

Э. У. Спенсер



**ВВЕДЕНИЕ
В СТРУКТУРНУЮ
ГЕОЛОГИЮ**

INTRODUCTION TO THE STRUCTURE OF THE EARTH

Second Edition

Edgar W. Spencer

Professor of Geology

Washington and Lee University

McGraw-Hill Book Company, 1977
New York St. Louis San Francisco Auckland
Bogotá Düsseldorf Johannesburg London
Madrid Mexico Montreal New Delhi Panama
Paris São Paulo Singapore Sydney
Tokyo Toronto

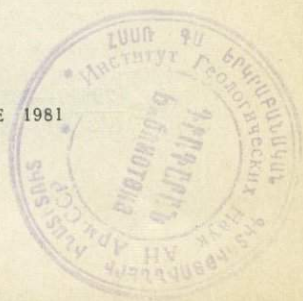
Э. У. Спенсер

ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ ГЕОЛОГИЮ

Перевод с английского
А. А. КОЗЫРЕВА и Р. Е. СОРКИНОЙ

Под редакцией д-ра геол.-минерал. наук
Ю. Е. ПОГРЕБИЦКОГО

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1981



37/2

Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию: Пер. с англ./Под ред. Ю. Е. Погребницкого. — Л.: Недра, 1981.—367 с. Пер. изд.: США, 1977.

Книга отражает современные представления американской школы геологов по всем направлениям и разделам, ставшим традиционными для читаемых в высших учебных заведениях курсов структурной геологии. Рассматриваются деформации и поля напряжений для случаев от нетектонических структур, связанных с условиями осадконакопления, до дислокаций земной коры глобального масштаба. Изложение материала ведется по принципу теория — эксперимент — практика. Лаконичность текста, обилие иллюстраций и специальные параграфы по систематике и обсуждению наиболее распространенных терминов позволяют легко ориентироваться читателю во всем многообразии данной дисциплины.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и может быть полезной как для студентов, так и для научных сотрудников.

Табл. 5, ил. 266, прил. 2, список лит. 923 назв.

Copyright © 1977, 1969
by McGraw-Hill, Inc.

С $\frac{20802-332}{043 (01)-81}$ 33-81 1904030000

© Перевод на русский язык.
Издательство «Недра», 1981

Последняя крупная публикация зарубежных ученых по данному предмету — это книга Е. Ш. Хиллса «Элементы структурной геологии». Ее первое издание переведено на русский язык и выпущено в свет в 1967 г., через 6 лет после ее опубликования в Мельбурне (второе, лондонское, издание 1972 г. на русский не переводилось). За истекшие годы обновление естественных наук под воздействием научно-технической революции охватило и геологию. Особенно ярко это проявилось в познании строения и развития крупнейших элементов коры и Земли в целом. Именно глобальное (планетологическое) направление геологических исследований, опирающихся на технически перевооруженные геофизические методы, ознаменовалось крупнейшими открытиями в строении дна океанов и созданием ряда новых моделей развития земной коры. Однако в основах геологии приметы времени не столь ярки и грандиозны, как в ее глобальных разделах и планетологических интерпретациях. Образно говоря, волна обновления в своем движении от глобального уровня к детальному достигла глубин геологии, превратившись из грозного вала в мелкую рябь. По-видимому, для описательных наук не приходится ждать иного хода событий и всякое малое изменение в фундаменте наших знаний заслуживает пристального внимания.

Книга профессора Э. У. Спенсера, известного американского геолога, интересна в разных аспектах. Отметим два из них, которые представляются нам наиболее важными.

Во-первых, она знакомит с тем, какие именно элементы структурной геологии — этого краеугольного камня тектоники — подверглись обновлению и в чем это обновление состоит в эпоху господства «тектоники плит», провозглашенной американской школой геологов. В сравнении с предшествующими публикациями зарубежных и отечественных курсов структурной геологии не остается сомнений, что приметы нового достаточно существенны. Однако они прежде всего ощущаются в общем, более рациональном и, можно сказать, более аналитическом подходе при изучении структурных элементов штуфа, обнажения или отдельного района, а также в еще более глубоком, чем ранее, проникновении достижений реологии, физики твердого тела и экспериментального моделирования в анализ деформаций горных пород в природных условиях. В отношении же изучения региональных дислокаций достижения современной структурной геологии выглядят, по материалам Э. У. Спенсера, намного скромнее. В большинстве своем дело исчерпывается применением терминов из арсенала «тектоники плит» и декларативным объяснением признаков регионального распространения латеральных напряжений движениями литосферных плит. Вообще говоря, содержание книги не дает оснований к дискуссии по поводу «тектоники плит», тем более что автор со всей необходимой в этих случаях пунктуальностью приводит краткое изложение других известных гипотез, но не подвергает их критике с точки зрения структурной геологии. Приходится констатировать, что структурная геология в ее со-

временном содержании оказывается не в состоянии расшифровать генезис глобальных дислокаций, т. е. она допускает возможность разных гипотез происхождения и развития глобальных структур земной коры. В этой связи небезынтересно отметить, что в США, где «тектоника плит» стала главенствующей концепцией и где техника моделирования имеет давние традиции, до сих пор нет экспериментов, воспроизводящих структурную эволюцию коры и мантии в соответствии со спрединговым механизмом дрейфа литосферных плит.

