиболее пластичными являются чистые известняки, пластичность которых в ряде случаев даже выше, чем у ангидритов, и уступает лишь пластичности каменной соли, а также некоторые глины и алевролиты, пластичность которых меняется в очень широких пределах. Интересно, что раздувы мощности, образующие ядра локальных структур вдоль бортов Камско-Кинельской системы прогибов, интерпретируемые как рифы, обычно

представлены преимущественно известняками, т. е. наиболее пластичными породами разреза.

Появление вторичных раздувов мощности известняков не в основании чехла, а внутри осадочной толщи объясняется особенностями распределения механического напряжения в земной коре, благодаря которым пластические деформации происходят на меньших глубинах, где имеются перепады давлений по площади [Розанов Л.Н., 1965].

С точки зрения такого механизма формирования структур образование Камско-Кинельской системы дислокаций представляется в следующем виде. Поднимающиеся участки фундамента, отвечающие сводовым поднятиям (Татарскому — две вершины, Башкирскому, Жигулевскому, Оренбургскому, Краснокамско-Полазненскому), представляли собой крупные штампы, оказывающие механическое давление на осадочный чехол. Наибольшие перепады (различия) давления возникали по краям этих штампов. Вследствие этого происходило перетекание части верхнедевонских известняков; выжимание их из узких зон высоких напряжений, концентрация вдоль бортовых частей сводов и образование локальных раздувов мощности наиболее пластичных пород. На участках раздувов слоистость отсутствует, образуются массивные известняки, не коррелируемые с нормальными разрезами, тогда как мощности прослоев непластичных пород изменяются незначительно.

Перераспределение мощности и образование вторичных раздувов карбонатных пород мало влияет на тектоническую структуру нижележащих горизонтов. Лишь иногда наблюдается небольшое прогибание подстилающих отложений, которое с глубиной затухает. Оно возникает вследствие механического давления карбонатного тела на нижележащие осадки, что отмечается в работе [О роли . . . , 1969]. Влияние образующихся раздувов на вышележащую толщу отложений, понятно, оказывается гораздо большим. Поднимающиеся массивы известняков также являются штампами для покрывающих их пород. Они приподнимают их, что приводит к появлению аналогичных раздувов пластичных пород, меньших по объему и несколько смещенных в плане. Это хорошо видно на рис. 59 и 60.

Весь комплекс карбонатных образований в свою очередь оказывает механическое давление на вышележащие терригенные отложения. В них также возникают пластические деформации и перераспределение мощности, которая увеличивается в направлении, обратном увеличению мощности известняков, т. е. к "прогибам". Таким образом, происходит взаимная компенсация мощности карбонатного и терригенного комплексов отложений, суммарная мощность которых остается неизменной (см. рис. 57 и 59).

Внутри терригенной толщи от нижних горизонтов к верхним наблюдается последовательное перемещение литологических раздувов мощности от бортов "прогибов" к центральной части как результат такого компенсированного перемещения отложений. При этом образуется характерная перемятость пластичных углисто-глинистых алевролитов, которую автору неоднократно приходилось наблюдать в кернах скважин Башкирии. Это явление отмечается также в литературе [Мкртчян О.М., Черноморс-

кий В.Н., 1966]. Как результат вторичных деформаций пластичных пород внутри терригенной толщи следует рассматривать также образование валоподобных зон и локальных поднятий по кровле тульского горизонта, отсутствующих по кровле верхнедевонских отложений, вдоль бортов Актаныш-Чишминского прогиба [Хачатрян Р.О., 1964].

В целом Камско-Кинельская система прогибов является внутриформационной. Хотя сами "прогибы" не отражены в структуре нижележащих горизонтов, их расположение находится в соответствии с крупным тектоническим или, вернее, палеотектоническим планом девонских отложений (см. рис. 56) и зависит от тектонических движений крупных структурных элементов. Перераспределение мощности карбонатной и терригенной толщ происходило, в общем, синхронно, причем напряжение передавалось последовательно снизу вверх, создавая все более дифференцированную структуру.

Образование указанных деформаций, вероятно, следует связывать с развитием наиболее интенсивных положительных движений сводов востока Русской плиты, отвечающим, возможно, герцинскому этапу тектогенеза и последующим периодам времени, включая и новейшую активизацию. Именно в эту эпоху отмечается наибольшее различие в характере тектонических движений крупных тектонических элементов этой территории и их структурное обособление.

Внутриформационные валы, совпадающие с простираем бортов прогибов, не прослеживающиеся по отложениям терригенного девона (Арлано-Дюргюлинский, Лабановский, Ярино-Каменноложский и др.), образуются синхронно с Камско-Кинельской системой прогибов. В отличие от них валы, секущие по отношению к простираению "прогибов" и обычно связанные с разломами фундамента, прослеживаются по терригенному девону и усиливаются вниз по разрезу (Мухановский, Дмитриевский, Самаркинский, Куединский, Чернушинский, Елховско-Артамоновский, Грахано-Танайский, Елабужско-Бондюжский и др.). Эти валы, наложенные на прогибы Камско-Кинельской системы, образуются независимо от них, вероятно, в более поздний тектонический этап. Некоторые из них, возможно, связаны с активизированными в новейшую эпоху разломами, заложенными в более древнюю эпоху. Необходимо также обратить внимание на приуроченность дислокаций, связанных с Камско-Кинельской системой прогибов, к восточной, наиболее активизированной в новейшую тектоническую эпоху, части Русской плиты.

В целом геологическое строение Камско-Кинельской системы прогибов хотя и кажется уникальным, но тем не менее структура сопряженных с ними локальных поднятий не представляется ничем исключительным. Точно такие же структуры, с ядром раздува мощности карбонатных пород верхнего девона и нижнего карбона, но прослеживающиеся по нижележащим горизонтам, характерны для Доно-Медведицкого мегавала в Нижнем Поволжье и для многих других районов Русской плиты, где нет прогибов, аналогичных прогибам Камско-Кинельской системы, и где не найдено достоверных рифовых зон.

Поэтому следует признать, что формирование локальных структур,

сопряженных с Камско-Кинельской системой внутриформационных прогибов, является принципиально сходным с формированием других структур Русской плиты и других платформенных областей. Разумеется, что кроме пластических деформаций на формирование локальных платформенных структур оказывают влияние и другие факторы (размывов, облекания, уплотнения осадков, изгибов над блоками и др.), усложняющие и дополняющие намеченную схему структурообразования.

Глава VI

ФОРМИРОВАНИЕ МЕЛКИХ ОСЛОЖНЯЮЩИХ СТРУКТУР

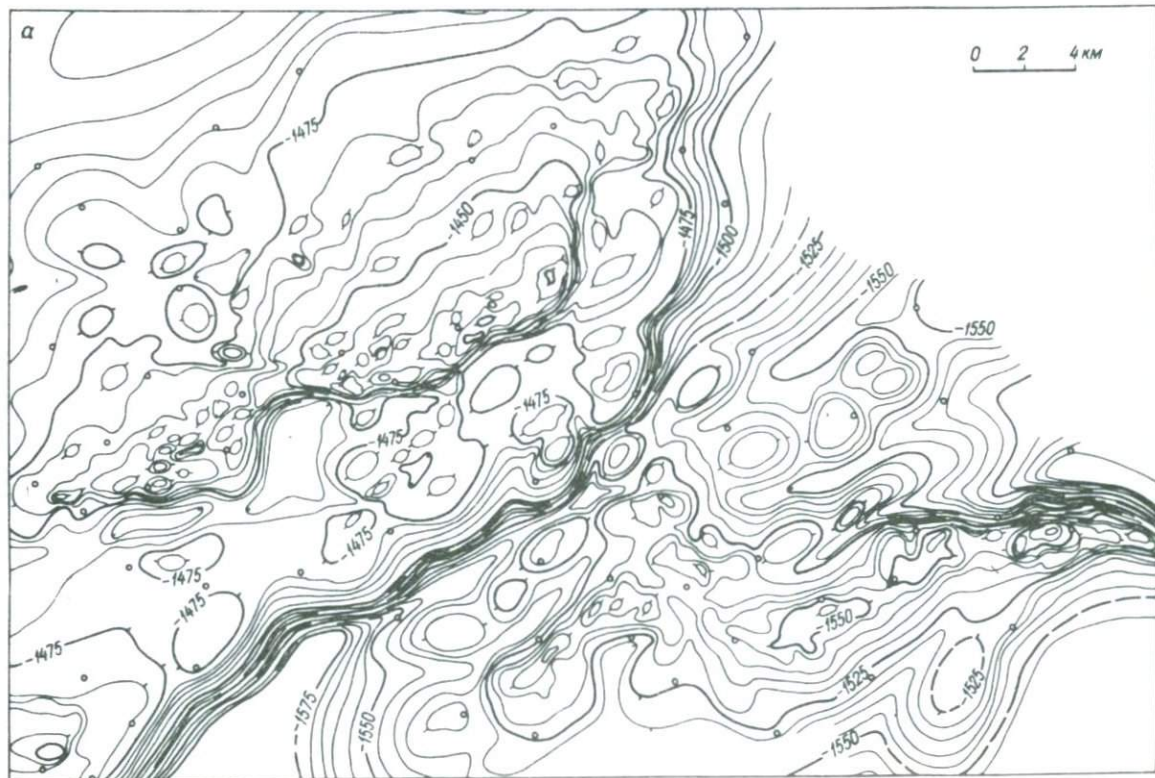
Кроме тектонических структур, крупных и локальных, описанных в предыдущих главах и являющихся обычными объектами региональных исследований и бурения, в платформенных областях повсеместно обнаруживаются мелкие дополнительные структуры, усложняющие основной тектонический план. Существенными их отличиями являются небольшие площади и резкая выраженность в поперечном сечении; они обычно характеризуются крутыми крыльями и поэтому обращают на себя внимание. Интересно напомнить, что мелкие усложняющие складки, часто имеющие поперечное простирание по отношению к направлению основной складчатости, наблюдаются и в пределах складчатых геосинклинальных областей. Значение резко выраженных мелких структур для тектоники платформенных областей заключается в том, что они являются свидетелями реально существующих здесь пластических деформаций, принципиально сходных со складчатостью нормального типа.

Среди мелких усложняющих структур можно выделить складки, выявляемые на дневной поверхности при геологической съемке; а также внутриформационные купола и прогибы внутри осадочного чехла. Наличие последних структур свидетельствует о том, что они не связаны с экзогенными процессами, а отражают особенности общего процесса структурообразования. Поэтому их рассмотрение представляет большой интерес.

Внутриформационные купола и прогибы

Эти структуры обнаруживаются только при очень большой детальности исследования на площадях, где в пределах крупных локальных поднятий пробурены сотни скважин, расположенных на небольших расстояниях. Они установлены на многих разведочных площадях и месторождениях в различных районах и, можно сказать, являются повсеместными.

Рассмотрим особенности мелких внутриформационных структур, выявленных на Русской плите в пределах Туймазинско-Серафимовского района и на Шкаповской площади (рис. 61 и 62). Для удобства сопостав-



