СКЛАДКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Член-корреспондент АН СССР В. В. Белоусов

Проблема происхождения складчатости — одна из важнейших в современной тектонике. От правильного подхода к ее пониманию зависит решение ряда вопросов, позволяющее научно осветить историю формирования земной коры и делать более точные прогнозы местонахождений полезных ископаемых.

Среди ученых-геологов пока нет единого мнения о причинах возникновения складок. В публикуемой статье автор высказывает свои взгляды, которые возникли в результате специальных исследований в различных районах страны и экспериментальных работ, проведенных в Институте физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР и в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова.

ЧТО ТАКОЕ СКЛАДКИ?

Слои осадочных горных пород первоначально образуются в горизонтальном положении. Это было известно уже Леонардо да Винчи в конце XV в. В XVII в. Николай Стенон[1], изучая горные породы Тосканы, не сомневался в том, что если слои наклонены к горизонту, то это значит, что они были выведены из своего первоначального положения последующим действием каких-то механических сил. В XVIII в. М. В. Ломоносов, наблюдая слои горных пород, пришел к выводу, что такое неправильное залегание слоев вызвано действием подземного пламени. К концу XVIII в. исследователи в кажущемся беспорядке в залегании слоев постепенно научились видеть некоторую геометрическую правильность. Оказалось, что отдельные участки наклонного положения слоев могут быть соединены в серию более или менее правильных волнообразных изгибов, выпуклых и вогнутых, получивших наименование складок. Размеры их оказались самыми различными.

С тех пор в изучении складок был достигнут большой прогресс, детально изучена их форма, а также установлено, что интенсивная складчатость образуется в геосинклиналях[2].

В жизни каждой геосинклинали выделяются две стадии. В течение первой стадии, когда геосинклиналь является морским бассейном, преобладает опускание земной коры и на дне его накапливаются многокилометровые толщи осадков. Зоны поднятия, существующие внутри геосинклинали, выражены в виде гряд островов. Во второй стадии преобладает поднятие: образуются новые гряды островов, которые растут, превращаясь в высокие хребты, а на месте бывшего моря возникает сильно расчлененная горная страна. Слои сминаются в складки преимущественно во вторую стадию. А так как в развитии геосинклиналей наблюдается периодичность, в известных пределах синхронная для всех современных материков, то в истории Земли выделяются эпохи наиболее интенсивного смятия слоев в складки — конец ордовика и начало силура (каледонская эпоха складчатости), средний и верхний карбон (герцинская эпоха), палеоген и неоген (альпийская эпоха). На побережьях Тихого океана последняя проявилась несколько раньше, в конце юры — начале мелового периода.

Эти эпохи складчатости разделялись периодами относительного спокойствия, совпадавшими по времени со стадиями преимущественного прогибания геосинклиналей.

Складчатость, возникшая в ту или иную эпоху, образует на поверхности Земли свою собственную складчатую зону (каледонские, герцинские и альпийские, а также многочисленные допалеозойские зоны). В значитель-

[1] См. «Природа», 1938, № 5, стр. 107—111.

[2] Геосинклинали — наиболее подвижные зоны земной коры, характеризующиеся большим размахом и большой контрастностью вертикальных (колебательных) движений земной коры.

ной степени эти зоны разного возраста перекрывают друг друга, и складкообразование в одном и том же месте повторяется неоднократно. Но поскольку с течением геологической истории геосинклинали становятся все у́же и занимают все меньшую площадь на поверхности Земли, становятся у́же и складчатые зоны (альпийская складчатость проявилась в полосах, значительно более узких, чем герцинская, а последняя занимает меньшую площадь, чем каледонская, и т. д.). По мере того как на той или иной территории геосинклиналь отмирает, эта территория становится платформой и больше не испытывает сильного складкообразования. В связи с этим, в геологическом строении платформ всегда резко выделяются два этажа: нижний — это складчатый фундамент платформы; он образовался и был смят в складки, когда на этом месте существовали еще геосинклинальные условия; верхний — это так называемый платформенный чехол, который сложен спокойно лежащими слоями, не испытавшими сильной складчатости.

ДВЕ РАЗНОВИДНОСТИ СКЛАДЧАТОСТИ

Большим достижением науки последних десятилетий было выделение разных типов складчатости. Та, которая развита в горных хребтах, образовавшихся в геосинклиналях, оказалась всего лишь одной из разновидностей складчатости. По вытянутой форме чередующихся между собой складок такую складчатость часто называют линейной. В связи с тем, что она сплошь покрывает территорию складчатой зоны, не оставляя в ней нескладчатых промежутков, она была названа также полной, или голоморфной.

Другая разновидность складчатости — куполовидная, или прерывистая (идиоморфная) — состоит из отдельных разрозненных поднятий в форме круглых или овальных куполов, или вытянутых валов. Эти складки, от сотен метров до десятков километров в поперечнике, сильно различаются и по амплитуде (от десятков метров до 1,5—2 *км*). Иногда они вытягиваются цепочками, в других случаях беспорядочно разбросаны. Характерно, что между поднятиями слои лежат спокойно и таким образом имеются только выпуклые складки, а вогнутые отсутствуют.

Складчатость второй разновидности занимает окраины геосинклиналей, а также те участки внутри нее, которые отличаются относительно спокойными колебательными движениями земной коры (например, межгорные прогибы, расположенные в геосинклиналях между высокими хребтами). На окраине геосинклинали вторая разновидность складчатости развита в передовых прогибах, отделяющих геосинклиналь от платформы.