Вторая, еще более важная сторона предлагаемого перевода книги Э. У. Спенсера — учебно-методическая. Автором книга была задумана в качестве вводного курса для студентов, специализирующихся в области структурной геологии и тектоники. Она может быть рекомендована и для советских учащихся, желающих шире ознакомиться с самим предметом и уровнем его преподавания в университетах США. Но этим не исчерпывается роль книги Э. У. Спенсера как пособия. Она охватывает практически все направления структурной геологии и везде, где это возможно, освещает их, связывая эксперимент, теорию и практику. Изложение ведется в деловом конспективном стиле, но щедро иллюстрировано чертежами и фотографиями. Кроме того, автор отвел много места систематизации и толкованию наиболее ходовых терминов. Благодаря всему этому книга позволяет легко ориентироваться во всем многообразии вопросов, определяющих современное содержание структурной геологии и тех прикладных задач, которые решаются с ее помощью. Она может служить своего рода руководством для выбора эффективного направления структурно-геологических исследований в поле.

Естественно, не все разделы книги равноценны. Как уже упоминалось, материалы, касающиеся региональных и особенно складчатых региональных структур (гл. 14), уступают по своей конкретности и прикладной направленности другим главам. Это объясняется в большинстве своем общим отставанием исследований в области региональной структурной геологии. Например, такой важный для понимания металлогении глубоких срезов вопрос о механизме инфраструктурных преобразований в гранитно-метаморфических ядрах орогенов переходит из курса в курс на уровне первого эскиза из работы Дж. Халлера [1953 г.].

В предлагаемом переводе опущены главы, содержащие материал общеобразовательного толка. Сюда попал включенный автором для ознакомления студентов беглый анализ структурно-геологического сложения Альпийско-Гималайской системы, Аппалачей и Кордильер, а также континентальных кратонов, окраин материков атлантического типа и островных дуг (гл. 18—24). Исключены и приложения, поясняющие, что такое структурные карты, как строить разрез, а также как пользоваться ортогональными и стереографическими проекциями.

*Эта книга посвящена памяти моих учителей,
двух выдающихся геологов*
АРИ ПОЛЬДЕРВААРТА
и УОЛТЕРА БАЧЕРА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Назначение этой книги — дать на современном уровне знаний общее освещение принципов структурной геологии и тектоники, соответствующее вводному курсу в эти дисциплины. Она состоит из трех частей. В первой части изложены общепринятые основные положения структурной геологии, описаны отдельные структурные элементы, приведены теоретические истолкования и объяснения механики их происхождения. Вторая часть посвящена вопросам тектоники и региональной структурной геологии, особенно тому подходу к их решению, которым ознаменовано последнее десятилетие и в основе которого лежит теория тектоники плит. Чтобы расширить представление учащихся о связи структурных принципов с проблемами общей и региональной тектоники и сделать наглядной связь структурной геологии с другими отраслями геологии и геофизики, в книгу включен анализ структурно-геологического сложения Аппалачей, Альпийско-Гималайской системы и района Кордильер *. Третья часть состоит из пяти приложений с кратким методическим обзором геометрических проекций, применяемых в структурной геологии, основ составления карт и разрезов, механики напряжений *.

Как ученик, коллега или друг я имел счастье творческого общения с целым рядом выдающихся геологов и весьма им признателен за помощь и поддержку в моей научной работе. Особое чувство благодарности я испытываю к моим первым учителям — Уолтеру Бачеру, Ари Пальдерваарту, Маршаллу Кею и Марселлусу Страу, пробудившим во мне интерес к структурной геологии. Считаю своим долгом отметить также то любезное содействие, которое оказали мне Ф. Алдаёя, С. Уоррен Кэри, Ж. М. Фонботе, М. Жюливер, Г. П. Лаубшер, Арнольд Лилли, Альберто Маркус и Рудольф Трюмпи в ознакомлении с геологией других частей света.

Благодарен я и моим ученикам, которые помогли мне бросить критический взгляд на первое издание, и редак-

* Эти главы не вошли в русское издание, кроме двух приложений. — *Прим. пер.*

торам, особенно Вуди Хиккоксу и Кивин Копперсмит, за содействие в устранении прежних упущений в этом, новом, издании. С благодарностью хочу я отметить предоставленную мне возможность получить многочисленные оттиски, фотографии, схемы и графики, использованные при комплектовании монографии, и большую помощь, оказанную мне в подготовке рукописи Элизабет Брюбейкер, Дороти Толли, Пегги Ритмиллер, Вирджиной Гиллен и Анной Баргер. Особого внимания с моей стороны заслуживает содействие в изготовлении ряда новых рисунков для настоящего издания, оказанное мне Деннисом Слайфером, Эдвардом Беккусом и моей женой Элизабет.

ВВЕДЕНИЕ

Структурная геология занимает ключевое положение в нашем понимании геологии как Земли в целом, так и мельчайших ее частей. Поле деятельности ее огромно: от широчайшего тектонического плана земных недр и коровых мегаструктур до тонких микроструктурных узоров горных пород. Она изучает, с одной стороны, геометрию и пространственные соотношения геологических тел, а с другой — процессы, установившие эти соотношения в природе.