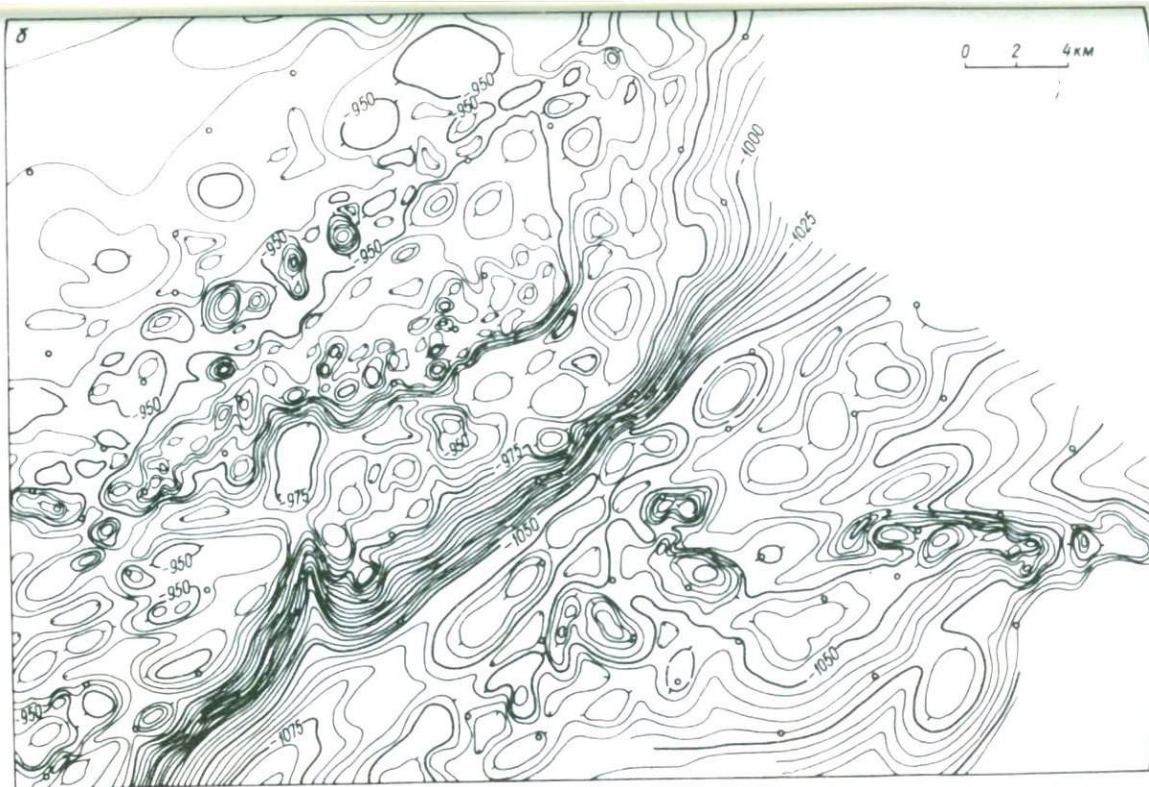
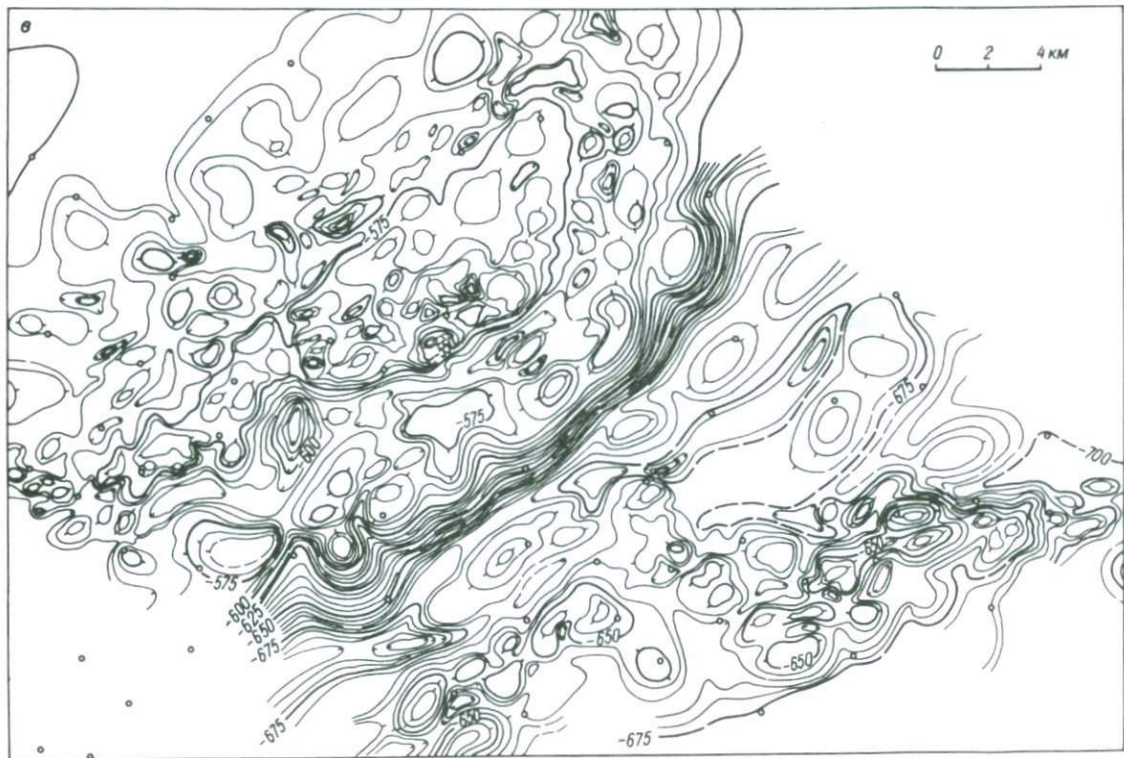


Рис. 61. Структурные карты Туймазинско-Серафимовского района.

а – по кровле пашийского горизонта франского яруса верхнего девона; *б* – по кровле, угленосного горизонта нижнего карбона;



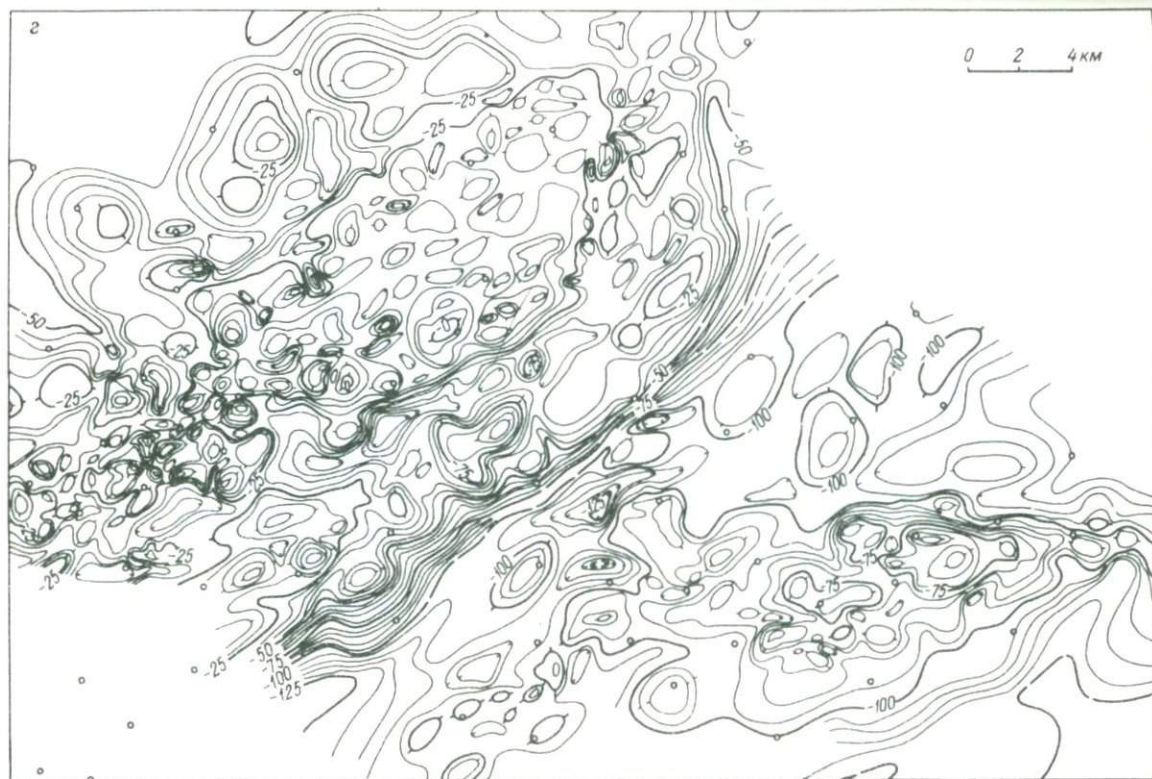


Рис. 61 (продолжение).

а – по кровле верейского горизонта среднего карбона; г – по реперу К4 в основании кунгурского яруса

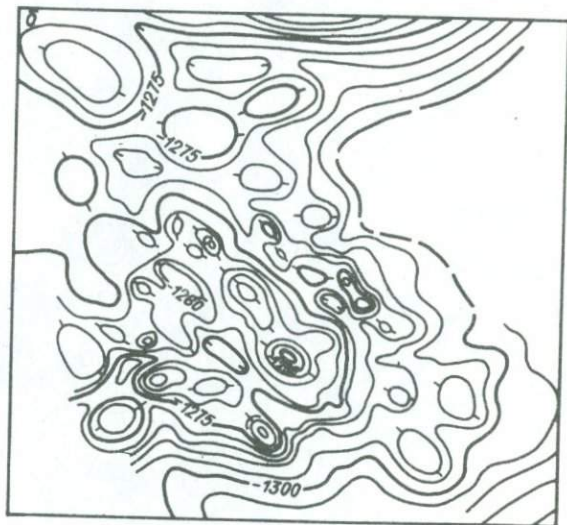
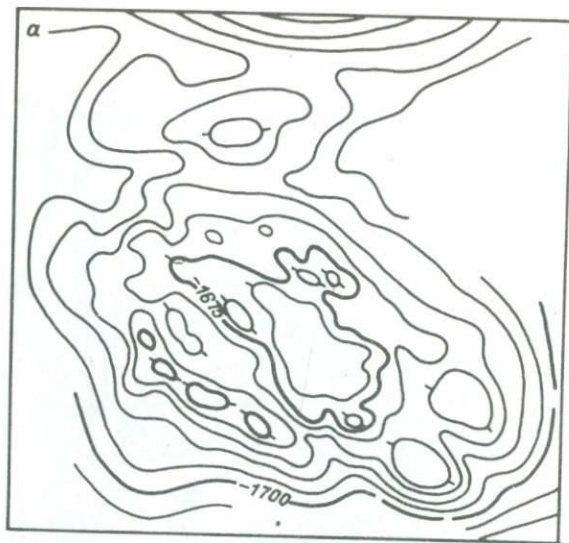
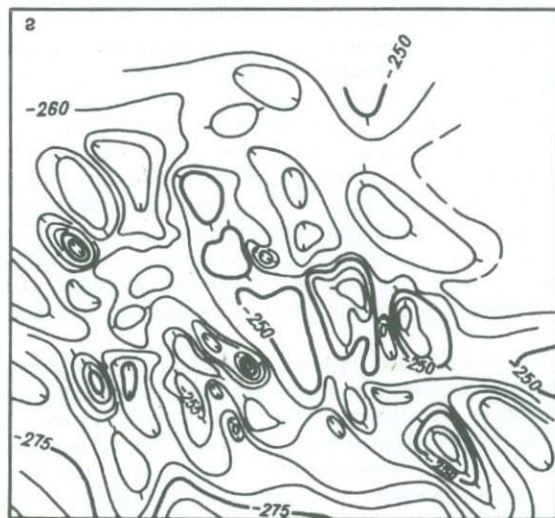
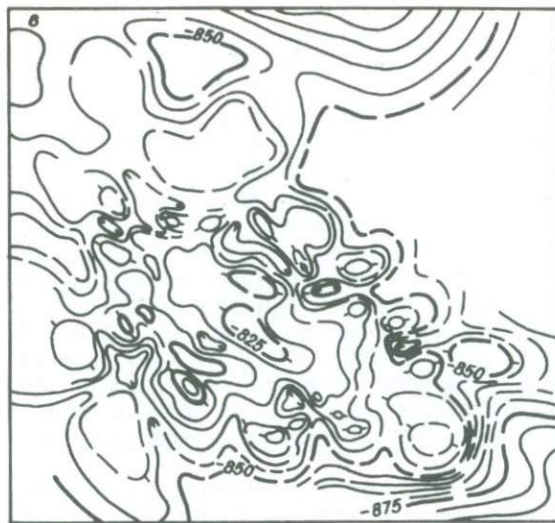


Рис. 62. Структурные карты Шкаповской площади.



Условные обозначения см. на рис. 61

ления структурных карт по разным горизонтам на рис. 61 даны некоторые скважины глубокого бурения (карты составлены совместно с Г.А. Фаттахудиновым).

Скважины, пробуренные здесь в большом количестве, вскрывают весь разрез верхнего и среднего палеозоя, и поэтому степень изученности верхних и нижних горизонтов является одинаковой. На всех указанных площадях на фоне общего локального поднятия, амплитуда которого сохраняется или уменьшается кверху, в верхних горизонтах наблюдается много мелких дополнительных куполов и прогибов, отсутствующих или слабо отображенных в нижних горизонтах. Такие мелкие структуры осадочной толщи, затухающие в нижних и частично в верхних горизонтах, не отраженные по кристаллическому фундаменту, мы назвали внутрiformационными структурами [Розанов Л.Н., 1961]. Размеры мелких осложняющих куполов и прогибов изменяются от нескольких сотен метров до нескольких километров. Амплитуды их обычно невелики — 5–20 м, иногда 30–35 м, т.е. они соизмеримы с амплитудой общего поднятия (30–70 м).

Количество мелких отрицательных структур последовательно возрастает снизу вверх: число мелких куполов увеличивается либо к верхнему горизонту, либо чаще к среднему этажу разреза. В последнем случае в верхних горизонтах наблюдается общее упрощение структуры. Увеличение числа мелких структур от нижних к верхним (или средним) горизонтам происходит главным образом за счет их дробления, появления двух-трех куполов или прогибов на месте одного, а также в результате появления новых куполов на месте "структурных носов" или "террас" и новых прогибов на месте седловин в нижнем горизонте. На отдельных участках иногда наблюдается и обратная картина: уменьшение числа мелких структур к верхним горизонтам в результате слияния двух-трех в одну и полного их выполаживания. Одновременно с увеличением числа и размеров мелких структур происходит и увеличение их амплитуд, которые находятся в обратной зависимости от изменения амплитуды общего локального поднятия: с ее уменьшением увеличиваются амплитуды мелких структур.

Простирание мелких структур, как правило, совпадает с ориентировкой основного локального поднятия, к которому они приурочены, но некоторые из них, особенно по верхним горизонтам, иногда имеют совершенно другое простирание. Наибольшее число мелких дополнительных структур возникает на участках, прилегающих к флексурам, ограничивающим крупные локальные структуры, т.е. на участках вблизи разломов фундамента. При детальном рассмотрении строения мелких дополнительных куполов можно видеть, что они представляют собой локальные раздувы мощности, а участки мелких прогибов — ее уменьшение. Минимальные мощности отложений, заключенных между рассматриваемыми горизонтами, отвечают зонам флексур и располагаются вдоль основания ее крутого крыла.

Суммируя весь этот материал, можно видеть, что в целом число мелких дополнительных структур и их амплитуды возрастают от нижних к верх-

ним горизонтам. Так, на Туймазинской площади число мелких положительных структур (куполов) увеличивается от пашийских к артинским слоям от 69 до 111, а число мелких отрицательных (прогибов) — от 11 до 49. На Серафимовской площади число куполов в том же интервале разреза увеличивается от 25 до 41, а прогибов — от 1 до 17. Одновременно с этим с глубиной увеличиваются амплитуды общей (цокольной) структуры (на Туймазинской площади от 50 до 70 м) и крутизна наклона ограничивающих их флексур.