Но вторая разновидность складчатости широко распространена и за пределами геосинклиналей — на платформах, особенно на прогнутых участках платформ, так называемых синеклизах. В целом на земной поверхности прерывистая, или куполовидная складчатость распространена значительно шире, чем полная, особенно для последних геотектонических циклов.

КАК ОБЪЯСНИТЬ ВОЗНИКНОВЕНИЕ СКЛАДОК?

Если морфология складчатости и история ее развития были изучены более или менее удовлетворительно, то причины ее образования до последнего времени еще далеко не ясны.

В течение долгого времени безраздельно господствовала контракционная гипотеза происхождения складчатости, т. е. гипотеза сжатия земного шара и сморщивания земной коры. Она предполагала существование в земной коре повсеместных горизонтально направленных сжимающих сил, которые и приводили к смятию в складки наиболее податливых, пластичных зон коры (геосинклиналей).

Контракционная гипотеза развития земного шара уже не отвечает современным научным данным. Она не может объяснить чрезвычайно сложное, но в то же время закономерное развитие колебательных движений земной коры. Беспомощна она и в объяснении прерывистой складчатости в геосинклиналях и на платформах, поскольку горизонтальным сжатием земной коры никак нельзя объяснить образование изолированных куполовидных поднятий. Современные расчеты тепловой истории Земли приводят к выводу, что земной шар до сих пор разогревается и во всяком случае не охлаждается (не следует забывать, что контракционная гипотеза была выдвинута еще до открытия явления радиоактивности, с которой связано выделение тепла в недрах Земли). Существует много и других соображений, опровергающих эту гипотезу.

На смену устаревшей контракционной гипотезе выдвигались другие представления о процессах в недрах Земли, которые рас-

сматривали складчатость все же как результат горизонтального сжатия, сокращения земной коры. Это, например, гипотеза плавания материков, связывавшая складчатость с давлением, которое оказывают друг на друга материки, когда они «сталкиваются между собой». Сюда же относится и гипотеза подкоровых течений, которая исходит из возможности существования в мантии Земли медленных перемещений материала типа конвекционных потоков. Там, где подкоровый поток направлен воронкообразно вниз, он как бы «засасывает» лежащий над ним участок земной коры, и центральная часть такого участка прогибается, а приподнятые края сближаются, и лежащие на этом участке слои сминаются в складки.

С другой стороны, были высказаны соображения, ставящие проблему складкообразования принципиально иначе. Основное место среди них занимает гипотеза гравитационного происхождения складчатости. В этом случае предполагается, что сжатия в пределах земной коры вообще не существует и что в целом она испытывает только медленные волнообразные вертикальные поднятия и опускания. На склонах поднятий слои горных пород, обладающие пластичностью, находятся в неустойчивом состоянии и могут медленно течь вниз под влиянием силы тяжести, несмотря на очень малые углы наклона. Встречая сопротивление со стороны пород, лежащих ниже по склону, они сминаются в складки.

В этих концепциях складчатость рассматривается как явление вторичное, производное от вертикальных колебательных движений земной коры. Эти взгляды лучше, чем предыдущие, увязывали между собой колебательные движения земной коры и складкообразование, а также позволяли ликвидировать трудности в объяснении прерывистой складчатости: отдельные поднятия могли рассматриваться как результат проявления местных вертикальных движений земной коры, аналогичных ее колебательным движениям.

Решение вопроса о происхождении складчатости существенно затруднялось тем, что специально этой проблемой почти никто не занимался. И только в самые последние годы исследования складчатости были организованы в Институте физики Земли АН СССР и в Московском государственном университете.

Конечно, проблема происхождения складчатости, как всякая крупная научная проблема, неисчерпаема, и едва ли можно будет когда-нибудь сказать, что она полностью решена. Однако некоторые результаты на первом этапе работ по этой проблеме уже получены. Специальные исследования выявили немало таких особенностей морфологии складок и их групп, на которые раньше почти не обращали внимания.

Исследования проводились преимущественно на Кавказе, но были захвачены и другие складчатые области СССР. Привлекался также материал строения складчатых зон за рубежом. Кроме того, процессы складкообразования воспроизводились на моделях при помощи пластичного материала (петролатум, канифоль, глина и др.).

РАЗНЫЕ ПУТИ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

Наблюдаемые в природе складки оказалось возможным разделить не на два, а на четыре типа, в зависимости от непосредственного механизма их образования. Такая классификация складок может считаться кинематической, поскольку в ее основе лежит характер движения слоев земной коры, непосредственно приводящего к образованию складок.

Глыбовые складки. Наиболее простая — это глыбовая складчатость. Ее образование непосредственно связано с вертикальным поднятием отдельных глыб зем-

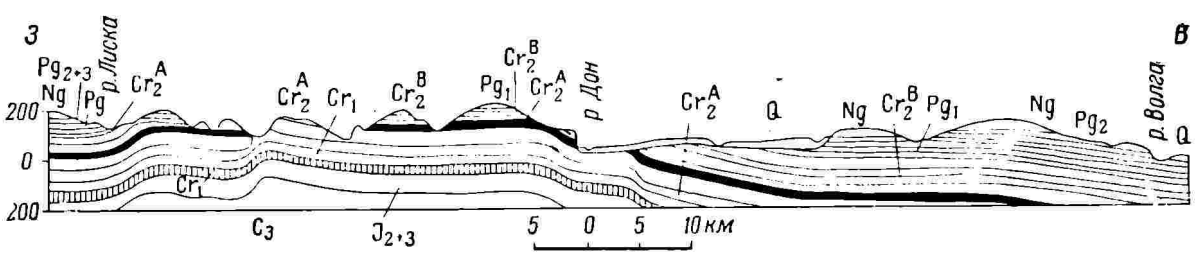

Рис. 1. Пример сундучной складки глыбового происхождения. Доно-Медведицкий Вал в Нижнем Поволжье (*по Е. В. Милановскому*)

ной коры. Такие глыбы на некоторой глубине (например, в относительно твердых породах фундамента платформы) ограничены вертикальными или почти вертикальными разрывами. Но в более пластичных породах платформенного чехла поднятие глыбы может привести к так называемому поперечному изгибанию слоев вверх, без их разрыва, поскольку изгибающая сила приложена перпендикулярно к слою.