Методы структурной геологии направлены на сбор полевых материалов и на представление их в форме, удобной для анализа и интерпретации. Не менее важно и понимание, творческое изучение физических процессов и факторов, управляющих развитием структурных элементов. Многие из изложенных ниже основных закономерностей были сперва установлены на основе полевых наблюдений, однако в ходе дальнейших исследований тектонистам пришлось обратиться к методам экспериментальной физики и математического анализа, чтобы эти материалы получили более исчерпывающее объяснение. Структурная геология — одна из плит в фундаменте региональной геологии, описание же региональных структурных соотношений является важным разделом тектоники. В каком-то смысле тектоника именно и строится на структурно-региональной основе.

Многие из самых замечательных успехов, достигнутых за последнее десятилетие в науках о Земле, принадлежит тектонике. Появление тектоники плит и представления о спрединге морского дна, объясняющих дрейф континентов, завладело воображением большинства ученых мира и вылилось в наиболее действенную упорядоченную концепцию из развиваемых до сих пор представлений о возникновении и эволюции крупномасштабных структурных форм. Цель этой книги — дать детальный обзор каждого из перечисленных выше аспектов структурной геологии*.

Структурная геология как научная дисциплина тесно связана со многими другими разделами наук о Земле. Микроструктурный анализ перебрасывает мост от тектонического объекта к минералогии и петрографии. Форма

* См. объяснение терминов в конце главы.

напластования и внутренняя структура недеформированных осадочных пород, отражающие особенности седиментогенеза и литификации, служат предметом исследования как для литолога, так и для тектониста. Одни из геофизических методов используются преимущественно для оконтуривания локальных структур, тогда как другие направлены на выявление крупных структурных элементов земной коры и расшифровку их происхождения. И наконец, структурная геология и стратиграфия тесно увязываются между собой при картировании отдельных регионов и описании общей геологической истории нашей планеты. Данные по структурной геологии важны и в прикладных отраслях наук о Земле, например гидрогеологии и инженерной геологии, нефтяной и рудничной геологии, где конфигурация объектов на глубине наряду с их распределением на дневной поверхности находятся в центре внимания исследователей. Ловушками нефти часто служат структурные элементы, и геолог должен знать тектоническое положение таких стратиграфических ловушек, как выклинивание пластов, несогласия и рифовые образования, чтобы рентабельно планировать и осуществлять на практике эксплуатационные работы. Рентабельность горных работ на рудниках определяется также правильностью оценки формы, размера и глубины залегания рудного тела или петрографического комплекса, представляющего промышленный интерес. С заключением о характере тектонического нарушения, сместившего рудное тело или угольный пласт, часто сопряжены денежная экономия или убыток. Много аварий крупных промышленных сооружений в ряде случаев непосредственно вызвано неточностью оценки тектонического положения пород в основании постройки. Смещались плотины, построенные на активных сбросовых трещинах; туннели рушились из-за недостаточного знания их строителей о глубинных структурах участка работ; многие высотные здания и автотрассы терпели повреждения вследствие того, что грунт под ними содержал структурные бреши.

Методы структурной геологии. Методы исследований варьируют в зависимости от объекта, используемого для сбора тектонической информации. Геологическое картирование продолжает служить главным источником структурных данных. Показывая распределение выделенных единиц по площади, геологические карты несут нагрузку, позволяющую судить о том, каковы и на глубине контакты и формы залегания пород. Карты районов, сложенных изверженными и метаморфическими породами, могут показывать географическое распределение планарных и линейных структур в породах. Их узор на карте позволяет раскрыть структуру магматических и метаморфических тел.

Методы глубинных структурных исследований охватывают все средства, с помощью которых прослеживаются скрытые под землей конфигурации геологических тел. Сюда относятся способы построения поперечных разрезов по геометрическим параметрам выходов горных пород на дневную поверхность, равно как и по характерным точкам в буровых скважинах, на геофизических профилях, в стволах шахт. Среди наиболее значимых методов такого рода укажем составление структурных карт в изолиниях и карт изопахит (мощностей).

Значение геофизических исследований не исчерпывается определением глубины стратиграфических горизонтов и их пространственных соотношений; они служат наиболее информативным средством познания земной коры в целом, в ее структурном единстве, наряду со строением и составом подкоровых горизонтов Земли. Геофизические методы раскрыли нам многие тайны тектонического строения океанических бассейнов. Они позволяют выделять аномалии, а стало быть, и области, потенциально интересные для дальнейших исследований.

Структурно-геологическое познание в значительной мере основывается на полевых данных о текстурных элементах горных пород. К таким исследованиям относятся геометрический анализ трещиноватости, кливажа, рассланцевания (в метаморфических породах), направлений течения масс (в интрузиях), плоскостей напластования, осей складок и осевых плоскостей наряду с рассмотрением взаимосвязей между теми или иными из этих планарных или линейных элементов. Такой анализ оказался плодотворным при исследовании метаморфитов в районах повторных дислокаций, где традиционные методы геологического картирования не были способны вскрыть исключительно сложные геометрические соотношения тел. Некоторые варианты геометрического анализа разрабатывались на основе петроструктурных исследований с привлечением методов математической статистики и теории симметрии.