Таким образом, и в этих мелких осложняющих элементах структуры мы видим общую дисгармоничность тектонического строения осадочного чехла. Главным выводом из сказанного является признание того факта, что передача напряжения от движущихся блоков кристаллического фундамента на осадочную толщу является весьма сложной и что при этом, как и в других случаях, происходят пластические деформации наиболее податливых пород. Следовательно, механизм образования мелких осложняющих структур тот же, что и механизм образования локальных структур.

Приповерхностные складки

Интенсивно дислоцированные участки осадочного чехла, спорадически встречающиеся на поверхности в платформенных областях, уже давно, с конца XIX в., обращали на себя внимание исследователей. Отдельные примеры таких дислокаций отмечались в научной литературе, но систематическое их изучение почти не проводилось. Более подробные исследования мелких приповерхностных складок были проведены на Русской и Западно-Сибирской плитах, где они имеются в большом количестве.

В данной работе отражены те особенности приповерхностных складок, которые проливают свет на их генезис. По востоку Русской плиты такая попытка была выполнена автором книги [Розанов Л.Н., 1944 г.]. При проведении структурно-геологической съемки здесь на фоне общего пологого залегания было выявлено большое количество мелких приповерхностных складок преимущественно субмеридионального (уральского) простирания. Складки имеют длину до нескольких километров, ширину — несколько сотен метров и углы падения на крыльях $10-45^\circ$. Амплитуды складок по обнаженной части разреза составляют первые десятки метров (рис. 63).

Как было отмечено [Розанов Л.Н., 1944 г.], складки отличаются следующими общими особенностями:

- 1) резко выражены и имеют крутые углы падения на крыльях;
- 2) невелики по размерам, быстро затухают по всем направлениям и обнаруживаются среди почти горизонтально залегающих пород;
- 3) не нарушают общего пологого наклона элементов структур, на которые они накладываются;
- 4) значительно преобладают антиклинальные формы и почти неизвестны синклиналиные;

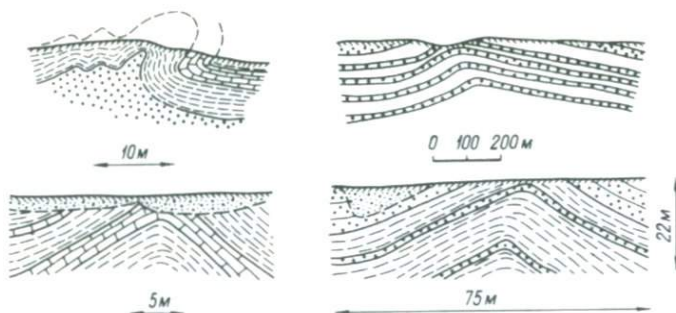


Рис. 63. Примеры приповерхностных складок.

5) на крутых крыльях часто наблюдается более четкое проявление слоистости напластования тех пород, которые за пределами складок слабослоисты;

6) ориентировка вытянутости совпадает с простиранием основной локальной структуры, к которой они приурочены;

7) преобладающее направление вытянутости — северо-восточное и меридиональное (уральское), совпадающее с общей тенденцией вытянутости структур основного структурного плана;

8) мелкие, резко выраженные складки, обычно приурочены либо к своду, либо к крылу более крупной локальной структуры;

9) наиболее обычное расположение — на средних и мелких локальных структурах, на крыльях крупных валов, при переходе к зонам погружения;

10) наиболее резко выражены мелкие складки, расположенные вблизи сводов четких высокоамплитудных локальных структур.

В.В. Бронгулеев [1947 г., 1951 г.], изучавший эти складки, подтвердил ранее выявленные их особенности и добавил к ним новые: резко выраженная дисгармония мелких складок, обусловленная изменением мощности отдельных горизонтов, чаще всего глин, и быстрое затухание складок на глубину. Последняя особенность была подтверждена бурением на аналогичных объектах в Ленинградской области и прилегающих областях.

На Западно-Сибирской плите мелкие складки впервые были обнаружены еще в конце прошлого века Н.К. Высоцким [1896 г.] в Нижнем Приобье в отложениях палеогена. Он также отмечает увеличение мощности глин в ядре складок, имеющих амплитуду 100–200 м. Размеры складок 12х4 км и более; наклон крыльев $0^{\circ}30'$ – $2^{\circ}20'$.

Мелкие складки Западной Сибири изучал И.Л. Кузин [1968]. Он выделяет крупные внутриваловые дислокации типа валоподобных складок длиной до 50–70, шириной 10–15 км и высотой 200–300 м, с углами падения пород до 10° , связанные с линзовидным увеличением мощности глинистых пород. В их кровле слои пластичных пород образуют мелкие сложно дислоцированные складки, выраженные в рельефе. Подстилающие осадки залегают спокойно.

Формы и размеры этих мелких складок весьма изменчивы: длина складок 1 км и больше; ширина — от единиц до десятков и первых сотен метров, амплитуда — от единиц до десятков метров; углы наклона крыльев достигают $70-90^\circ$, встречаются и опрокинутые складки. Наиболее сложно построены складки, состоящие преимущественно из глинистых осадков, в которых наблюдаются следы течения и зеркала скольжения. Отчетливо выражена дисгармония, обусловленная увеличением мощности (скупчиванием) глинистых пород. Значительно преобладают антиклинальные формы, часто располагающиеся кулисообразно, параллельно друг другу. Они осложняют валоподобные внутричехольные складки, соответствуя им по простиранию. Для мелких складок характерны многочисленные разрывные нарушения амплитудой до нескольких десятков метров. За исключением этого последнего признака, мелкие складки, развитые на Западн-Сибирской плите, по своей морфологии ничем не отличаются от таковых на Русской плите. Поэтому их генезис следует считать сходным.

Аналогичные складки обнаруживаются и на других платформах. Примеры их приводятся [Бронгулеев В.В., 1951 г.] на территории Сибирской платформы, где они обнаружены в толще нижнего палеозоя на склонах Анабарской, Алданской и Енисейской антеклиз. Ширина складок несколько десятков метров, амплитуда 5—10, углы падения на крыльях $25-45^\circ$; простирание их совпадает с направлением более крупных тектонических элементов. Там же приводятся примеры таких же мелких складок, обнаруженных на Североамериканской платформе в районе Бигхорнского бассейна, Большого плато в Альберте (Канада) и в других районах. Все они отличаются локальностью распространения, дисгармоничностью строения и следами внутривластовых течений и дифференциальных подвижек.

Образование мелких резко выраженных складок в разных областях связывают с различными причинами (оползнями, действием ледника, выщелачиванием и т.п.). В свете приведенных данных о морфологии и расположении складок эти толкования представляются необоснованными. Мелкие складки нельзя связывать с оползневыми явлениями, так как во многих случаях они располагаются в условиях весьма пологого рельефа или в повышенных частях его, часто не обнаруживают следов перемещения, развиваются как среди мягких, так и среди весьма плотных пород (известняков), образуя правильные купола, и сложены в сводах более древними породами, что свидетельствует о поднятии слоев, а не об их опускании. Нет оснований объяснять образование мелких складок выщелачиванием гипсов на глубине, так как при этом явлении преобладали бы синклинали, а не антиклинальные формы.

Не обязательно связывать появление мелких складок с действием ледника. Этому противоречит обнаружение таких складок в районах отсутствия ледниковой деятельности, а также их распространение на большую глубину почти по всему разрезу осадочного чехла. Неубедительно также предположение о выдавливании глинистых пород из-под берегов

в долины в условиях расчлененного рельефа. Преимущественная приуроченность мелких складок к долинам рек объясняется лучшей их обнаженностью, а смятие обнаруживают не только глины, но и песчаники, мергели и известняки.

Наблюдения над мелкими антиклинальными складками показывают тесную их связь с более крупными пологими структурами положительной формы. Преобладание антиклинальных складок свидетельствует о господствующей тенденции поднятия. Появление четкой отдельности по наслоению в наиболее резких складках может быть связано с послойным перемещением вещества пород, возникающим при его движении. Поэтому формирование этих складок следует рассматривать как специфическую форму проявления единого тектонического процесса структурообразования в платформенных областях.

В.В. Белоусов [1947 г.] подчеркивал единство идиоморфной (платформенной) и голоморфной (геосинклинальной) складчатости и считал, что вторичная мелкая складчатость, усложняющая идиоморфные складки, обладает морфологическими свойствами голоморфной складчатой структуры. Формирование этих вторичных мелких складок он связывал с раздавливанием слоев при поднятии: первичной идиоморфной структуры. Процессы, протекающие в настоящих геосинклиналях и в субгеосинклиналях (т. е. платформах. — Л.Р.), он считал аналогичными, различающимися только по масштабу.

В соответствии с этой идеей В.В. Белоусова находятся и взгляды В.В. Бронгулеева [1947 г.] на формирование мелких складок. Отмечая, что все сложные деформации фликативного типа происходят лишь на определенных глубинах в обстановке достаточно высокого всестороннего давления, В.В. Бронгулеев признает различную реакцию отдельных горизонтов осадочного комплекса на динамический фактор поднятия. Это позволяет рассматривать явления вторичной складчатости как своеобразную функцию радиально действующих напряжений. В основе этого лежит эффект раздавливания, с максимумом напряжения близ свода более общего поднятия, и возникновение пластических внутрипластовых деформаций вещества пород.

По нашим представлениям, процессы пластических деформаций не только контролируют образование мелкой вторичной складчатости, но и обуславливают формирование локальных платформенных структур и влияют на деформацию тектонических элементов всех порядков. При этом оказывается, что более мелкие по размерам порядки структур соответственно выражены более интенсивно. Процесс складчатости и структурообразования в разных зонах земной коры является единым и отличается лишь масштабами.

**МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА**

Решение проблемы формирования месторождений нефти и газа в значительной степени связано с изучением закономерностей их размещения. Преимущественная приуроченность нефти и газа к антиклинальным ловушкам разного типа, возраста и генезиса известна уже давно, и задача поисков новых месторождений в большинстве случаев сводится к выявлению благоприятных структурных условий локального уровня. Однако если для отдельных месторождений связь с локальными тектоническими структурами в той или иной степени очевидна, то в региональном плане связь распределения нефтегазоносных зон с крупными тектоническими элементами современной структуры осадочного чехла весьма неопределенна и зависимости между крупными тектоническими элементами осадочно-го чехла и нефтегазоносностью до сих пор установить не удалось.

Нефтяные и газовые районы в одинаковой степени отвечают как положительным, так и отрицательным крупным структурам. В пределах Волго-Уральской провинции промышленная нефтегазоносность тяготеет к сводам и их склонам, а в Западной Сибири — к погруженной центральной части мегасинеклизы. Западная граница нефтегазоносных земель на востоке Русской плиты пересекает такие крупные надпорядковые элементы, как Волго-Уральская антеклиза, Рязано-Саратовский авлакоген, восточный край Воронежской антеклизы.

Ранее [Розанов Л.Н., 1941 г.] уже ставился вопрос о генетическом единстве формирования тектонических структур и залежей нефти и газа. В настоящее время связь динамических условий формирования тектонических ловушек и приуроченных к ним нефтегазовых месторождений становится более очевидной. Для рассмотрения этой связи прежде всего следует обратить внимание на особенности размещения разных типов нефтей и газов в региональном плане крупных тектонических областей.

Почти для всех нефтегазоносных провинций и областей Советского Союза устанавливается сходная площадная зональность последовательно изменения фазового и группового состава углеводородов и содержания в них различных компонентов. Эта зональность, как и размещение всей нефтегазоносности, в плане не согласуется с региональной тектонической структурой. Гораздо большая связь размещения зон нефте- и газонакопления различного состава обнаруживается с проявлениями новейших тектонических движений [Горелов С.К., Розанов Л.Н., 1970]; кроме того, она зависит и от степени герметичности недр, также обусловленной тектоническими движениями недавнего прошлого.