Для этого типа характерна сундучная или коробчатая форма складок. Нередко они бывают асимметричными: с одним крылом крутым и другим пологим (рис. 1). При большой толщине покрывающих пластичных пород форма изгиба слоев от сундучной в глубине, кверху постепенно переходит к пологой, валообразной. В связи с этим очень пологие валы и купола в восточных нефтяных районах Русской платформы с углами наклона слоев на крыльях всего в 1—2°, по механизму своего образования, по-видимому, глыбовые и связаны на глубине с поднятием блоков земной коры по разрывам.

Глыбовые складки распространены как на платформах, так и в геосинклиналях, где лучше всего они наблюдаются в передовых и межгорных прогибах.

Складки нагнетания. Следующий тип складок — это **складки нагнетания**. Если среди мощной толщи осадочных пород залегает свита особенно пластичных пород (соль, гипс, глины и др.), то при некоторых условиях она может прийти в движение. При этом пластичный материал оттекает из одних мест и, переместившись на некоторое расстояние в горизонтальном направлении, нагнетается в другие. Форма раздува мощности пластичной серии в местах нагнетания может быть различна: или линзовидной, или куполовидной (валообразной), во многих случаях пластичный материал собирается в виде колонны высотой в несколько километров при диаметре в сотни метров (рис. 2). Форма, которую принимает пластичная масса, зависит в значительной степени от строения вышележащей толщи и прежде всего от разрывов в ней, которыми пластичный материал может воспользоваться как путями для своего движения. Вышележащая толща, в зависимости от формы «ядра нагнетания», изгибается вверх либо в виде купола, либо вытянутого вала. Приподымаясь, она растягивается и раскалывается. Пластичный материал, разорвав покрывающую толщу, может внедриться в нее, образовав «ядро протыкания» и даже раздвинуть в стороны слои покрывающей толщи.

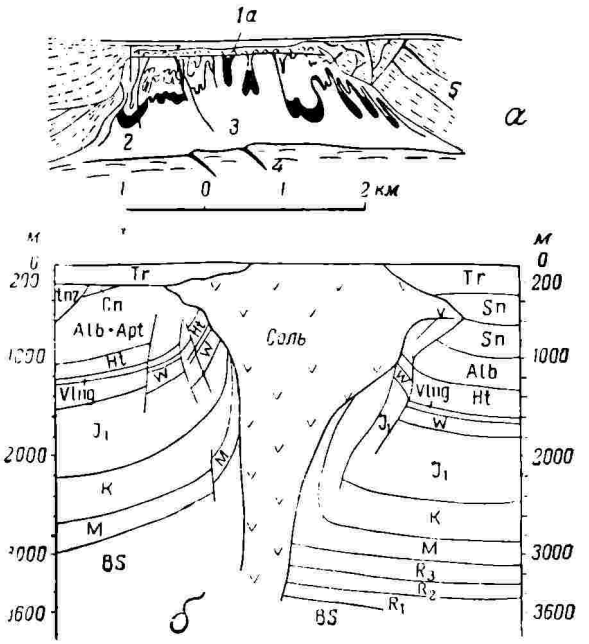

Рис. 2. Складки нагнетания с ядрами разной формы. *а* — ядро нагнетания в форме «пня», образованное солью и ангидритом; *1а* — разрушенный поверхностный слой соли; *2* и *3* — соль и ангидрит, слои которых смяты в складки; *4* — подстилающие породы; *5* — покрывающие породы пермского возраста. Район Ганновера (*по Штилле*). *б* — соляное ядро нагнетания в форме колонны; диапировый купол в районе Ганновера (ФРГ); соль имеет пермский возраст; вмещающие породы — от пермских до третичных (*по Тайхмюллеру*)

Как и для предыдущего типа складок, для складок нагнетания характерно, что резко выраженные поднятия слоев чередуются с широкими, очень пологими их прогибами или с широкими участками совершенно спокойного залегания слоев (рис. 3).

Каковы же причины подземного горизонтального перетекания пластичных пород с образованием ядер нагнетания и протыкания? Общая причина — потеря гравитационного равновесия в осадочной толще и стремление восстановить это равновесие путем перераспределения материала. Достаточно небольшого изгиба границы, отделяющей более легкие подстилающие породы от более тяжелых покрывающих (при горизонтальной поверхности последних), чтобы легкая порода начала течь. Она оттекает от мест, где верхняя граница ее несколько понижена (покрывающая толща оказывает здесь большее давление) и нагнетается туда, где кровля ее приподнята и где поэтому нагрузка на нее