Петроструктурные исследования выявляют изменения минералов горных пород при их деформации или метаморфизме, например появление линейной ориентировки кристаллографических осей минералов в стрессовых полях, равно как и признаки перекристаллизации в процессе деформации или после нее. Практика показала, что петроструктурный анализ приобретает особое значение в связи с экспериментальными исследованиями деформации горных пород.

В ходе экспериментов весьма успешно воспроизводится поведение горных пород и минералов при деформации в различных внешних условиях (в частности, в условиях изменяющихся температуры и давления). Анализ деформированных образцов петроструктурными методами позволяет установить геометрические соотношения между их внутренней структурой и заданными напряжениями. Из данных таких экспериментов можно делать выводы, касающиеся структурной динамики. Для воспроизведения макроструктурных явлений (от мелких складок до целых горных систем) используются другого рода эксперименты, имеющие дело с масштабными моделями и синтетическими материалами.

Математические теории напряжения, деформации и упругости прикладывались для того, чтобы добиться лучшего понимания, когда текучесть пород сменяется разрушением. Строгий теоретический анализ деформации естественных горных пород затрудняется большим числом входящих в него переменных, и тем не менее на основании теоретических работ, касавшихся механизмов складко- и разломообразования, делаются важные выводы. Особую ценность эти методы приобретают в комплексе с данными экспериментов и сравнительных полевых наблюдений.

Обобщающие работы синтезируют информацию, создавая целостную картину. В этом качестве велика их роль и как метода структурно-геоло-

гических исследований. Соединение деталей региональной геологии, сведений о подземном залегании, литологии и возрасте пород дает важный вклад в реконструкцию схем структурной эволюции и тектонического развития, что уже приводило ко многим замечательным открытиям, представляющим интерес как для геологов-разведчиков, так и для теоретиков. В результате такого подхода сформировались концепции геосинклинального развития, дрейфа континентов, спрединга, тектоники плит, последовательности орогений.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Диастрофизм. Процесс или процессы, деформирующие земную кору, образующие континенты и океанические бассейны, плато и горы, флексуры и складки осадочных толщ, разрывные нарушения. Также и результаты этих процессов.

Динамическая структурная геология. Изучение взаимоотношений между структурными элементами (деформациями) и условиями напряжения (стресса), в которых они образуются.

Кинематическая структурная геология. Изучение тектурных элементов деформированной породы, основанное прежде всего на рассмотрении всей системы движений, потребовавшихся для образования данной деформации, и не зависящее от анализа напряжений, ответственных за эту систему.

Петроструктурный анализ. Изучение структуры породы, включая рассмотрение ее вещественного состава — обломков и кристаллических зерен, их формы, размещений и ориентировок в пространстве, соотношений друг с другом, внутренней структуры самих минералов, а также движений и процесса, которые принимали участие в образовании данной породы.

Структурная геология. Изучение структурных форм горных пород, географического распространения этих форм и причин их возникновения.

Структурная форма. Форма, приобретаемая горной породой в результате тектонических движений после накопления и, как правило, после литификации осадка.

Тектоника. Изучение структурных элементов Земли в более широком плане и причин их возникновения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Badgley, P. C.*, Structural and tectonic principles. New York, Harper & Row, 1965.
Bailey, E. B., Tectonic essays. Oxford, Clarendon, 1935.
Beloussow, V. V., Basic problems in geotectonics (J. C. Maxwell, ed. English edit.). New York, McGraw-Hill, 1962.
Billings, M. P., Structural geology, 3d ed. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1972.
Bucher, W. H., The deformation of the earth's crust. Princeton N. J., Princeton Univ., 1933.
Cloos, Hans, Einführung in die Geologie. Berlin, Gebruder Borntraeger, 1936.
Daly, R. A., Strength and Structure of the earth. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1940.
DeSaussure, Horace, Voyages dans Les Alpes, v. IV. Neuchâtel, 1796.
De Sitter, L. U., Structural geology, 2d ed. New York, McGraw-Hill, 1964.
Eardley, A. J., Structural geology of North Amerika, 2d ed. New York, Harper & Row, 1951.
Fairburn, H. W., Structural petrology of deformed rocks. Cambridge, Mass., Addison-Wesley, 1942.
Geikie, James, Structural and field geology, 5th ed. Edinburg, Oliver & Boyd, 1940.
Goguel, Jean, Tectonics, 2d ed. San Francisco, Freeman, 1965.
Griggs, D. T. and Handin, John, eds., Rock deformation. Geol. Soc. America Mem. 79, 1960.
Hills, E. S., Outlines of structural geology, 3d ed. London, Methuen, 1953.
Hills, E. S., Elements of structural geology. New York, Wiley, 1963.