На эпигерцинских плитах (Скифско-Туранской и Западно-Сибирской), а также в Прикаспийской области Русской плиты, с мощным чехлом молодых отложений, представляющих собой хорошую покрывку, наблюдается преимущественная приуроченность газонакопления к зонам положительных неотектонических деформаций и значительной дифференциро-

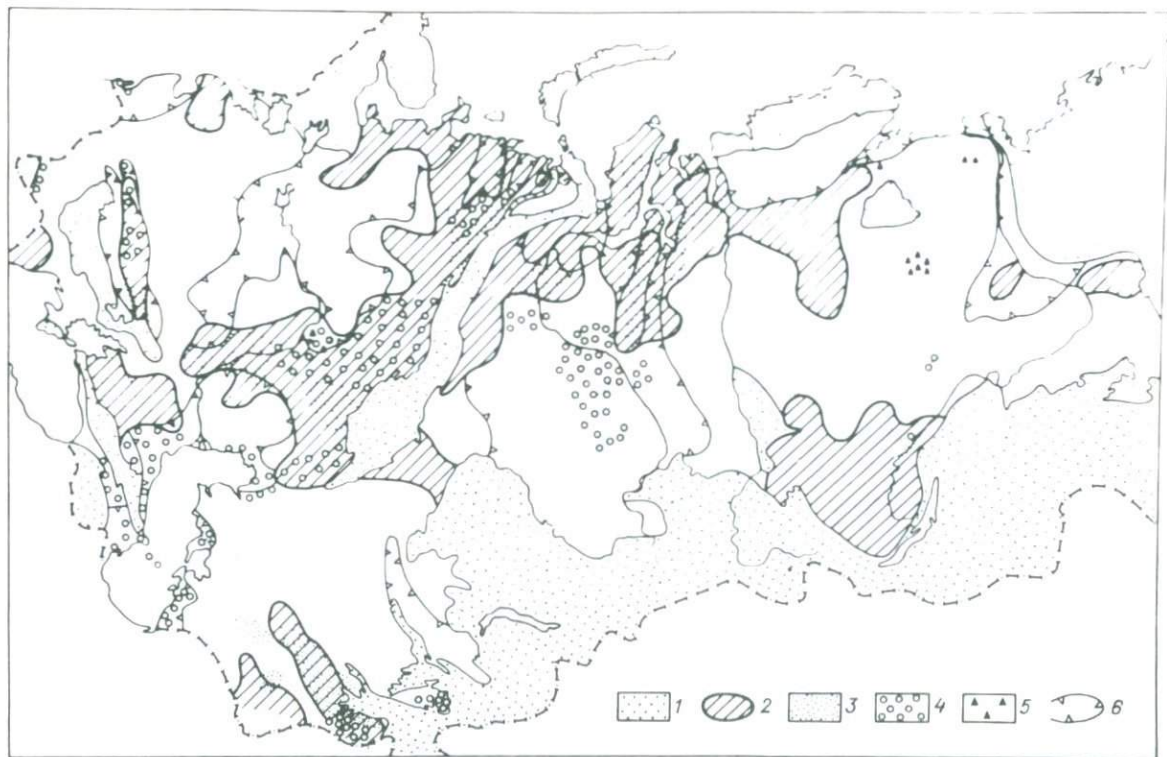


Рис. 64. Схема сопоставления зон повышенной дифференцированности неотектонических движений (по данным интерпретации структурно-геоморфологических материалов) и размещения нефте- и газоносности на территории плит в пределах СССР.

1 – щиты и складчатые системы; 2 – зоны наибольшей дифференцированности и контрастности новейших тектонических движений; 3 – зоны преимущественно газоносные; 4 – зоны преимущественно нефтеносные; 5 – крупнейшие скопления битумов; 6 – зоны относительных новейших опусканий.

ванности новейших тектонических движений, а нефтенакпления – к более спокойным зонам (рис. 64).

На Западно-Сибирской плите смена состава углеводородов происходит с севера на юг, образуя в общем широтную зональность, простирающуюся поперечно по отношению к региональной структуре мегасинеклизы, ось которой вытянута в меридиональном направлении. Северная половина плиты, отвечающая интенсивно дифференцированной зоне развития крупных положительных новейших морфоструктур, характеризуется преимущественным распространением месторождений газа и газоконденсата. Южная половина плиты, отличающаяся весьма слабой дифференцированностью и меньшей интенсивностью новейших тектонических движений, характеризуется скоплениями нефти.

Нефти в южной половине плиты сернистые, высокосмолистые, тяжелые, а в северной (газоносной) в нефтяных оторочках преобладают малосернистые, малосмолистые легкие нефти. По углеводородному составу нефти на юге Западно-Сибирской плиты в зоне нефтенакпления метановые, а на севере в зоне газонакпления – метано-нафтеновые и нафтеновые. По углеводородному составу свободных газов в северных районах преобладают сухие и полусухие газы; к югу жирность газов увеличивается и встречаются жирные и высокожирные газы с большим содержанием гомологов метана.

На Скифско-Туранской плите, представляющей собой единую эпипалеозойскую платформу, разделенную впадиной Каспийского моря на две части, чередование зон преимущественного газо- или нефтенакпления происходит в направлении, поперечном по отношению к субширотному простираанию региональной структуры всей плиты в целом (рис. 64). Газоносность и здесь отвечает более дифференцированным относительно приподнятым в новейшую тектоническую эпоху районам Ставропольского свода и Западного Предкавказья, Центральнокаракумского свода и Бухаро-Хивинской ступени, а преимущественное нефтенакпление – погруженной и менее активизированной зоне, окаймляющей впадину Каспийского моря. Вся эта зона, включающая Прикаспийскую синеклизу, восточную часть гряды Карпинского, Восточное Предкавказье, Южно-Каспийскую впадину и ее обрамление, представляет собой единую неотектоническую впадину, наложенную на различные геотектонические элементы: Альпийскую складчатую систему, Скифско-Туранскую плиту и юго-восточный край древней Восточно-Европейской платформы.

Район Южно-Каспийской впадины отличается преобладанием нафтеновой нефти, а район прикаспийской части Скифско-Туранской плиты – метановой и метано-нафтеновой нефти. В зоне преимущественного нефтенакпления преобладают жирные газы. В отличие от них газы зон преимущественного газонакпления сухие и полусухие, безазотные с низким содержанием углекислого газа. Утяжеление их происходит с глубиной и на наиболее мобильных и интенсивно раздробленных участках.

На Русской плите нефтегазоносные провинции тяготеют в основном к краевым более погруженным районам и приурочены к зонам наиболь-

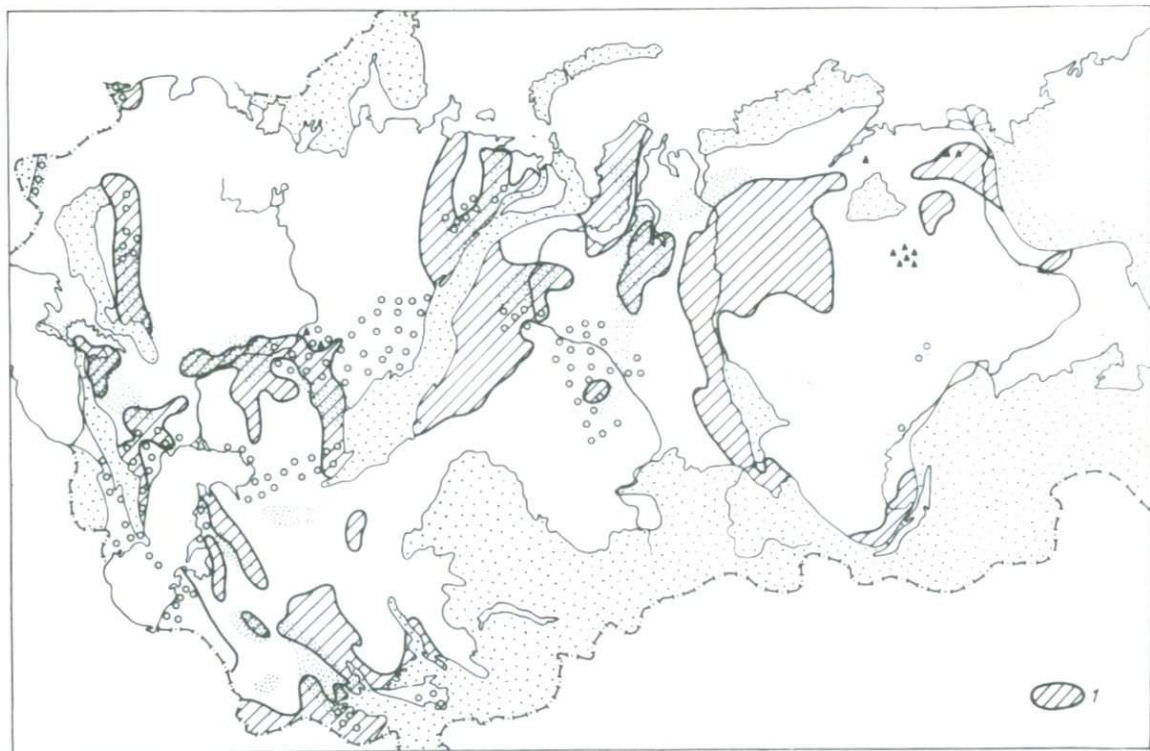


Рис. 65. Схема сопоставления зон новейшей раздробленности фундамента (по данным интерпретации геофизических и геоморфологических материалов) и размещения нефте- и газоносности на территории плит в пределах СССР.

1 – зоны наибольшей раздробленности фундамента. Остальные условные обозначения см. на рис. 64.

шей дифференцированности и контрастности новейших тектонических движений (рис. 64). При этом газонакопление отвечает районам максимальной новейшей раздробленности и дифференцированности тектонических деформаций (рис. 65). В восточных и юго-восточных более погруженных областях (Волго-Уральская и Тимано-Печорская провинции, Нижнее Поволжье) промышленная нефтегазоносность отвечает зонам новейших тектонических поднятий, а в западной, приподнятой, части плиты (Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и Балтийская синеклиза) – зонам относительно новейших опусканий.

Зоны газонакопления, приуроченные к Предуральскому краевому прогибу, прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы и юго-восточной части ДДВ, широкой полосой огибают зоны нефтенакпления с юга и востока, охватывая различные региональные структуры. Крупные пластовые залежи твердых битумов Мелекесской впадины и Самарской Луки приурочены к северо-западным периферийным частям зоны нефтенакпления.

В целом на Русской плите наблюдается общее последовательное утяжеление углеводородов в северо-западном направлении (к внутренней части плиты) и пестрота их состава в наиболее тектонически мобильных раздробленных зонах. Для зон преимущественного нефтенакпления характерны высокосернистые нефти с преобладанием группы метановых углеводородов. В составе нефти нефтегазоносных зон происходит увеличение нафтеновой и отчасти ароматической групп и снижается содержание серы и смол.

В областях общего приподнятого положения плит и преобладания новейших поднятий ведущую роль приобретает фактор раскрытости недр и дегазации залежей углеводородов. Здесь нефтегазоносность еще в большей степени тяготеет к менее дренированным участкам относительно новейших погружений.

На Сибирской платформе, представляющей собой высокоприподнятую область, в пределах которой амплитуды новейших поднятий достигают 1000–1500 м, нефтегазовые месторождения приурочены к срединной субширотной полосе молодых наложенных впадин, протягивающихся от Вилюйской синеклизы к западу, а также к широтной Енисей-Хатангской синеклизе на севере платформы. Эти погруженные зоны отличаются относительно слабой новейшей раздробленностью и умеренной дифференцированностью новейших тектонических движений (рис. 64 и 65).

На этой платформе пока, к сожалению, открыто мало месторождений нефти и газа, и поэтому можно отметить лишь общее утяжеление углеводородов от погруженных районов центральной части платформы, Вилюйской и Енисей-Хатангской синеклиз к приподнятым районам Анабарской антеклизы и северной части Тунгусской синеклизы. Известные месторождения и рассеянные скопления твердых битумов и малые тяготеют в основном к наиболее приподнятым зонам и к районам с максимальными значениями дифференцированности новейших тектонических движений. Распространение нерастворимых битумов, керитов и антраксолитов отвечает участкам наибольшей новейшей раздробленности земной коры.

Таким образом, во всех рассмотренных платформенных областях наблюдается сходная площадная зональность в размещении нефти и газа. Повсеместно зоны распространения сухого газа последовательно сменяются зонами распространения жирного газа, нефти и твердых битумов. Одновременно с этим происходит изменение углеводородного состава нефти. С облегчением нефти в сторону зон газонакопления наблюдается смена метановой нефти метано-нафтеновой, а в приразломных зонах вдоль складчатых систем и в особо мобильных зонах в составе нефти появляются ароматические углеводороды и наблюдается большая пестрота в составе углеводородов, свидетельствующая о наличии вертикальной миграции флюидов. В составе газов обычно можно заметить одновременное присутствие сероводорода и углекислого газа, особенно в жирных газах; в зонах распространения сухого газа преобладают бессернистые газы.

Приведенные сопоставления показывают также двойную роль новейших тектонических движений в зависимости от их интенсивности и общей приподнятости плит. Новейшая активизация может способствовать концентрации залежей нефти и газа в районах с хорошей покрывкой молодых отложений или приводить к разрушению и дегазации месторождений при условии нарушений герметичности недр. Негативное влияние новейших тектонических движений еще более отчетливо проявляется в горноскладчатых сооружениях, где залежи, в основном нефти, приурочены почти исключительно к молодым наложенным впадинам с большой мощностью покрывающих осадков. Установленная закономерная связь пространственного распределения зон газо- и нефтенакпления с неотектоническими движениями свидетельствует о молодом возрасте формирования современного плана размещения месторождений.

Вероятнее всего предположить, что время концентрации углеводородов в залежах и дегазации ранее образованных месторождений совпадает с фазами общего подъема и формирования современного рельефа земной поверхности, когда в результате увеличения проницаемости земной коры создаются наиболее благоприятные условия для миграции флюидов. Впервые предположение о большой роли отраженных в рельефе новейших тектонических движений на размещение нефти и газа в региональном плане высказал Г.В. Вахрушев [1959 г.]. Он обосновал это тем, что в неогеновое и антропогеновое время происходит перестройка тектоники и рельефа, оживляются старые дизъюнктивы и трещины и возникают новые, происходит изменение путей и интенсивности миграции нефти и газа, приводящее к перераспределению воды, нефти и газа и переформированию их залежей. При этом делалась оговорка, что эти идеи высказываются в самых общих чертах в порядке постановки их и только в отношении структур I порядка. Никаких сопоставлений с фактическим размещением нефти и газа Г.В. Вахрушев не сделал. Кроме того, он ставил вопрос не о формировании зон нефтегазонакопления в земной коре, а лишь о переформировании уже имеющих, ранее сформированных залежей.