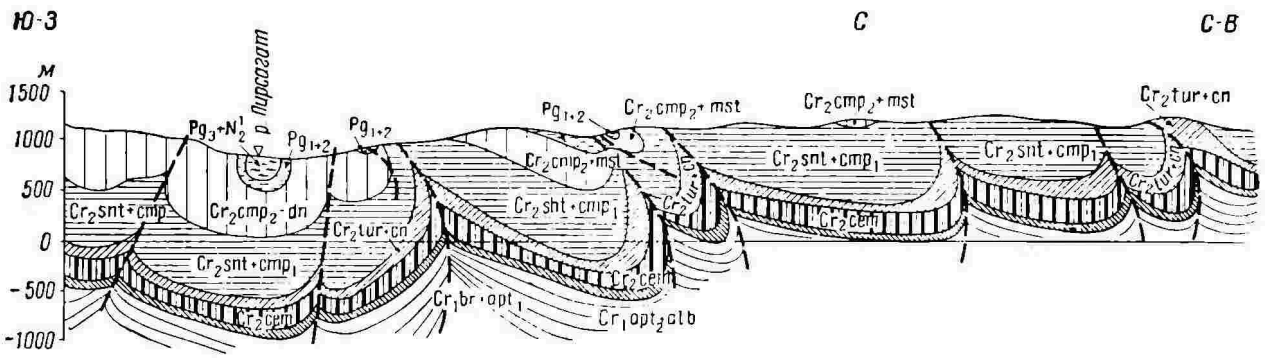

Рис. 3. Серия складок нагнетания в меловых и третичных отложениях в Юго-Восточном Кавказе (Азербайджанская ССР) в районе р. Пирсагат. Нагнетание глинистых толщ нижнего мела происходило по тектоническим разрывам (*по А. В. Вихерту*)

меньше. На поверхности слои верхней толщи приподнимаются и образуют купола, а между куполами на значительных площадях верхние породы спокойно оседают. Если же в покрывающей толще есть прямолинейные разрывы, ядро нагнетания приспосабливается к ним и становится гребневидным.

Однако указанное размещение тяжелых и легких пород (т. е. тяжелые вверху, легкие — внизу) не является обязательным условием для образования складок нагнетания. Горизонтальное течение пластичных пород с их выжиманием в некоторых местах вверх может осуществиться и при равенстве их удельного веса с покрывающими породами, если поверхностная нагрузка на них неравномерна. Такая неравномерность может возникнуть в обстановке пересеченного рельефа. В этом случае под возвышенностями пластичные породы несут на себе бо́льшую нагрузку, чем под впадинами рельефа, и это создает условия для выжимания пластичного материала из-под возвышенностей в сторону долин, где этот материал может быть выжат вверх в виде складок нагнетания. Эти условия могут быть легко воспроизведены на модели, где вместо горных пород используется мягкий материал петролатум, а неравномерная нагрузка осуществляется песком (рис. 4). Неравномерность нагрузки может быть связана и с наличием разрывов в породах, покрывающих пластичную толщу. Разрыв, особенно крупный и сложный (т. е. состоящий из целой серии параллельных частных разрывов), служит причиной понижения давления на глубине, поскольку каждый разрыв является в какой-то мере щелью в вышележащих породах. Если разрыв достигает поверхности пластичной толщи, то материал последней как бы подсасывается к разрыву, внедряется в него и поднимается по нему вверх, приподнимая и раздвигая окрестные слои. При этом необходимо, чтобы вес покрывающих пород был достаточен, чтобы вызвать течение в пластичной толще. Вероятно, условия образования складок нагнетания с разрывами в покрывающей толще наиболее широко распространены в природе.

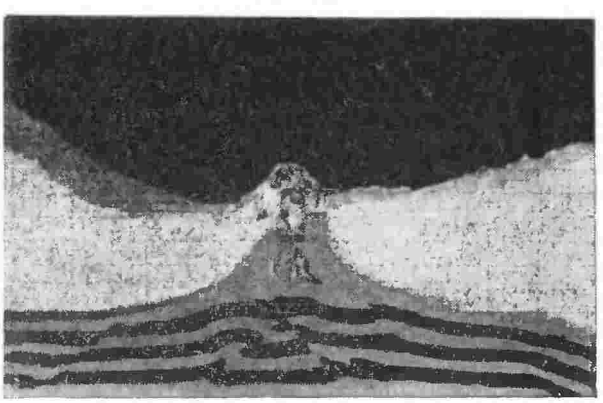

Рис. 4. Модель, воспроизводящая складки нагнетания

Сейчас установлено, что крупные прогибы и поднятия земной коры, вызванные ее колебательными движениями, это не простые плавные изгибы коры, а в силу глыбового ее строения — ступенчатые. Каждая ступень отделяется от другой разрывом или резким перегибом (флексурой) слоев. Такие разрывы или флексуры между ступенями — излюбленное место для образования над ними складок нагнетания путем выжимания пластичного материала с крутого крыла флексуры вверх (рис. 3,5).

Складки нагнетания широко распространены в природе. Мы находим их в Терском

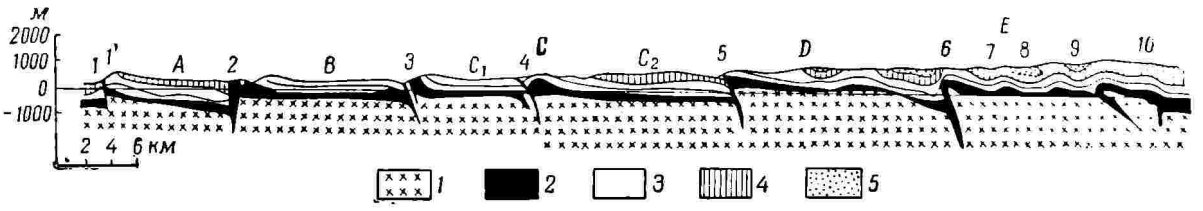

Рис. 5. Складки нагнетания, приуроченные к разрывам в Юрских горах (Франция). *1* — древний складчатый фундамент, *2* — пластичные глины, мергели и гипс триаса; *3—4* — известняки и мергели юры; *5* — известняки, мергели и глины мела и палеогена; цифрами на чертеже обозначены отдельные складки, буквами — отдельные блоки земной коры, разделенные разрывами (*по Гланжо*)

передовом прогибе Кавказа, в предгорьях Западных Альп и во многих других местах. Но они часто встречаются и на наиболее сложно построенных геосинклинальных поднятиях, где протягиваются вдоль структурных уступов, разделяющих отдельные ступени.