- Irvine, T. N.*, ed., The world rift system. Geol. Survey Canada Paper 66—14, Dept. Mines and Technical Surveys, Ottawa, 1965.
- Jeffreys H.*, The earth, 5th ed., London, Cambridge, 1970.
- Kay, G. M.*, North American geosynclines. Geol. Soc. America Mem. 48, 1951.
- Lotze, Franz*, Geotektonisches Symposium in Ehren von Hans Stille. Stuttgart, Kommissions-Verlag von Ferdinand Enke, 1956.
- Nevin, C. M.*, Principles of structural geology, 3d ed. New York, Wiley, 1942.
- Poldervaart, Arie*, ed., The crust of the earth. Geol. Soc. America Spec. Paper 62, 1953.
- Ramsey, J. G.*, Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 1967.
- Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Vienna, Springer, 1930.
- Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, pt. I. Vienna, Springer, 1948.
- Schmidt Walter*, Tektonik und Verformungslehre. Berlin, Borntraeger, 1932.
- Sonder, R. A.*, Mechanik der Erde. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlag, 1956.
- Stočes, Bohuslave*, and *White, L. E.*, Structural geology. London, Macmillan, 1935.
- Turner, F. J.*, and *Weiss, L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill, 1963.
- Umbgrove, J. H. F.*, The pulse of the earth, 2d ed., The Hague, Nijhof, 1947.
- Whitten, E. H. Timothy*, Structural geology of folded rocks. Chicago, Rand McNally, 1966.
- Willis, Bailey*, Geologic structures. New York, McGraw-Hill, 1923.
- Willis, Bailey*, and *Willis, Robin*, Geologic structures, 3d ed. New York, McGraw-Hill, 1934.

2

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Различие между деформированной и недеформированной породой составляет основу структурной геологии. Разница между этими категориями не всегда очевидна. Все породы обладают некоторой изначальной геометрией своей внешней формы, а компоненты их вещественного состава имеют первичные размеры, группировку и пространственное размещение, получившие название «структура» или «петроструктура» и являющиеся результатом пространственных условий осадконакопления или кристаллизации. Первичная структура характеризуется элементами или формами, получившими название первичных структурных элементов; они возникают в процессе накопления осадка или раскристаллизации расплава.

Как внешняя форма, так и внутренняя структура претерпевают изменения во время литификации. Эти изменения выражаются в уплотнении, цементации, иногда в кристаллизации, дегидратации и усыхании. Все процессы такого рода протекают в гравитационном поле Земли. Первичная форма и структура при этом нарушаются, происходит изменение объемов, т. е. в прямом смысле слова первичная порода деформируется или дислоцируется. Однако мы должны учитывать упомянутую выше важную разницу, разницу в характере изменений, проявленных, с одной стороны, как результат литификации в нормальных условиях, а с другой — как деформации, обусловленные наложенными напряжениями. Формы, приобретенные в результате деформаций, наложенных на осадок или породу во время или после литификации, называются вторичными структурными элементами.

Обобщая, мы говорим, что разные структуры или структурные элементы в горных породах возникают в разных условиях, и выделяем:

- 1) первичные структурные элементы, образовавшиеся в процессе осадконакопления или кристаллизации;
- 2) элементы строения, возникшие в породе в процессе литификации без вмешательства каких-либо иных приложенных усилий, кроме силы тяжести;
- 3) вторичные структурные элементы, созданные во время литификации лишь отчасти за счет внешних приложенных усилий, действовавших в дополнение к силе тяжести;

4) вторичные структурные элементы, образованные уже после литификации под действием различных внешних усилий (как гравитационных, так и другого рода).

На практике бывает очень трудно проводить указанные основные разграничения. Последние три категории охватывают случаи деформации первичных форм и структур, но обстоятельства, при которых возникают эти деформации, различны для разных категорий.

Недиастрофические деформации

Термин диастрофизм имеет также генетическое значение. Поэтому можно говорить о недиастрофических деформациях, как об исключаяющих вмешательство сил, связанных с воздыманием и перестройкой горных сооружений или дрейфом континентов. К остающимся значимым силам относятся сила тяжести и различного рода усилия, вызванные внутренними изменениями вещества горных пород. Таким путем создаются разнообразные типы структурных элементов. Например:

1) структурные элементы, обусловленные дифференцированным уплотнением осадка;

2) складки, развитые в результате уплотнения осадка на неровном рельефе;

3) структурные элементы, сформировавшиеся вследствие обезвоживания водонасыщенного горизонта;

4) складки и разрывные нарушения, связанные с оползнями, другими явлениями течения вещества и скольжением субкавальных масс;

5) разрывы, образованные за счет изменения объемов в процессе усыхания, дегидратации и термических воздействий.

Первичные структурные элементы в осадочных породах

Полевые геологи выделяют разнообразные структуры и текстуры горных пород, часть которых образуется во время накопления осадка, становления или кристаллизации плутонических пород, а другие являются результатом постседиментационной или посткристаллизационной деформации. Часто стоит немало труда отличить последние из них, т. е. вторичные структурные элементы, от первых — первичных. Дело особенно усложняется тогда, когда такого рода разграничение должно проводиться между сингенетическими и постседиментационными деформациями рыхлых и полурыхлых пород. Вторичные структурные элементы образуются иногда всего лишь некоторое время спустя после осадконакопления, в частности на той стадии, когда осадки еще не вполне затвердевают.

Изучение первичных структурных элементов в осадочных породах важно тем, что через понимание первичной конфигурации и характера залегания пластов мы подходим к феноменологическому установлению деформации и к ее количественной оценке. Наконец, мы нередко обращаемся к первичным характеристикам, чтобы решить, какая сторона слоя отложений была его кровлей в ненарушенном залегании.

Напластование. Нет другой такой черты строения осадочных пород, которая по своей универсальности могла бы сравниться с напластованием. Оно обусловлено общими изменениями физических или химических свойств осадка, направленными в основном перпендикулярно к наслоению. Напластование проявляется в различии между слоями по 1) химическому составу, 2) размеру зерен, 3) степени сортированности материала, 4) плотности и типу упаковки зерен, 5) силам сцепления, 6) цементации, 7) проницаемости и пористости.