Впервые крупное обобщение по связи размещения глубинных разломов с нефтегазоносностью было выполнено Н.А. Кудрявцевым [1963], который отмечал, что во всех без исключения нефтеносных районах наблюдаются следы четвертичных или современных тектонических движений, показывающих, что имеющиеся в них глубинные разломы еще живые и время от времени обновляются. Он считал наиболее вероятным, что нефть и газ могут мигрировать только по тем разломам, которые недавно обновлялись и еще не заполнены минеральными новообразованиями, а сохраняться в залежах на протяжении геологических периодов не могут. Эта зависимость размещения месторождений нефти и газа от новейших тектонических движений по разломам фундамента позднее была подтверждена на материалах Советского Союза [Розанов Л.Н., 1975].

При рассмотрении роли новейшей тектоники в формировании зон нефте- и газонакопления, естественно, возникает вопрос: что же происходит с породами земной коры, и в частности осадочного чехла, при восходящих рельефообразующих тектонических движениях? В связи с этим уместно напомнить некоторые результаты изучения физико-механических свойств горных пород в условиях, отвечающих их состоянию в глубинных недрах, изложенные в гл. II.

Пластическая деформация и хрупкое разрушение (образование трещин и разрывов) представляют собой две соседние области физического состояния пород, связанные взаимопереходом, поэтому возникающая потеря сцепления между частицами породы является временной и под всесторонним давлением трещины могут снова залечиваться. При тектонических погружениях, при постоянной сжимающей нагрузке в условиях высокого всестороннего давления в земной коре растрескивания не происходит и деформация принимает форму пластического течения.

В глубинных условиях, где нет пустого пространства, высокое всестороннее давление задерживает возникновение трещин, способствует непрерывному залечиванию возникающей трещиноватости. Под влиянием динамических сил, образующих резкие перепады давления, на больших глубинах напряжение локализуется в одном разрыве. В условиях всестороннего сжатия на больших глубинах земной коры, где главное значение имеют вертикальные силы, обусловленные давлением толщи пород, преобладают вертикальные или круто наклоненные разрывы.

Таково положение в глубоких недрах земной коры. Но при тектонических поднятиях и денудации земной поверхности те же породы перемещаются в область малых глубин и меньшей нагрузки вышележащих отложений. Значение веса пород уменьшается и ведущее влияние приобретает боковое давление за счет динамических сил, большее значение получают горизонтальные и полого наклоненные трещины. Ослабление нагрузки в верхних зонах земной коры приводит к появлению большого числа трещин и повышению их проницаемости.

Как было показано в гл. II, значительное уменьшение плотности образцов пород, деформированных под большим давлением, происходит после снятия с них нагрузки, что объясняется увеличением объема образцов в результате открытия трещин в породах после прекращения всесторон-

него давления. Это так называемые трещины облегченной нагрузки. Такое явление объясняет преимущественную приуроченность трещиноватости и повышенную проницаемость трещин вблизи разломов и флексур. На этих участках в результате разобщения стенок трещин разрывов снимается напряжение и образуется зона пониженного давления, вследствие чего происходит раскрытие мельчайших трещин, связанное с расширением пород. Значение этого фактора очень велико. Одностороннее снятие нагрузки неизбежно приводит к перестройке физического состояния пород. Поэтому тектонические подъемы и опускания земной коры и локальных ее участков нельзя рассматривать лишь как пассивное перемещение без остаточных деформаций.

Напряженное состояние в земной коре видно также на примерах хорошо известных явлений стреляния породы, когда ее куски отлетают от стен горных выработок или скважин на глубине. При этом на больших глубинах в условиях большего всестороннего сжатия эти явления происходят интенсивнее. В других случаях в скважинах наблюдается выдавливание пластичных пород соли, ангидрита, некоторых глин и т. д., доставляющее много хлопот буровикам при бурении глубоких скважин.

Свидетельством уменьшения объемной плотности пород в связи с формированием тектонических поднятий могут служить результаты изучения физических параметров осадочных пород в пределах локальных структур. Так, по данным лабораторного определения объемной плотности образцов керны из скважин Султангуловской площади (Оренбургская область) было установлено [Розанов Л.Н., 1947 г.], что наряду с увеличением плотности пород по разрезу от молодых отложений к более древним в пределах одноименных горизонтов имеет место уменьшение значений плотности от крыльев положительной структуры к ее своду. На этой небольшой структуре, площадью всего несколько десятков квадратных километров, имелось около 300 определений плотности различных пород по разрезам шести буровых скважин из верхней пачки конхиферового горизонта казанского яруса (верхняя пермь), выполненных О.А. Шванком.

Оказалось, что средние объемные плотности пород этой пачки, более или менее постоянные в пределах каждого разреза, закономерно изменяются в зависимости от местоположения скважин по отношению к тектонической структуре от 2,25 (на ее погружении) до 2,08 г/см³ (в своде поднятия) на расстоянии всего нескольких километров при подъеме структуры на 50 м. На южном флексуорообразном крыле флексуры, где много трещиноватых пород, средняя плотность составляет 2,14 г/см³.

Наибольшие колебания плотностей по площади структуры (2,02–2,34 г/см³) обнаруживают доломиты, т. е. самые хрупкие и наименее пластичные породы, хотя средние их плотности по площади мало отличаются от средневзвешенной плотности всех пород рассматриваемой пачки (2,22 г/см³) и составляют 2,21 г/см³. Интересно отметить, что изолинии равных значений средних плотностей рассматриваемой пачки пород (суммарно) хорошо согласуются с конфигурацией стратоизогипс структурной карты данной площади по тому же горизонту. Приведенные дан-

ные, как это указывалось и ранее, показывают, что обнаруженная дифференциация плотностей не связана с фациальными условиями накопления осадочных образований, а является следствием наложенного тектонического процесса.

Свидетельством формирования в новейший тектонический этап Султангуловской структуры, расположенной в пойме р. Большой Кинель, служат колебания мощности четвертичного аллювия. По данным бурения эта мощность изменяется от 15 до 25 м, уменьшаясь к своду поднятия. Конфигурация изопахит отвечает контурам стратоизогипс структурной карты по верхнепермским горизонтам. Аналогичная закономерность наблюдается и на других участках Большекинской зоны. Правомерность такого объяснения обосновывается тем, что в результате непрерывного разноса речного аллювия мигрирующим потоком реки верхняя поверхность поймы выравнивается. При этом рост локальной структуры фиксируется более отчетливо, чем это может происходить в субаквальных условиях некомпенсированного осадконакопления.

Последующие многочисленные сейсмические исследования (данные сейсморазведки) на этой и на других площадях подтвердили наличие разуплотнения пород в сводах положительных структур, что, кстати, имело большое практическое и методическое значение для интерпретации сейсмических материалов. Такое уменьшение объемной плотности пород большим объемом геофизиков трактуется теперь как результат увеличения трещиноватости пород, которое проявляется в виде уменьшения скорости прохождения упругих колебаний. Приведенные сведения показывают, что тектонические поднятия действительно сопровождаются появлением трещиноватости и увеличением проницаемости осадочного чехла.

Еще более важным является то обстоятельство, что при восходящих рельефообразующих тектонических движениях происходит растяжение верхних зон земной коры. Между тем, как было показано в гл. II, переход от пластического к хрупкому состоянию (т.е. к образованию трещин и разрывов) наступает при растяжении гораздо раньше и отвечает давлению, примерно в 5 раз меньшим. Вот поэтому максимальное развитие трещиноватости повсеместно наблюдается в зонах региональных новейших поднятий, а в их пределах — в сводах положительных структур, на их периклиналях и крутых крыльях. Таким образом, проницаемость земной коры в значительной степени связана с тотальной трещиноватостью пород осадочного чехла, возникающей при его растяжении в зонах тектонической активизации и общего подъема поверхности. В этих зонах создаются условия повышенной проницаемости, благоприятные для интенсивной миграции флюидов, и в том числе углеводородов.

При последующих погружениях в результате изменения физико-механической обстановки (при сжатии) вследствие перехода пород из хрупкого состояния в пластическое в земной коре могут создаваться условия для залечивания трещин и образования пластических деформаций. Таким образом, крупные региональные поднятия и погружения земной коры оказывают влияние на периодические изменения степени проницаемости земных недр.

Рассмотренные в начале этой главы особенности раздельного пространственного размещения зон газо- и нефтенакпления не согласуются с имеющимися представлениями о формировании месторождений нефти и газа. Если преимущественную концентрацию нефтяных месторождений какого-либо региона можно объяснить последующей утечкой газа, то причина образования крупных скоплений газа (в молодых структурах) без нефти или с незначительным ее содержанием не находит удовлетворительного объяснения. Это повсеместно раздельное территориальное размещение зон преимущественного газо- и нефтенакпления, а также более отчетливая приуроченность газонакпления к зонам новейших поднятий и интенсивной активизации, за исключением высокоприподнятых областей с нарушенной герметичностью недр, показывают, что концентрация весьма подвижного газа в земной коре является относительно более молодой.

Исследуя размещение углеводородов по разрезу месторождений по многим нефтегазоносным провинциям и областям Советского Союза, можно видеть, что повсеместно существует вертикальная зональность фазового состава. В зонах газонакпления наблюдаются утяжеление газа с глубиной, увеличение относительного содержания гомологов метана. В зонах преимущественного нефтенакпления, наоборот (исключая газовую шапку), наиболее часто происходят облегчение нефти с глубиной, иногда до появления залежей конденсата, и увеличение общей газонасыщенности глубинных недр, как, например, это видно в Южно-Каспийском бассейне. Происходит как бы конвергенция фазового состава углеводородов с глубиной. Поэтому наиболее вероятно предполагать, что в осадочный чехол из глубинных недр поступают не нефть, а метан и его газообразные гомологи. Косвенными показателями источника углеводородных газов может служить наличие в них примесей эндогенных компонентов (гелия и аргона).

Принимая газовую фазу за первичную субстанцию, формирование всех разновидностей углеводородов из материнского газа следует рассматривать как результат действия двух основных процессов: его дифференциации при вертикальной миграции (концентрация наиболее легких фракций в верхних зонах земной коры) и вторичного преобразования флюида вследствие его окисления и дегазации. Таким образом, нефть и твердые битумы следует рассматривать лишь как продукты различных стадий процесса такого преобразования, где газ характеризует собой молодость, нефть — зрелость, а твердые битумы — старость одного и того же исходного вещества. Возможность превращения метана в нефть с химических позиций обосновал Н.Д. Зелинский [1936 г.], который представлял себе несомненной связь нефтеобразования с колоссальными запасами метана в недрах Земли в том именно смысле, что метан и сам по себе может быть материнским веществом нефти. В дальнейшем эта гипотеза развивалась с разных позиций в работах других исследователей. Взаимосвязь между нефтью, конденсатами и газом убедительно обосновывается в работах И.С. Старобинца [1974] на основании сходства их углеводородного состава и типов.

Возможность образования эндогенного метана допускалась и В.А. Соколовым [1956 г.], который считал, что при благоприятных условиях метан с небольшой примесью других углеводородов может образовываться в изверженных породах и что миграция газов неорганического происхождения, несомненно, имеет место. Он поддерживал также предположение о преобладании газовой формы миграции и высказывал сомнения относительно возможности миграции нефти в жидкой фазе. В.А. Соколов отрицал возможность миграции тонкой эмульсии нефти на сотни километров без задержки и изменения и последующего образования на некоторой площади за счет этой эмульсии крупнейших скоплений нефти. Отдавая предпочтение вертикальной миграции флюидов по трещинам, он отрицал возможность переноса не только нефти, но и газа по пласту на большие расстояния — в сотни километров.

Гипотеза о газовой миграции была поддержана И.И. Потаповым [1951 г.], который использовал ее для объяснения висячих залежей нефти Азербайджана. При этом он ссылается на работы Н.Д. Зелинского и на статью Л.Н. Розанова [1941 г.] о малой подвижности нефтяных залежей после их образования и отсутствии их смещения в сторону последующих антиклиналей. Отсюда И.И. Потапов делает вывод о том, что миграция из материнских свит была в виде газа, а не жидкости, а жидкая нефть есть продукт преобразования метана. Процесс преобразования представляется ему в такой последовательности: возникновение первоначальных скоплений преимущественно метанового состава — "сухого газа", постепенный переход их в конденсатные залежи, состоящие из "жирного газа", и далее в залежи легкой бензинистой, но уже жидкой нефти, которая в дальнейшем при соответствующих условиях становится все тяжелее и тяжелее и, наконец, превращается в асфальты и твердые битумы.

Предлагаемый вариант исходной газовой фазы первичной миграции объясняет также и целый ряд других феноменов. Так, например, отсутствие постседиментационных процессов (вторичной минерализации) за контуром газовых залежей в отличие от таковых в законтурной зоне нефтяных залежей может быть связано с более молодым возрастом газа по сравнению с возрастом нефти.

Известный парадокс весьма низкой (не более 40–50 %) нефтеотдачи пород-коллекторов, в которые нефть каким-то образом пришла и при этом почти не оставила следов по пути латеральной миграции, становится понятным при допущении газовой фазы первичной миграции. С этих позиций первичная миграция нефти и латеральная ее миграция не имеют места вообще или имеют весьма ограниченное значение.