Глубинные складки. К складкам нагнетания по механизму своего образования близки складки глубинного, или метаморфического типа (так называемая глубинная складчатость).

Давно было замечено, что характерной особенностью строения относительно глубоких зон земной коры (Карелия, Кольский полуостров, Финляндия, Швеция) являются огромные гранитные колонны и валы, поднимающиеся сквозь окружающие различные метаморфические породы. По своей форме и способу своего образования такие колонны в значительной степени аналогичны соляным диапировым куполам, но значительно крупнее их. Как сейчас принимается всеми геологами, «свежий» гранит образуется либо путем переплавления ранее возникшего гранита, либо путем «гранитизации»[1], когда происходит процесс просачивания в старые граниты или другие породы и образование в них больших объемов горячих растворов, паров и газов. Пропитывание пород летучими компонентами приводит к понижению их плотности. Поэтому «свежий» гранит, не успевший окончательно затвердеть, еще пропитанный летучими веществами, имеет меньший удельный вес, чем покрывающие его «сухие» метаморфические и осадочные породы. Это и заставляет «свежий» гранит всплывать и образовывать выступы и купола.

Внедряясь, гранитные купола приподнимают вышележащие метаморфические сланцы и изгибают их, заставляя принимать форму куполов с крутыми, часто вертикальными крыльями. Раздаваясь в стороны, гранитные купола давят на сланцы, заполняющие пространства между ними и залегающие круто или вертикально, и расплющивают их. В участках, сдавленных сильнее, слои расплющиваются и растягиваются, их материал нагнетается отсюда в более «свободные» пространства между куполами, где скапливается и изгибается в мелкие, очень сложные, неправильные складки. Интересно, что такое выжимание материала происходит часто в горизонтальном направлении, в связи с чем образуемые складки имеют вертикальные оси и видны на горизонтальных срезах. В то же время при образовании складок нагнетания в более высоких горизонтах земной коры выжимаемый материал нагнетается вверх и образует складки с горизонтальными осями, которые мы видим в вертикальных срезах. Возможно, эта особенность движения материала на глубине обусловлена тем, что в глубоких зонах коры существует большое сопротивление мощных вышележащих толщ, препятствующее движению материала вверх.

Как показали исследования швейцарского ученого И. Галлера, в древних толщах Гренландии гранито-гнейсовые купола имеют нередко очень сложную форму. От них отделяются в сторону «козырьки», и они приобретают даже грибообразный вид (рис. 6).

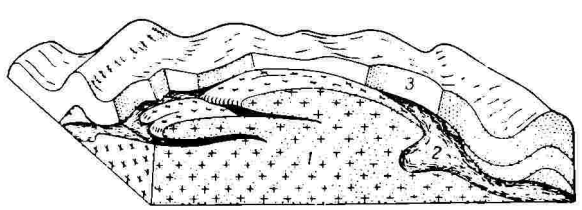

Рис. 6. Форма одного гранито-гнейсового купола в древних породах Гренландии. *1* — гранито-гнейсы; *2* — метаморфические сланцы; *3* — покрывающие осадочные породы. Диаметр купола измеряется километрами (*по Галлеру*)

[1] «Гранитизация» — превращение в гранит различных осадочных и метаморфических пород в процессе их частичного плавления и перекристаллизации на месте.

Такие формы, видимо, связаны с тем, что при своем подъеме гранитные купола преодолевают большое сопротивление вышележащих толщ и на некоторых уровнях материал куполов, будучи не в силах приподнять покрывающие породы или их проткнуть, растекается в стороны, внедряясь в окружающие породы в горизонтальном направлении.

К этому можно добавить, что и сами метаморфические сланцы во время гранитизации пропитываются летучими компонентами и их плотность понижается. Они также, подобно гранитам, стремятся вверх сквозь покрывающие менее метаморфизованные толщи верхних зон земной коры. Они используют глубокие разломы в этих верхних зонах, внедряются в них, приподнимают вышележащие породы и раздвигают их в стороны. При этом сами они в зоне нагнетания сминаются в мелкие, тесно сжатые складки, похожие на слои соли в ядре диапирового купола.

Таким образом, в своей основе глубинная складчатость является той же складчатостью нагнетания, но определенная физико-химическая обстановка глубоких областей коры и специфика в поведении вещества заставляют выделять эту складчатость в особый тип.

Наблюдается глубинная складчатость не только на древних кристаллических щитах, но и в глубоких срезах более молодых складчатых зон. Например, к этому типу складчатости следует отнести так называемые пеннинские покровы в Альпах (рис. 7).

Складки общего смятия. Наконец, последний тип складок может быть назван складками общего смятия. Это та линейная или полная складчатость, которая образует, как обычно думают, основной вид складчатости в пределах геосинклиналей. В действительности же в геосинклиналях значительно большие площади заняты складчатостью глыбовой, нагнетания и глубинной, вместе взятыми. Складчатость общего смятия образует лишь узкие зоны в тех частях геосинклиналей, где наиболее тесно соприкасаются максимальные поднятия и максимальные прогибы. Например, на Кавказе она образует вдоль южного склона Главного Кавказского хребта лишь узкую зону, переходящую в его осевую часть и немного на северный склон в высокогорном Дагестане. На остальной территории Кавказа развита складчатость только глыбовая и нагнетания.