Условия, в которых накапливаются осадки, придают слоистости специфические черты, сказываясь на природе слоев, размещении материала внутри пластов, структурных элементах плоскостей напластования, а иногда и на конфигурации всего горизонта отложений. Некоторые виды напластования обусловлены самим процессом седиментации, как, например, у ленточных глин, глубоководных карбонатных и кремнистых илов или эвапоритов, накапливающихся в лиманах или в лагунах за береговыми рифами, и вообще у целого ряда гидрохимических осадков.

Слоистость может формироваться также косвенно, при волнении воды, когда отложения перерабатываются и накопленный ранее материал разрушается и перекладывается, что проявляется, например, в градиционной слоистости и образовании плоскогалечных конгломератов. С наибольшей вероятностью этого следует ожидать в условиях мелководья. Наконец, встречаются горизонты, образованные в обстановке комплексного, прямого и косвенного, напластования.

Прямое напластование. Типы такого напластования иллюстрируются ниже несколькими примерами. Термин ленточная применяется к слоистости или микрослоистости с закономерным чередованием слоев вследствие сезонных изменений седиментогенеза. Классическим примером служат ледниковые алевролиты и глины. Они накапливаются в приледниковых озерах, где тонкий темный слой формируется в зимнее время, когда поверхность озера замерзает и лед отрезает бассейн от источника сноса. Весной же и летом при увеличении количества и крупности поступающего материала происходит отложение сравнительно мощного, более крупнозернистого и светлее окрашенного слоя. В зонах умеренного климата ленточная слоистость характерна для таких озерных отложений, значительную часть которых составляет планктон [см. Брэдли, 1929 г. — о сланцах Грин-Ривер]. Размножение планктона достигает максимума поздней весной, тогда как пик гидрохимического осаждения с наращиванием доли карбоната кальция приходится на конец лета.

Золенгофенский известняк — широко известный пример отложений спокойных вод. Однородная толща тонкозернистых известняков формировалась в лагуне, огражденной рифами, которые действовали в качестве ловушки осадочного материала, отфильтровывая более крупные фракции. Об отсутствии заметного волнения воды свидетельствуют исключительно ровные ограничения слоев и сохранность столь хрупких ископаемых, как перья.

Глубоководные океанические впадины часто устланы тонкослоистыми отложениями, состоящими из остатков диатомовых водорослей, фораминифер и других элементов планктона. Красный ил, образующийся из

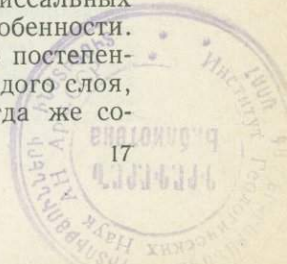
глин и метеоритной пыли, также является широко распространенной разновидностью батиальных отложений. Местами приобретает значение и вулканический пепел, а ближе к материкам возрастает роль тонкой глинистой фракции, выносимой в море водотоками и ледниками. Все подобные образования принимают вид конформных покровов, поскольку осадок ложится на существующий рельеф морского дна.

Экзотические глыбы. Крупные массы горных пород, заключенные в отложениях, генетически от них отчужденных, называются экзотическими глыбами. Таковы, например, крупные рифовые массы, обнаруженные в битуминозных глинистых сланцах Делавэрского бассейна на западе штата Техас. Источником этих чужеродных образований служили окаймлявшие бассейн кольцевые рифы, с которых они соскальзывали или оползали, погружаясь в более глубокие части акватории, где уже формировались пелитовые осадки. Можно наблюдать и теперь, как крупные глыбы, сносимые водотоками с гор на береговую полосу Калифорнии, тонут в морских осадках или транспортируются мутьевыми потоками дальше, в более глубокие воды, чем те, где их обычно можно рассчитывать встретить. Среди экзотических глыб есть и такие, которые были, по-видимому, доставлены с суши плавающими льдами (айсбергами) и погребены в отложениях самого разнообразного фациального состава.

Градационная слоистость. Осадки относятся к «градационным» в том случае, когда в них наблюдается гранулометрическая сортированность и вертикальная зональность. Для получения градационной слоистости достаточно поместить почти несортированный осадок в длинный цилиндр, взболтать его так, чтобы весь осадок стал взвесью, а затем поставить на место. Сперва распределение частиц по размеру будет случайным, а силами, действующими на смесь, — только момент водяного вихря и сила тяжести. Быстрее всего осядет самая крупная фракция материала, обладающего наибольшей плотностью; так, самый нижний слой складывается преимущественно обломками большего размера и плотности и небольшим процентом сравнительно мелкой фракции, оказавшейся в придонном слое в начале осаднения. Спустя некоторое время все фракции, кроме самой тонкой, осядут, и слоистость приобретет ясно выраженный градационный характер. Кюененом [Kuenen, 1952], Кюененом и Миглиорини [Kuenen, Migliorini, 1950] и другими авторами явление градационной слоистости было экспериментально воспроизведено для случая терригенных обломков, оползавших со склона, создававших мутьевой поток и отлагавшихся в отсадном резервуаре. Среди заслуживающих внимания проявлений градационной слоистости в современных образованиях выделяются отложения мутьевых потоков в Северной Атлантике. Многочисленные образцы керна с грубообломочным терригенным материалом, поднятые с глубоководных участков дна этого океана, отличаются градационной слоистостью. Осадконакопление, связанное с мутьевыми потоками, является одним из главенствующих типов седиментогенеза на материковых склонах и в абиссальных областях, отличающихся аномально крутыми уклонами, в особенности.