Установленная связь размещения нефти и особенно газа с зонами **новейшей** тектонической активизации и развития рельефообразующих движений не исключает возможности более древних фаз формирования месторождений. Положительные движения и обусловленное ими формирование рельефа земной поверхности неоднократно проявлялись в истории Земли в связи с заключительными этапами складчатых эпох. Такие гео-

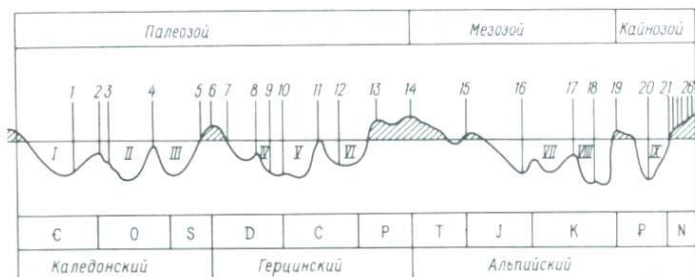


Рис. 66. Тектоно-магматические эпохи фанерозоя. По А.С. Монину [1977].
 1–26 – фазы орогенеза; I–IX – трансгрессии. Геократические эпохи заштрихованы.

кратические эпохи весьма наглядно показаны на чертеже (рис. 66) из работы А.С. Монина [1977]. Очевидно, что условия состояния недр, способствующие миграции и концентрации газа, аналогичные описанным выше, могли иметь место и в геологическом прошлом.

Эти соображения согласуются с приведенными данными о селективном размещении нефти и газа, что наиболее отчетливо видно на примере эпигерцинских плит и других относительно погруженных областей с хорошей герметичной покрывкой молодых осадочных отложений, где фактор дегазации и разрушения залежей не играет решающей роли. Так, если на севере Западно-Сибирской плиты газонакопление отвечает зоне новейших поднятий и наибольшей дифференцированности неоген-четвертичных движений, то сосредоточение нефтяных месторождений соответствует здесь той территории, которая испытывала относительное поднятие в палеогене. То же самое и в пределах Скифско-Туранской плиты: если зоны преимущественного газонакопления отвечают новейшим и современным поднятиям на западе и востоке территории, то область преимущественного нефтенакпления, связанная с наложенной Каспийской впадиной, в значительной части отвечает доновейшим поднятиям альпийской складчатой системы и эпигерцинской плиты. Тогда залежи нефти представляются более древними (и более измененными), чем залежи газа, а некоторые залежи твердых битумов в различных областях Советского Союза – остатками еще более древних месторождений.

В тех случаях, когда новейшие и предшествующие им тектонические рельефообразующие движения развивались унаследованно, распространение нефтяных и газовых месторождений будет территориально совпадать, как это имеет место в южных районах Волго-Уральской провинции и др.

В связи с рассмотрением особенностей миграции и размещения углеводородов в земной коре интересно обратиться к вопросу о так называемом принципе "дифференциального улавливания", предложенном У.К. Гусоу, разработанном С.П. Максимовым [1954 г.] и поддержанном затем многими советскими геологами. Согласно этому принципу, латеральная

миграция нефти и газа происходит вдоль подошвы глинистой покрывки в водонасыщенных пластах, где в результате влияния разницы плотностей нефть и газ всплывают вверх. Двигаясь вверх по региональному подъему слоев, они заполняют нижнюю ловушку, в которой происходит гравитационное разделение нефти и газа. При этом газ занимает верхнюю часть структуры, а нефть — нижнюю. По мере дальнейшего поступления нефти и газа в первую ловушку, газ, концентрируясь сверху, будет постепенно вытеснять нефть, которая начнет уходить из нижних частей залежи и поступать во вторую ловушку, расположенную выше по восстанию пласта. Аналогичный процесс заполнения нефтью предполагается во второй, затем в третьей ловушке и т.д. Таким образом, первая (самая нижняя) ловушка окажется заполненной газом, вторая — нефтью с газовой шапкой, а третья — одной нефтью. При нехватке газа и нефти самые верхние ловушки могут оказаться заполненными водой.

В дальнейшем на примерах советских месторождений было установлено, что имеются различия в плотностях нефти, с подъемом структурных ловушек отмечается утяжеление нефти. Изложенная гипотеза формирования месторождений, несмотря на свою простоту и внешнюю привлекательность, не согласуется с некоторыми фактическими данными, могущими получить и другое объяснение [Розанов Л.Н., 1962]. Так, месторождения с дифференцированным распределением углеводородов не всегда приурочены к регионально наклоненному пласту-коллектору, который непрерывно прослеживается на большом расстоянии и может служить путем свободной миграции флюидов.

Последовательное облегчение нефти, появление под залежами газовых шапок, а затем и чисто газовых месторождений с оторочкой конденсата наблюдается в полосе рифов в Башкирском Приуралье по мере ее регионального погружения к югу. Эти залежи приурочены не к одному распространенному пласту, а к локализованным пористым рифам сакмаро-артинского возраста, окруженным непроницаемыми породами. Следовательно, сепарация углеводородов при латеральной миграции здесь невозможна.

Для доказательства гипотезы дифференциального улавливания обычно пользуются схематическими рисунками, на которых мощность продуктивного пласта изображается значительно большей, чем высота залежей до порога нефтегазоносности. При таком изображении ниже залежей остается "канал" для свободного перетекания флюидов из одной ловушки в другую. На самом же деле на большинстве месторождений такого соотношения не наблюдается и мощности продуктивных пластов обычно меньше амплитуды тектонических структур-ловушек.

На большинстве примеров, приводимых в публикуемых статьях, механизм трапирования рассматривается не в широком плане, а лишь в одном профильном сечении. При таком изображении создается впечатление, что порции флюидов, прежде чем попасть в верхнюю ловушку, должны последовательно пройти через все нижерасположенные ловушки, в которых происходит сепарация нефти и газа. Предполагается, что флюиды мигрируют вдоль полосы положительных структур вдоль оси вала. Одна-

ко большинство валов располагается параллельно контурам крупных структур и их ориентировка часто совпадает с простиранием стратоизогипс регионального наклона пород. Поэтому допустить региональную миграцию нефти и газа вдоль валов не представляется возможным. Нет достаточного обоснования и самого процесса естественного расслоения нефти в залежах на фракции по плотности. Практически лишь наблюдается изменение нефти в приконтурной зоне в результате окисления.

Имеющиеся данные [Розанов Л.Н., 1962] показывают отчетливую зависимость изменения плотности и свойств нефти с глубиной залегания вмещающих пород во всех провинциях и областях. Эти различия физических параметров и состояние флюидов в ловушках, расположенных на различных гипсометрических уровнях, не связаны с дифференциальным улавливанием нефти и газа и первичным расслоением нефти по плотности. Они являются следствием превращения первоначальных флюидов углеводородов в результате их вторичных изменений. При этом для нефтяных залежей устанавливается такая зависимость: чем ближе они расположены к поверхности Земли, тем большему изменению они подвергаются, а на больших глубинах являются наименее превращенными.

Общая схема формирования месторождений газа и нефти, в свете приведенных данных, представляется в следующем виде [Розанов Л.Н., Несмелова З.Н., 1978; Розанов Л.Н., 1979]. Миграция углеводородов происходит не при погружениях осадочного чехла, как это принято считать, а при общих поднятиях в эпохи проявления рельефообразующих тектонических движений, когда вследствие растяжения земной коры увеличивается ее проницаемость и создаются условия для миграции флюидов. В эти эпохи из глубинных недр в проницаемые активные зоны земной коры поступают струи углеводородного газа в виде смеси метана и тяжелых гомологов. Дифференцированное распределение газа в ловушках по разрезу в основном отображает его первичную сепарацию по пути вертикальной миграции. В верхних частях земной коры, представляющих собой зону окисления, образовавшиеся скопления газообразных углеводородов подвергаются дегазации (утечке), окислению и т.п. и постепенно превращаются в залежи сначала жидкой нефти и затем твердых битумов.

Наблюдаемые различия физических свойств нефти по вертикальному разрезу месторождений отображают степень вторичных изменений углеводородов; более глубокие залежи, так же как и более крупные, как правило, изменены меньше. Итак, тектонические и в данном случае неотектонические движения положительного знака определяют проявление эндогенных и экзогенных факторов, способствуют вертикальной миграции углеводородов из глубинных недр и приводят к дегазации залежей. При последующих опусканиях происходит консервация залежей и превращение их в малоподвижные углеводороды. Таким образом, тектонические движения крупного плана контролируют "газовое дыхание" Земли.

Дальнейшее изучение динамики новейших и предновейших тектонических движений нефтегазоносных областей послужит разрешению проблемы формирования месторождений нефти и газа.

**ВЛИЯНИЕ ДИНАМИКИ
НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
НА ФОРМИРОВАНИЕ ФОТОТОНА
НА СНИМКАХ ИЗ КОСМОСА**

Определив большую конструктивную роль динамики тектонических движений, особенно новейшего этапа, в деформациях осадочного чехла и формировании нефтегазовых месторождений, естественно, следует рассмотреть особенности ее проявления на земной поверхности. Наиболее подходящим материалом для этого, как нам кажется, служит анализ снимков из космоса, получаемых при применении дистанционных методов исследования. В литературе отмечалось, что использование космических фотоматериалов является весьма перспективной областью применения принципиально нового вида информации для более полного изучения геологического строения Земли. При этом обычно обращается внимание на эффект "просвечивания" глубинной структуры, который выступает все более отчетливо с увеличением расстояния от объекта (высоты съемки) и уменьшением масштаба съемки [Брюханов В.Н. и др., 1977]. В этом свойстве собственно и заключена та новая информация, которая поможет в решении задачи, поставленной в начале главы.

На снимках из космоса можно видеть два составляющих их элемента: рисунок и тон изображения. Если рисунок рельефа и гидросети на космических снимках отображает геоморфологическую картину, сходную с изображением географической карты, то изменение плотности фототона служит основным критерием для выделения различных геологических объектов, в том числе и погребенных. В этом и заключается основная специфика космических снимков мелкого масштаба.

В большинстве случаев тектонические поднятия отображаются увеличением плотности фототона как затемненные участки, а впадины, заполненные молодыми рыхлыми отложениями большой мощности, отличаются светлым фототонном. Чем выше тектоническое поднятие, тем темнее фототон, и наоборот, с погружением фундамента фототон светлеет.

В изменении фототона фиксируются также и линейные тектонические элементы — разломы земной коры, многие из которых не отражены на земной поверхности, а, как предполагается, являются глубинными. В этой особенности "просвечивания" глубинной структуры, не отображенной в верхнем структурном этаже осадочного чехла, и заключается главное отличие космической информации. Как отмечается в ряде работ [Брюханов В.Н. и др., 1977; Макаров В.И., Соловьева Л.И., 1976], космические снимки передают лишь картину оптической яркости земной поверхности в момент съемки. Поэтому ничего другого они отразить не могут!

В связи с этим большую актуальность приобретает вопрос о механизме передачи информации о глубинном строении земной коры (а в ряде случаев — и более глубинных зон) на земную поверхность. Какие именно черты глубинного строения видны на космических снимках земной по-

верхности и каким путем совершается передача этого изображения? Эти вопросы освещаются в геологической литературе весьма неоднозначно и в большинстве случаев умозрительно.

Некоторые исследователи [Макаров В.И., Соловьева Л.И., 1976] предполагают, что эта передача осуществляется путем механических деформаций земной поверхности, связанных с деформацией более глубоких слоев, и путем ее геохимических преобразований, связанных с восходящими потоками флюидов. При этом определяющим фактором считается непрерывность тектонических движений на всех уровнях земной коры и верхней мантии, что поддерживает в "живом" состоянии большую часть структурных швов разных порядков и разного возраста. Эти же авторы считают также, что на формирование структуры земной поверхности и ее ландшафтов влияют гравитационное, магнитное и тепловое локальные поля, которые связаны с глубинными процессами и неоднородностями земной коры. В других случаях [Макаров В.И. и др., 1973 г.] при объяснении соответствия отшифрованных линеаментов глубинному строению земной коры и латеральным разделам геофизических полей высказывалось предположение о возможном дисгармоничном развитии и относительно независимом горизонтальном перемещении разных горизонтов коры.

Картина, как мы видим, рисуется довольно сложная и с позиций новейшей тектоники малопонятная. Более простое объяснение предлагается в работе других исследователей, которые считают, что зоны новейших поднятий по сравнению с областями опусканий отображаются на космических снимках более темным тоном изображения вследствие неравномерности освещения и обилия теней на участках повышенного и сильно расчлененного рельефа. В иных случаях [Астахов В.И., Ероменко В.Я., 1976] темный цвет возвышенностей объясняется преобладанием на них сомкнутых темнохвойных древостоев, а осветленный тон низменностей — развитием болот и разреженных сосново-березовых лесов или цветом пород.

Разумеется, все эти факторы могут иметь место и в ряде случаев играют определенную роль. Однако имеется много примеров изменения фототона и в таких районах, где указанные показатели отсутствуют. Поэтому для всех случаев необходимо установить более общую причину, определяющую изменение плотности фототона.

Прежде всего отметим, что с точки зрения большинства исследователей [Брюханов В.Н. и др., 1977; Глубинная структура ..., 1973; Макаров В.И., Соловьева Л.И., 1976; Соловьева Л.И., 1977; Геологическое изучение ..., 1978] отражение строения недр Земли на снимках земной поверхности оказывается возможным только на основе признания преемственности тектонических структур древнего заложения в новейшем тектоническом плане, т. е. с учетом унаследованного развития новейших тектонических движений, определяющих тип рельефа земной поверхности и связанные с ним явления.