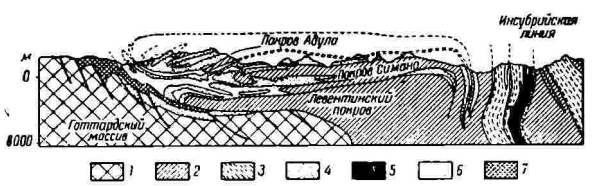

Рис. 7. Пеннинские покровы в Альпах. *1* — древние граниты Готтардского массива; *2* — гранитогнейсы пеннинских покровов, испытавшие «осве-жение»; *3* — мигматиты, т. е. породы, явившиеся результатом рассеянного проникания гранитов в осадочные породы; *4* — сильно метаморфизованные палеозойские и мезозойские породы; *5* — последующие магматические интрузии; *6* — мезозойские отложения на пеннинских покровах; *7* — мезозойские отложения на Готтардском массиве (*по Набгольцу*)

Складчатость общего смятия образуется, несомненно, в результате горизонтального сжатия некоторого участка земной коры. Поскольку действующие сжимающие силы направлены в плоскости слоя, здесь образуются складки продольного изгиба. Однако бесспорно, что горизонтальные силы сжатия имеют сугубо местный характер и не имеют ничего общего с предполагавшимся раньше сжатием всей земной коры или хотя бы крупных ее участков. Уже одно то, что складчатость общего смятия занимает в пределах геосинклинали весьма ограниченные по площади зоны и окружена областями развития складчатости глыбовой и нагнетания, красноречиво говорит о местном характере сил горизонтального сжатия.

Детальное изучение строения складчатых зон позволяет выявить ряд конкретных причин, вызывающих местное горизонтальное сжатие, при котором образуются складки общего смятия. Эти причины связаны с некоторыми характерными особенностями развития геосинклинали.

Наиболее простой механизм возникновения горизонтального сжатия — это гравитационное оплывание или соскальзывание пакетов пород по склонам поднятий, образующихся в геосинклиналях. Очень пластичные породы (например, мягкие, пропитанные водой глины) могут стекать по склонам геосинклинальных возвышенностей, образуя грандиозные оплывины. При этом глины тащат с собой и другие переслаивающиеся с ними породы. Встречая препятствия, нагромождаясь внизу склона, слои глин мнутся в сложные складки.

Такое происхождение имеют так называемые гельветские покровы на северном склоне Западных Альп (рис. 8). Горизонтальное перемещение таких покровов бывает в некото-

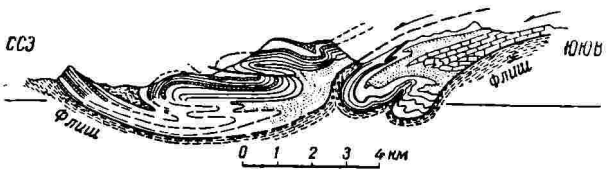

Рис. 8. Схема строения гельветских гравитационных покровов в Западных Альпах; покровы сложены породами мезозоя и палеогена; скольжение происходило по пластичным породам палеогенового флиша (*по де Ситтеру*)

рых случаях очень большим — до 40 *км*. Вряд ли столь далекое перемещение осуществилось за один раз. По-видимому, покровы двигались постепенно, по мере того, как поднятие внутри геосинклинали поднималось вверх и разрасталось в ширину.

Другой механизм возникновения местного горизонтального сжатия связан с глыбовым строением земной коры. Каждая ступень на крыльях (геосинклинали) образована отдельной глыбой земной коры, поднятой над той, которая расположена ниже по склону, и опущенной относительно той, которая расположена выше. На своде поднятий, а также у его подножий в соседних прогибах относительно поднятые и опущенные глыбы чередуются не ступенеобразно, а наподобие клавиш. Наблюдения показывают, что относительно приподнятая глыба имеет тенденцию под влиянием силы тяжести расползаться в своей верхней части в сторону соседней опущенной глыбы. В случае ступенчатого расположения глыб, все глыбы расползаются в своей верхней части в одну сторону — вниз по общему склону,— опрокидываясь последовательно друг на друга. Если же глыба поднялась изолированно и возвышается над обеими соседними глыбами, расположенными по обе стороны, она расползается веерообразно в обе стороны (рис. 9).

В связи с таким расползанием поднятых глыб, ограничивающие их вертикальные разрывы в верхней своей части изгибаются, приобретают наклон под глыбу и иногда становятся даже горизонтальными. Немало существует разрывов, считаемых наклонными надвигами, которые на самом деле представляют собой верхние изогнутые части вертикальных разрывов.

Верхняя расползающаяся часть приподнятой глыбы давит в горизонтальном направлении на слои, лежащие на поверхности соседней, относительно опущенной глыбы и сминает их в складки. В зависимости от высоты ступени, степени расползания верхней части поднятой глыбы, ширины опущенной глыбы и характера пород, результат такого давления может быть различным. Он может привести к смятию в складки лишь в узкой полосе, непосредственно примыкающей к уступу, но может сильно смять и всю поверхность опущенной глыбы (см. рис. 9)

Следующий механизм смятия слоев в полные складки связан с раздвигающим действием на вышележащие слои складок нагнетания.