В идеальном случае для градационной слоистости типично постепенное уменьшение зерен в направлении от подошвы к кровле каждого слоя, свидетельствующее об уменьшении живой силы течения; иногда же со-

37/2



здаются такие условия седиментогенеза, которые порождают обратную градационность — явление, нежелательное для тех, кто хочет использовать градационную слоистость с целью определения кровли слоев. Некоторые неправильности бывают связаны также с природой и режимом денудации источника материала, поступающего в мутьевые потоки, и с тенденцией взвесей к утрате более легких частиц. Вихревая гидродинамика может тут играть положительную роль в смысле сохранения мелких фракций во взвешенном состоянии.

Переработанные отложения. На переработку отложений указывает их специфический состав: обрывки раковин, ракушечная смесь, остро- и плоскогалечные конгломераты. Такие конгломераты образуются при разрушении тонкослоистого грунта волновой деятельностью. Они тяготеют к острогалечным в тех случаях, когда осаждение происходит быстро, а в качестве субстрата имеются рыхлые осадки, в которые и проникают плоские обломки. Что же касается плоскогалечных конгломератов, то их обломки располагаются приблизительно в исходных плоскостях напластования. Острогалечные конгломераты часто сложены угловатыми обломками, и, если они явно не связаны со слоистостью, их легко спутать с брекчией.

Определение кровли пластов *

Ниже кратко суммированы характеристики самых распространенных типов первичных структурных элементов как органического, так и неорганического происхождения, применявшихся для определения кровли пласта.

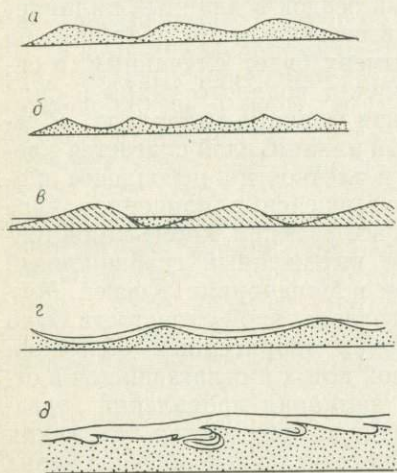


Рис. 2-1. Знаки ряби.

а — рябь течения, образовавшаяся при движении воды справа налево; *б* — осцилляционная рябь; *в* — рябь течения с внутренней косою слоистостью и скоплениями грубого материала в понижениях между валиками (движение воды слева направо); *г* — рябь течения с тонким пелитовым слоем, приобретающим наибольшую мощность в понижениях между валиками; *д* — антидюнная рябь (по Шроку [Shrock, 1948]).

Знаки ряби (рис. 2-1).

Асимметричные знаки (рябь течений). Верх и низ таких знаков обычно неопределимы, за исключением тех случаев, когда рябь погребена в тонкозернистых горизонтально-слоистых осадках. При формировании знаков ряби в воде более крупные обломки накапливаются в понижениях между валиками, тогда как у эоловой ряби наблюдается обратная картина.

Симметричные знаки ряби. Удобны для определения кровли пластов, отличаются острыми гребнями и округлыми понижениями — результат колебательных движений воды.

* За более детальным описанием студенты отсылаются к Шроку [Shrock, 1948] и Мидлтону [Middleton, 1965], а за первоклассными фотографиями первичных структурных элементов в осадочных породах — к Петтиджону и Поттеру [Pettijohn, Potter, 1964].



Рис. 2-2. Схемы структурных элементов в осадочных породах.

а — канал коробления в основании разреза тонкослоистого гравийного песчаника; *б* — опрокинутая складка аргиллита в основании разреза массивных грубозернистых песчаников; *в* — галечный слой, расположенный параллельно плоскости напластования (по Кроувеллу и др. [Crowell e. a., 1966]).

Интерференционные знаки ряби. Кровля по ним обычно неопределима. Это комплексная рябь, создаваемая интерференционным движением волн — сложением действий осцилляций и течения. Если среди многочисленных сложных форм встречаются и такие, у которых гребни острые, то это позволяет использовать их для определения кровли слоев.

Антидюнные знаки ряби. Удобны для определения кровли пластов. Они возникают при таких высоких скоростях движения водных масс, когда перемещается материал подповерхностного горизонта, движение ряби происходит против направления течения, вследствие эрозии на поверхностях, обращенных по течению склонов, и отложения материала на противоположных, что на некоторых стадиях приводит к образованию заостренных гребней (рис. 2-1, *д*).

Лингулоидные (язычковые) знаки ряби. Для определения кровли служить не могут. Это видоизмененная рябь с язычковидными очертаниями, иногда копирующими форму грязевых потоков.

Метазнаки ряби. Удобны для определения кровли. Это крупные знаки ряби, обычно формирующиеся на грубозернистом субстрате и отличающиеся большой длиной волны; в дальнейшем развитии они изменяются, их устилают тонкозернистые наносы, придавая им асимметричную форму.