Большая роль неотектоники не вызывает сомнения, о чем уже было сказано в предыдущих главах. Эти движения в значительной степени определяют образование локальных и более мелких тектонических структур

и формирование современного плана размещения месторождений нефти и газа. Однако унаследованное их развитие по отношению к более древнему структурному плану не представляется очевидным. Имеется немало примеров неунаследованного автономного развития новейших тектонических движений и отсутствия соответствия между тектонической структурой и рельефом платформенных областей [Мещеряков Ю.А., 1967].

С другой стороны, известны примеры, когда одинаковые геологические образования отражаются на космических снимках по-разному и, наоборот, существенно различные образования могут проявиться достаточно сходно [Геологическое изучение ..., 1978]. Результаты дешифрирования космических фотоматериалов по Юго-Западному Гиссару и Сурхандарьинской впадине [Амурский Г.И., Тевелев А.В., 1978] показали сходный рисунок фотоизображения, соответствующий разным природным явлениям. Такая особенность была названа этими авторами "фотоконвергенцией".

Сходное изображение разных геологических объектов на космических снимках объясняется одновозрастностью образования их рельефа и близкими значениями его амплитуд на этих участках, а различное проявление однотипных структур на снимках связывается с различной интенсивностью неотектонических движений. Такие примеры подтверждают положение о том, что неотектоническое проявление глубинных деформаций определяет их отражение на космических снимках и что глубинная структура литосферы является результатом геологических процессов новейшего этапа развития Земли.

Чтобы понять механизм передачи черт глубинной структуры на земную поверхность в виде колебаний плотности фототона, обратимся к рассмотрению возможных причин, определяющих фототональность на космических снимках.

Как показывает имеющийся опыт дешифрирования, кроме цвета растительности и расчлененности рельефа и других подобных явлений большое (или даже большее) значение имеет степень увлажненности земной поверхности. Темным тоном на космических снимках отображаются участки земной поверхности, смоченные дождем или тающим снегом. Более темным тоном выделяются нижние террасы речных долин, тогда как верхние террасы и сухие русла рек и другие "сухие" объекты отличаются просветленным фототонном.

В свете развиваемой в этой книге концепции ведущей роли динамики тектонических движений, особенно новейшего этапа, увеличенная увлажненность новейших тектонических поднятий представляется вполне естественной. Как было показано в предыдущих главах, при восходящих тектонических движениях в верхних зонах земной коры при ослаблении нагрузки вышележащих пород и в связи с условиями растяжения происходит раскрытие большого числа трещин (возникает "тотальная" трещиноватость).

В условиях повышения проницаемости и разуплотнения пород на участках неотектонических поднятий образуется вакуум горного давления. Это приводит к стягиванию флюидов и увеличению общей влажности

пород и земной поверхности. Соответственно с этим на космических снимках таких участков будет фиксироваться более плотный фототон. Таким образом, увеличение плотности фототона на космоснимках, обязанное в значительной степени повышению увлажненности земной поверхности на участках неотектонических поднятий, характеризуется условиями растяжения земной коры.

Просветление фототона на космических снимках, на участках погружения и увеличенной мощности рыхлых отложений, отображает меньшую их увлажненность, как результат общего сжатия этих зон земной коры. Могут, однако, наблюдаться и обратные соотношения, обусловленные гидрогеологическими особенностями района. Следовательно, фототон на космических снимках отражает не непосредственно новейшую структуру земной коры, а динамику новейших тектонических движений, выраженную в изменении физико-механических условий в верхней зоне земной коры. В этой зоне в связи с повышенной проницаемостью, способствующей интенсивной миграции флюидов, наблюдается и увеличение плотности теплового потока. Возможно, поэтому наилучшее отображение погребенной структуры наблюдается на космических снимках в красной части спектра [Панин В.М., Скобелев С.Ф., 1976].

Наилучшим образом погребенные тектонические элементы отображаются на космических снимках мелкого и среднего масштаба. В этих масштабах съемка ведется с наибольшим удалением экспонируемого объекта. На эту особенность космической фотографии обратил внимание В.Д. Скарятин [1976], высказавший утверждение, что существенно отличную геологическую информацию содержат аэрокосмические изображения, масштабы которых различаются примерно на порядок.

Секрет "просвечивания" глубинной структуры на мелкомасштабных снимках из космоса (фото и телевизионных), как полагает А.Л. Ревзон [1978], заключается в том, что на них ландшафтная индикация малоинформативна и особенности почвенно-растительного покрова не проявляются. Поэтому здесь более отчетливо выступают крупные геоструктурные комплексы. В общем по мере удаления от земной поверхности и последовательного уменьшения влияния ландшафта и почвенно-растительного покрова в большей степени сказывается влияние динамического состояния Земли, которое, как было указано выше, выражается в изменении проницаемости земной коры и циркуляции флюидов.

Некоторые исследователи [Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., 1976] полагают, что напряженное состояние горных пород в значительной степени определяется флюидонасыщенностью, ее давлением. Не исключено, однако, что и флюидонасыщенность сама определяется динамическим состоянием пород земной коры и что эти явления взаимосвязаны.

При дешифрировании космических фотоматериалов наиболее простой задачей является выделение линеаментов, которые обычно трактуются как разломы земной коры. Эти нарушения отображаются как в геоморфологических элементах (гряды рельефа, спрямленные участки долин рек, цепочки озер и болот и т. п.), так и в линейных изменениях фототона, чаще в виде затемненных полос. В основе этого явления лежат те же

причины, связанные с динамическим состоянием земной коры. В гл. II приводились данные, подтверждающие существование взаимопереходов между пластической и разрывной дислокациями в зависимости от условий динамического напряжения на разных глубинах. Как было указано выше, на больших глубинах, где главное значение имеют вертикальные силы, обусловленные давлением толщи пород и велико всестороннее сжатие, преобладают вертикальные или круто наклоненные разрывы и напряжение локализуется в одном разрыве. На малых глубинах, где значение веса пород уменьшается, соответственно большее значение приобретают наклонные трещины и большее их число. Таким образом, отображение глубинного разлома на земной поверхности в виде более широкой зоны трещиноватости и повышенной проницаемости, как это часто отмечают дешифровщики, представляется вполне естественным.

С другой стороны, при раздвиговых разрывах в условиях растяжения в результате разобщения стенок образуется зона пониженного бокового давления, вследствие чего происходит раскрытие многочисленных трещин. Поэтому образование проницаемой зоны вокруг разлома является вполне реальным. Эта зона служит путем миграции флюидов, и в частности водяных струй, к земной поверхности, что и отображается на снимках из космоса в виде изменения (потемнения) фототона. В других случаях (в аридных областях) такие зоны могут отвечать поглощению влаги и проявляться на космических снимках просветленной полосой. Следовательно, и в этом случае на космических снимках отображается динамическое состояние земной коры в зоне тектонически активного разлома.

Последнее обстоятельство часто является причиной несоответствия результатов, полученных геологами и дешифровщиками. Случаи несовпадения отдешифрованных линеаментов с выделенными по геолого-геофизическим данным разломами обычно трактуются как несовершенство той или другой методики. Это породило у многих исследователей стремление обязательно найти черты сходства данных, полученных разными методами, для обоснования их идентичности.

Сопоставление карт разломов, полученных разными методами (геолого-геофизическими и дешифрированием космических снимков), дает основание полагать, что этими методами выявляются разломы, характеризующие различные условия динамического режима. При геологических наблюдениях и на геофизических полях лучше всего фиксируются разломы, связанные со сжатием и значительным перемещением разьединенных фрагментов земной коры относительно друг друга. На космических фотографиях эти разломы выделять весьма затруднительно. На них наиболее отчетливо выражены разломы, характеризующие обстановку растяжения и увеличенную проницаемость земной коры. Такие участки без заметного относительного смещения по бокам разлома обычно плохо выражены на геолого-геофизических картах.

При рассмотрении напряженного состояния земной коры часто высказывается предположение о том, что обстановка сжатия и растяжения отвечает разным участкам земной поверхности. Некоторые исследователи [Комарова М.В., Штенгелов Е.С., 1977] полагают, что отрицательные фор-

мы рельефа приурочены к зонам растяжения, а положительные формы — к зонам сжатия. Между тем фактические наблюдения показывают, что в горизонтальной плоскости существует анизотропия напряжения, и сжатие и растяжение могут происходить на одном и том же участке, но в разных направлениях. Так, П.Н. Кропоткин [1973] на примере Урала и других горных областей установил, что наибольшее сжатие ориентировано поперек хребтов, а растяжение перпендикулярно к простиранию хребтов и складчатости, т. е. перпендикулярно к наибольшему сжатию. Это явление напоминает будинаж в крупном плане.

При дешифрировании космических снимков Северного и Полярного Урала и прилегающих областей было обнаружено, что поперечные разломы (или, вернее, раздвиги Урала), почти не отраженные на геологических картах, прослеживаются на космических снимках в прилегающих районах Приуралья и Зауралья. При наложении всех этих материалов получается, что существуют как бы две независимые системы разломов.

Такая же картина несовпадения в расположении разломов, выделенных по комплексу геолого-геофизических данных и дешифрируемых на мелкомасштабных космических снимках, была продемонстрирована Г.И. Амурским и др. [Первые результаты ..., 1978] на примере разломной тектоники Западной Туркмении.

Наличие двух систем трещин-разломов, связанных с растяжением и сжатием, так же как и другие описанные здесь явления, согласуется с вышеприведенными по механике горных пород. Согласно этим данным при сжатии образцов образуются трещины скалывания, расположенные под углом 30° к оси наибольшего напряжения, а при растяжении — почти перпендикулярные к оси наименьшего напряжения.

Изученные примеры соотношения разломов, выявленных двумя указанными выше методами, подтверждают вероятность такого объяснения. При этом следует учитывать и возможность изменения динамических режимов в каждом данном месте с течением времени, а также и возможность наложения разных типов разломов на ранее образованные дислокации. Этим, вероятно, и объясняются отдельные случаи совпадения геолого-геофизических и космическо-геологических данных.

Если продолжить разговор о сходимости результатов рассматриваемых методов, то нельзя не отметить очень частое совпадение отдешифрированных линеаментов с нарушениями фундамента, выявленными методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). И вновь та же картина: по данным ГСЗ разломов устанавливается много больше, чем по данным интерпретации магнитных и гравиметрических карт, и большинство из них плохо увязывается с этими материалами.

Это не должно казаться странным, если учесть, что на профилях ГСЗ наилучшим образом выделяются зоны, вероятнее всего, отвечающие динамическому растяжению земной коры. В этом смысле они отражают то же явление, что и космические снимки с большой высоты.

Подводя итог сказанному, можно заключить, что различные индикаторы, получаемые на космических снимках, отражают не пассивные структуры земной коры, а характер динамических напряжений, связанных с направлением новейших тектонических движений, которые в ряде случаев могут не совпадать с предшествующим структурным планом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наличие тектонических нарушений разного масштаба в осадочном чехле платформенных областей свидетельствует об имевших здесь место деформациях горных пород, связанных с динамическим напряжением. Эти породы в зависимости от степени и характера напряжений последовательно испытывали различные виды деформаций: *упругую, пластическую и разрывную*.

Большое влияние динамического напряжения на формирование тектонических структур устанавливается для элементов всех порядков — от крупных до самых мелких, расположенных на разных структурных этажах, но проявляется в них в разных формах.

В крупном структурном плане (имея в виду структуры надпорядковые и первого порядка) в основе его формирования лежат медленные деформации коробления земной коры, автономные для каждой отдельной эпохи. Их последовательное наложение с течением геологического времени приводит к образованию крупных пологих структур как суммарному выражению таких деформаций. Эти структуры, как правило, не имеют четких определенных границ.

Формирование локальных структур, служащих основными ловушками для нефти и газа, в большей степени связано пластическим деформациям наиболее пластичных пород (в частности, известняков), образующих раздувы мощности в ядрах структур. Различное проявление таких деформаций на разных структурных этажах приводит к дисгармоничному строению, что отмечается как весьма характерная особенность этих структур. Те же явления пластических деформаций обуславливают образование различных внутриформационных структур и мелких резко выраженных складок, наблюдаемых на земной поверхности.

Деформации хрупкого разрушения, с которыми связано увеличение проницаемости земной коры и образование в ней зон пониженного давления, способствуют миграции флюидов, в том числе и углеводородов. Они также отображаются на космических снимках в виде изменения фототона как более или менее увлажненные участки земной поверхности.

Все эти явления — формирование разных рангов тектонических структур платформенных областей, возникновение трещиноватости и проницаемости земной коры — взаимосвязаны. Медленные коробления земной коры в крупном плане и расползание ее фрагментов определяют возникно-

вление разломов земной коры. Вследствие этого отдельные глыбы фундамента испытывают восходящие вертикальные перемещения, оказывают давление на осадочную толщу и приводят к ее деформациям.

В условиях всестороннего горного давления наиболее интенсивные пластические течения возникают в тех условиях, где всестороннее сжатие ослабевает, т. е. на глубинах порядка 1 — 2 км. Здесь и наблюдаются максимальные вторичные раздувы мощности и внутрiformационные деформации. В верхних зонах эти напряжения реализуются в виде образования мелких осложняющих складок, расположение которых согласуется с планом локальных тектонических структур. Интенсивное проявление трещиноватости в верхних зонах в результате ослабления нагрузки вышележащих пород и растяжения земной коры является следствием усиления поднятий и активизации тектонических движений, связанных с эпохой рельефообразования. Поэтому формирование месторождений газа и нефти следует рассматривать в связи с формированием вмещающих тектонических структур осадочного чехла.

Таким образом, различные формы тектонических деформаций, возникающие на разных структурных этапах, отображают проявление единого процесса динамического развития земной коры. Главным его элементом является взаимопереход между пластической и разрывной деформациями в зависимости от изменения динамической обстановки.