При своем внедрении ядро нагнетания раздвигает окружающие толщи и поэтому на некотором протяжении могут образоваться

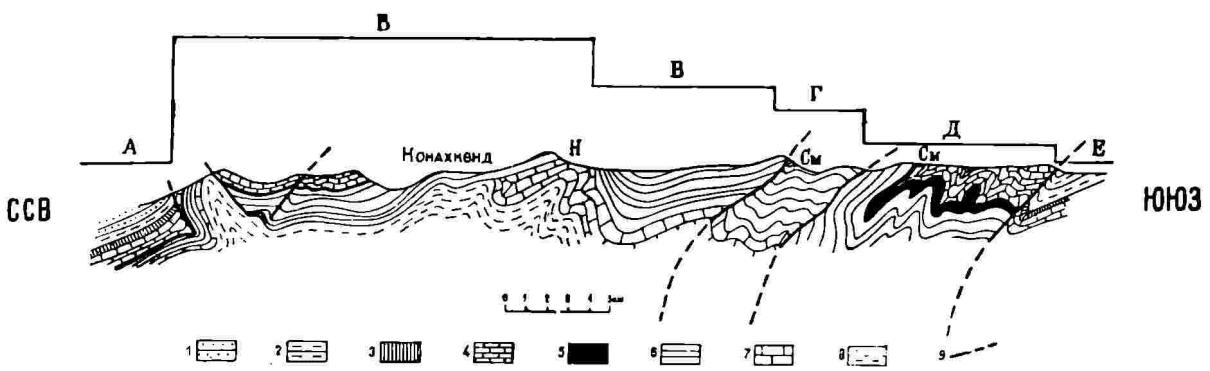

Рис. 9. Схематический профиль через Юго-Восточный Кавказ в районе с. Конахкенд (Азербайджанская ССР). *1* — миоцен, *2* — олигоцен, *3* — эоцен и палеоцен; *4* — верхние ярусы верхнего мела; *5* — коньякский и туронский ярусы верхнего мела; *6* — нижний мел; *7* — верхняя юра; *8* — средняя и нижняя юра; *9* — тектонические разрывы. Ломаная линия над профилем показывает положение блоков земной коры; А и Е — отдельные блоки; Н — складки нагнетания, приуроченные к границам между блоками А и Б, Б и В; См — складки общего смятия, образовавшиеся на поверхности опущенного блока, под давлением расползающейся верхней части поднятого блока (*Профиль составлен А. М. Шурыгиным*)

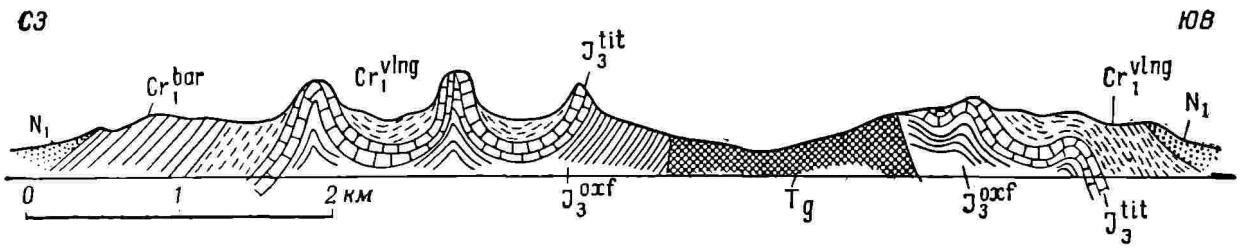

Рис. 10. Складка нагнетания Жигонда в Провансе (Франция). Под раздвигающим воздействием в ядра нагнетания (Tg) окружающие породы юры и мела смялись в складки (*по Гогелю*)

складки продольного сжатия, т. е. местные складки общего смятия (рис. 10).

Аналогичным образом проявляет себя и глубинное нагнетание, связанное с глубинной, или метаморфической складчатостью. Когда гранитизируемая или метаморфизуемая масса всплывает, внедряясь в покрывающие породы, она раздвигает их и сминает на том или ином расстоянии в складки общего смятия. Иногда этот эффект не очень велик. Но в некоторых случаях он может быть значительным, как, например, в Аппалачах, где, видимо, большая часть складок образовалась за счет раздвигающего действия огромных гранитных куполов и поднимавшихся вместе с ними не менее огромных масс метаморфических сланцев, слагающих сейчас низменность Пидмонт.

Комбинация этих механизмов ведет к тому или иному распределению складок общего смятия внутри геосинклинали, и все они (механизмы гравитационного оплывания и соскальзывания, расползания верхушек поднятых глыб, раздвигания складками нагнетания или глубинными) закономерно связаны со специфической обстановкой геосинклинали. Они вызваны интенсивными вертикальными перемещениями материала в геосинклиналях, контрастностью вертикальных движений и крутыми наклонами, как в залегании пород, так и в рельефе, и поэтому складки общего смятия развиты именно в геосинклиналях.

ЕДИНСТВО ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

В различных типах складчатости в целом наблюдается различная степень реакции слоистых толщ земной коры на вертикальные перемещения материала. Наиболее простой она оказывается в случае глыбовых складок, когда слои только приподнимаются, следуя за движением глыбы. Сложнее эта реакция в случае складок нагнетания, когда на фоне вертикального движения глыб происходит горизонтальное перетекание в наиболее пластичной свите слоев, а затем вертикальное нагнетание, использующее разрывы, возникшие в связи с глыбовыми движениями. Наконец, образование складок общего смятия отражает еще более сложную реакцию, которая включает гравитационные перемещения по склону, расползание поднятых глыб или раздвигающее действие складок нагнетания или глубинных. Сами глубинные складки, имея много общего со складками нагнетания, сохраняют в то же время и свою специфику.

В соответствии с этим глыбовые складки в своем «чистом» виде наилучшим образом развиты в областях с наименее контрастными колебательными движениями земной коры в наиболее спокойных частях платформ. Складки нагнетания принадлежат к несколько более активной тектонической обстановке — к глубоким прогибам на платформе или к тем частям геосинклиналей, развитие которых протекало не слишком сложно. Складчатость общего смятия отражает обстановку наиболее интенсивных и контрастных колебательных движений земной коры.

Вся специфика глубинной складчатости выявляется в полном объеме в том случае, когда мы пытаемся установить распределение характера складчатости в вертикальном разрезе земной коры, т. е. выясняем, как меняется облик складчатости при переходе с одной глубины на другую, с обычного «этажа» внутри земной коры на другой. Имеющиеся данные позволяют считать наиболее вероятной следующую картину (рис. 11).

В глубине, на нижнем этаже, лежит зона гранитизации и регионального метаморфизма с ее глубинной складчатостью, основные формы которой — гранитные купола. Эта зона лежит на разной глубине, достигающей, возможно, 5—6 *км*. Выше расположен тот этаж коры, который характеризуется своим

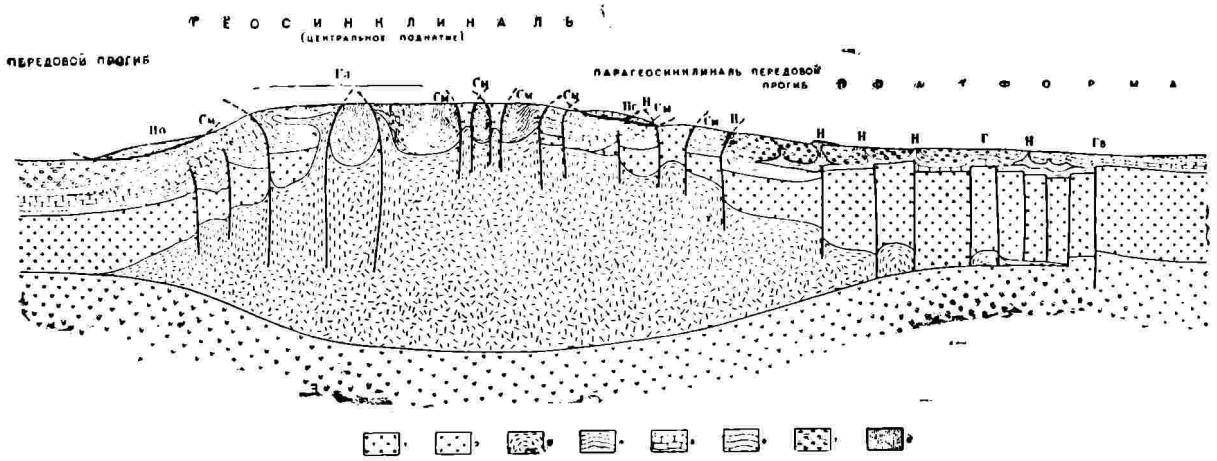

Рис. 11. Общая схема различных типов складчатости. *1* — базальтовый слой земной коры; *2* — древний кристаллический фундамент; *3* — молодые гранито-гнейсы и мигматиты; *4* — отложения нижнетерригенной формации; *5* — отложения известняковой формации; *6* — отложения верхнетерригенной формации; *7* — отложения лагунной и молассовой формаций; *8* — соль, гипс; *9* — тектонические разрывы; Гл — глубинная складчатость; См — складчатость общего смятия; По — тектонический покров оплывания; Пс — тектонический покров скольжения; Н — складки нагнетания; Г — глыбовая складка; Гв — вал глыбового происхождения

глыбовым строением. Здесь происходит движение глыб вверх и вниз, причем движущей силой, толкающей глыбы на ту или иную высоту вверх, являются в основном гранитные купола и валы предыдущего, более глубокого этажа. Наконец, игра глыб среднего этажа, через воздействие на вышележащие породы при помощи тех механизмов, которые нами рассмотрены, вызывает образование уже в верхнем этаже складок глыбовых, нагнетания или общего смятия.

* * *

Как видим, новые данные приводят к несколько более сложным представлениям о генезисе складчатости, чем старые взгляды на связь складчатости с общим сжатием земной коры. Но вместе с тем, эти новые представления более конкретны. Они позволяют выявлять складки разного происхождения и ставить вопрос об условиях образования отдельных природных складок. До недавнего времени, пока геологи сознательно или бессознательно исходили в своих теоретических взглядах из контракционной гипотезы, они не задумывались над происхождением тех конкретных складок, которые они изучают. Да и было бы странно ставить вопрос о происхождении складок применительно к нескольким из них, когда проблема складкообразования решалась не иначе как в масштабах развития всего земного шара в целом. Теперь и возможности и требования к геологу иные. Теперь можно и нужно изучать условия образования каждой конкретной складки, так же, как геолог изучает условия образования других геологических объектов — горных пород, минералов, ископаемых органических остатков и т. п. Таким образом намечается совершенно новый подход не только к истолкованию складок слоев земной коры, но и к методам их изучения.

Читайте в следующем, № 7 журнала «Природа»

В ДРУЖЕСТВЕННОЙ ГВИНЕЕ
Статья *Н. И. Гаврилова*

ВСЕЛЕННАЯ И ЖИЗНЬ
Статья академика *А. И. Опарина*

НАУЧНЫЕ РЕЙСЫ „СЕВЕРЯНКИ"
Статья *В. Г. Ажажа*

ПЕЧОРА—КАСПИЙ
Статья *Г. Л. Саруханова*