Рассмотренная концепция динамических условий всестороннего сжатия и расширения земной коры в результате тектонических напряжений имеет далеко не частное, но более общее значение. Она может найти применение в различных направлениях изучения тектоники не только складчатых, но и платформенных областей и поэтому заслуживает дальнейшей своей разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К главе I

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941. 375 с.

Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. — Сов. геология, 1958, № 1, с. 40 — 64.

Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. Росс. АН, 1919, № 12, с. 573 — 590.

Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты/М. Я. Рудкевич, В. С. Бочкарев, Е. М. Максимов и др. Тюмень, 1970. 175 с.

Розанов Л. Н. Вопросы механизма образования некоторых платформенных структур. — В кн.: Проблемы тектоники. М., Госгеолиздат, 1961, с. 236 — 245.

Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы/ Л. Н. Розанов, Р. Б. Сейфуль-Мулюков, Л. Э. Левин, Г. Б. Сальман. М., Недра, 1965. 260 с.

Успенская Н. Ю. Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазоаккумуляции в ее пределах. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., Наука, 1965, с. 37 — 52.

Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. — Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1958, т. 33 (4), с. 87 — 99.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5 — 62.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., Наука, 1965, с. 7 — 18.

К главе II

Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Гостоптехиздат, 1963. 102 с.

Воронов П. С. Сдвиги и планетарная трещиноватость. — Зап. ЛГИ, 1969, т. LVIII, вып. 2, с. 16 — 27.

Павлова Н. Н. Трещиноватость и разрушение горных пород. М., Наука, 1970. 96 с.

Розанов Л. Н. Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Л., Недра, 1965. 84 с.

Шрейнер Л. А., Петрова О. П. Зоны пластической деформации и механизм разрушения пластичных горных пород при вдавлении. — В кн.: Вопросы деформации и разрушения горных пород при бурении. М., ГОСИНТИ, 1961.

Borg I., Friedman M., Handin J., Higgs D. V. Experimental deformation of st. Peter sand. A study of Cataclastic Flow. — Rock Deformation (simposium), 1960, chapt. 1, p. 133 — 191.

Friedman M. Petrofabric analysis of experimentally deformed calcite-cemented sandstones. — J. of Geology, 1963, vol. 71, № 1, p. 12 — 37.

Griggs D. I., Turner F. V., Heard X. C. Deformation of Rocks at 500 to 800 °C. — Rock Deformation, 1960, chapt. 4, p. 39 — 104.

Handin J., Hager R. V. Experimental Deformation of Sedimentary Rocks under Confining Pressure: Tests at High Temperature. — Bull. of the American association of Petroleum Geol., 1958, vol. 42, № 12, p. 2892 — 2934.

Handin J., Hager R. V. Experimental Deformation of Sedimentary Rocks under Confining Pressure: Tests at Room Temperature on Dry Samples. — Bull. of the American association of Petroleum Geol., 1957, vol. 41, № 1, p. 1 — 50.

Handin J., Higgs D. V., O'Brien J. K. Torsion of Jule Marble under Confining Pressure. — Rock Deformation, 1960, chapt. 9, p. 245 — 274.

Heard H. C. Transition from brittle Fracture to Ductile Flow in Flow in Solenhofen Limestone as a Function of Temperature, confining Pressure, and Interstitial Fluid Pressure. — Rock Deformation (Symposium), chapt. 7, 1960, p. 193 — 226.

Maxwell I. C. Experiments on Compaction and cementation of sand. — Rock Deformation, 1960, chapt. 5, p. 105 — 132.

Robertson E. C. Creep of Solenhofen Limestone under moderate hydrostatic pressure. — Rock Deformation (Symposium), 1960, chapt. 8, p. 227 — 244.

К главе III

Атласы литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. А. П. Виноградова. М., 1967, т. I, 500 с.; 1968, т. II и III, 535 и 437 с.; 1969, т. IV, 327 с.

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 115 — 333.

Гарецкий Р. Г., Зиновенко Г. В. Формирование крупных отрицательных структур древних платформ. — Геотектоника, 1976, № 4, с. 3 — 15.

Глубинные разломы платформенных областей СССР и их связь с размещением зон нефтегазонакопления /Л. Н. Розанов, Л. П. Гришанова, А. В. Дехнич, И. Н. Калинина. — В кн.: Тектонические факторы размещения зон нефтегазонакопления. Л., 1979, с. 77 — 95.

Розанов Л. Н. Палеогеоморфологический метод анализа тектонических движений. — Геоморфология, 1973, № 4, с. 14 — 28.

К главе IV

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 264 с.

Гогель Ж. Анализ механизма складкообразования. — Сов. геология, 1963, № 8, с. 27 — 29.

Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах/Л. А. Шрейнер, Б. В. Байдюк, Н. Н. Павлова и др. М., Недра, 1968. 358 с.

Особенности размещения тектонических структур нефтегазоносных областей СССР/Л. Н. Розанов, Е. В. Герман, Л. П. Гришанова и др. Л., Недра, 1974. 140 с.

Паталаха Е. И., Поляков А. И. Термический эффект тектонических деформаций. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 14 — 22.

Розанов Л. Н. Основные закономерности тектонического строения и формирования структур Волго-Уральской области. — В кн.: Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 137 — 142.

Розанов Л. Н. О связи разломов фундамента Русской плиты со структурой осадочного чехла. — В кн.: Геофизический сборник Ин-та геофизики АН УССР, № 26. Киев, Наукова думка, 1968, с. 42 — 47.

Рязанов Г. В. Морфология и генезис складок Непской зоны. Новосибирск, Наука, 1973. 90 с.

Важнейшие генетические типы локальных поднятий Волго-Уральской нефтегазонасыщенной области/Р. О. Хачатрян, В. И. Громека, Ю. Б. Митрейкин, Г. В. Нартов, Ю. Н. Батурич. — В кн.: Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы. М., Наука, 1968, с. 61 — 80.

Грачевский М. М. Стратиграфические и палеогеографические предпосылки поисков новых залежей нефти в Камско-Кинельской впадине. — В кн.: Геология и нефтегазонасыщенность юго-востока Русской платформы. М., 1963, с. 79 — 97.

Грачевский М. М., Долицкий В. А. Происхождение Камско-Кинельской впадины. — В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М., 1964, с. 135 — 147.

Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М. О рифогенных структурах Бирской седловины. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 6, с. 1424 — 1427.

Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О., Мкртчян О. М. Тектоника и происхождение Камско-Кинельской системы прогибов. — В кн.: Вопросы тектоники нефтегазонасыщенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 86 — 100.

Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур Урало-Поволжья. М., Наука, 1964, 119 с.

Мкртчян О. М., Черноморский В. Н. Строение и некоторые условия образования мощной терригенной толщи нижнего карбона Башкирии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 2, с. 104 — 117.

Надежкин А. Д., Постников Д. В., Фаттахутдинов Г. А. О седиментационном факторе формирования структурных форм Актаныш-Чишминского прогиба. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 1, с. 149 — 152.

Нартов Г. В. Тектоника и нефтегазонасыщенность Муханово-Ероховского прогиба. — В кн.: Тектоническое развитие и современная структура нефтегазонасыщенных областей Восточно-Европейской (Русской) платформы. М., Наука, 1965, с. 122 — 130.

О роли биогермных массивов в формировании структурного плана подстилающих отложений/В. А. Кошляк, Ю. С. Виноцкий, И. Л. Зубик и др. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 6, с. 1331 — 1337.

Розанов Л. Н. Закономерности строения и механизм образования тектонических структур платформенного типа. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Недра, 1965, с. 82 — 88.

Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов М. Ф. Мирчинк, Р. О. Хачатрян, В. И. Громека, Ю. Б. Митрейкин, О. М. Мкртчян, Г. В. Нартов, М., Наука, 1965. 214 с.

Хачатрян Р. О. Формации девона и нижнего карбона востока Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 6, с. 1293 — 1297.

Чувашов Б. И. О книге О. М. Мкртчяна "Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур Урало-Поволжья". — Геология нефти и газа, 1965, № 10, с. 58 — 61.

Юнусов М. А. Структурно-фациальные соотношения стратиграфических комплексов верхнего девона и нижнего карбона северной половины платформенной части Башкирии. — Тр. УФНИИ, 1965, вып. 15, с. 98 — 103.

Кузин И. Л. Экзогенные дислокации приповерхностных отложений севера Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Современные экзогенные процессы, ч. 1. Киев, 1968, с. 131 — 149.

Розанов Л. Н. К вопросу о механизме формирования дисгармоничных платформенных структур. — Тр. ВНИГНИ, 1961, вып. LXXIV, с. 61 — 66.

К главе VII

Горелов С. К., Розанов Л. Н. Роль новейшей тектоники и морфоструктурного фактора в размещении месторождений нефти и газа. – Геоморфология, 1970, № 4, с. 32 – 39.

Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Л., Гостоптехиздат, 1963. 220 с.

Монин А. С. История Земли. Л., Наука, 1977. 228 с.

Розанов Л. Н. О принципе "дифференциального улавливания" и значении глубинного фактора в изменении состава нефти Волгоградского Поволжья. – В кн.: Теоретические вопросы нефтяной геологии. Киев, 1962, с. 79 – 88.

Розанов Л. Н. Связь размещения нефтегазоносности в платформенных областях с новейшими движениями по разломам фундамента. – В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев, Наукова думка, 1975. с. 104.

Розанов Л. Н. Геотектонические факторы формирования зон нефтегазонакопления. – Геотектоника, 1979, № 3, с. 14 – 24.

Розанов Л. Н., Несмелова З. Н. Неотектонический фактор формирования и размещения зон нефте- и газонакопления. – В кн.: Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа. Л., 1978, с. 34 – 53.

Старобинец И. С. Геолого-геохимические особенности газоконденсатов. Л., Наука, 1974. 151 с.

К главе VIII

Амурский Г. И., Тевелев А. В. Методические вопросы дешифрирования космических снимков Юго-Западного Гиссара и Сурхан-Дарьинской впадины. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 62 – 67.

Астахов В. И., Ероменко В. Я. Новейший структурный план и рельеф Западной Сибири по данным телевизионной космической съемки. – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. V. М., 1976, с. 242 – 245.

Брюханов В. Н., Еремин В. К., Можавев Б. Н. Космические съемки в геологии. – Сов. геология, 1977, № 11, с. 86 – 94.

Геологическое изучение Земли из космоса/В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, О. С. Деревянко и др. М., Наука, 1978. 227 с.

Глубинная структура земной коры на космических изображениях/ В. И. Макаров, С. Ф. Скобелев, В. Г. Трифонов и др. – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. II, М., 1973, с. 9 – 42.

Комарова М. В., Штенгелов Е. С. Геоморфологическое выражение зональности современного тектонически напряженного состояния земной коры. – Геоморфология, 1977, № 4, с. 70 – 75.

Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных наблюдений. – В кн.: Напряженное состояние земной коры. М., Наука, 1973, с. 21 – 31.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Напряженное состояние горных пород в земной коре и давление во флюидно-газовой фазе. Геофизический сборник, вып. 71. Киев, Наукова думка, 1976, с. 3 – 17.

Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М., 1976, с. 18 – 41.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура платформ как отображение новых и новейших движений земной коры. – В кн.: Методы геоморфологических исследований, т. 1. Новосибирск, Наука, 1967, с. 21 – 28.

Панин В. М., Скобелев С. Ф. Применение комплекта многозональных сканерных космических изображений Земли для изучения геологической структуры. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. V. М., 1976, с. 61 — 71.

Первые результаты дешифрирования космических снимков для газовой промышленности (на примере Юго-Западной Туркмении) / Г. И. Амурский, М. С. Бондарева, И. П. Жабров, Л. В. Пименова. Научно-технический обзор. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Вып. 5. М., 1978. 52 с.

Ревзон А. Л. Морфосистемный подход к анализу материалов космодатасъемки для решения задач гидрогеологии и инженерной геологии в разных районах. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1978, т. 110, вып. 3, с. 214 — 218.

Скарятин В. Д. Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении геологических структур разного масштаба (на примере Северного Кавказа). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. V. М., 1976, с. 123 — 129.

Соловьева Л. И. Неотектоника и информативность космических снимков (на примере Средней Азии) — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 12, с. 47 — 54.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. История изучения и состояние вопроса о формировании платформенных структур.	5
Глава II. Физико-механические условия деформации пород платформенных областей	11
Глава III. Формирование крупных пологих структур и глубинных разломов	56
Глава IV. Формирование локальных структур осадочного чехла	75
Глава V. Формирование Камско-Кинельской системы внутрiformационных прогибов и сопряженных с ними поднятий.	88
Глава VI. Формирование мелких осложняющих структур.	101
Глава VII. Механизм формирования месторождений нефти и газа	113
Глава VIII. Влияние динамики новейших тектонических движений на формирование фототона на снимках из космоса.	127
Заключение	133
Список литературы	135

Леонид Николаевич Розанов

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Редактор издательства З.Г. Сегаль. Обложка художника Ю.И. Прошлецова.
Технический редактор И.Г. Сидорова. Корректор М.И. Витис.

ИБ № 4167

Подписано к печати 03.04.81. М-29803. Формат 60x90/16. Бумага офсетная.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер".
Гарнитура "Пресс-роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,75. Усл. кр.-отт. 9,06.
Уч.-изд. л. 9,77. Тираж 1000 экз. Заказ 661 /566. Цена 1 р. 50 к.

Издательство "Недра". Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

3784