Каналы (рис. 2-2).

Приливо-отливные каналы. Удобны для определения кровли пласта. Это небольшие русла, обычно древовидно ветвящиеся в плане и с U-образным поперечным сечением. Они развиваются в приливо-отливной полосе во время отливов.

Знаки струйчатости. Удобны для определения кровли. Это системы небольших ветвящихся каналов, образованные водами, стекавшими к морю по пляжам. Конфигурация каналов усложнялась в местах, где струйкам преграждали дорогу скальные выступы или скопления раковин; так, одни системы струек сливаются при впадении в море, другие же, наоборот, разветвляются, впадая в море в виде множества потоков.

Лопастные знаки струйчатости. Удобны для определения кровли. Это лопастной формы резко асимметричные депрессии, вытянутые по направлению течения сильных струй.

К а н а в к и. Удобны для определения кровли. Этот подзаголовок охватывает все структурные элементы, представленные продольными углублениями, образовавшимися под действием плавучих или взвешенных объектов, у которых снизу имеются выступы, выпахивающие слабый осадочный грунт, оставляя за собой борозды.

Структуры врезания и выполнения. Удобны для определения кровли. Обычно это короткие каналы с линзовидным поперечным сечением, постгенетически заполненные. Разнообразны способы такого заполнения, но, как правило, заполнитель по составу идентичен субстрату. Заполнитель обладает структурными элементами, в какой-то мере присущими дельтовым отложениям. Слоистость наклонена ко дну канала врезания, и слои, имеющие такой наклон, отличаются, вообще говоря, некоторой кривизной (вогнуты по восстанию). В ранее выполненные каналы часто врезаются новые, и одни структуры врезания и выполнения накладываются на другие, уже сформированные. Срезанные поверхности, поскольку они всегда сверху, дают верный ключ к разгадке того, в каком направлении кровля пласта.

Другие знаки неорганического происхождения.

Трещины усыхания. Эти структурные элементы развиваются преимущественно в мелкозернистых осадках, подвергающихся попеременно высыханию и увлажнению. Тонкие илестые слои распадаются на сложную систему блоков с полигональными очертаниями. При высыхании блоки приобретают волнисто-выпуклую поверхность. Трещины, как правило, залечены, и кровля с трудом распознается по выпуклым поверхностям фрагментированных слоев. Если же растрескавшийся илестый слой подвергся волновой деятельности, достаточно мощной, чтобы перевернуть пластины, в суждении о кровле следует проявлять особую осторожность.

Отпечатки дождевых капель. Падая на слабый грунт, дождевые капли оставляют следы в виде микрократеров с приподнятыми краями. При соответствующей консистенции илестого субстрата на дне микрократера можно наблюдать «застывшие всплески».

Скальные обломки, запавшие в осадки. В случае слабого грунта слои отложений могли поддаваться значительному изгибанию непосредственно от удара, принимая форму запавших в них скальных обломков. Самые верхние слои иногда даже протыкались обломками насквозь. Начиная заполнять пробоины, новый материал откладывался почти горизонтальными слоями, но если на скальном обломке образовывались мягкие наслоения, процесс уплотнения окружающих осадков приводил в конце концов к сводовому изгибанию этих наслоений.

В дополнение к охарактеризованным выше структурным элементам установить положение кровли пласта иногда удается, наблюдая впадины обрушения, выполнения полостей, погребенные почвы и следы эрозии на поверхностях несогласий, выбоины и т. д.

Органогенные знаки. Среди большого разнообразия палеообитателей мелководий были формы, оставлявшие за собой следы и ходы ползания или зарывания в грунт, по которым можно определять положение кровли пластов. Следы или ходы ползания обычно представлены бороздками или

грядками с конфигурацией, присущей различным представителям животного мира. Во всех случаях необходимо предварительно знать модель возникновения следов, оставленных конкретными живыми организмами, и тогда кровлю можно определить по относительному распределению бороздок и грядок. Простой случай следов ползания — отдельная довольно прямая канавка, но типичнее более сложные конфигурации. Отпечатки ног выявляются преимущественно в мягких слоях.

В грунт зарывались многие представители беспозвоночных. Трубочатые зарывания червей (*scolithus*) почти всегда оказываются расположенными перпендикулярно к напластованию песчаников и кварцитов, что служит надежным указателем на порядок напластования, когда требуется его расшифровка. По большинству зарываний можно судить о положении кровли пластов тогда и только тогда, когда известна исходная точка зарывания, многие же системы ходов червей настолько сложны, что практически бесполезны для этой задачи. У некоторых зарываний вокруг входного отверстия наблюдается невысокая насыпь из вырытого материала.

Несогласные соотношения между плоскостями наслоения

В ряду различных соотношений между плоскостями наслоения особняком стоят два, заслуживающие особого внимания: 1) косая слоистость, наблюдаемая, например, в дельтовых и донных отложениях, в структурах выпахивания и выполнения, и 2) дивергентные структуры, созданные внутрислойным движением материала после первоначального осаждения, но до затвердевания, уплотнения и цементации или же в ходе этих процессов. Первое из указанных соотношений важно как средство распознавания кровли пластов, второе же — ввиду того что подобные структуры легко спутать со вторичной деформацией, в особенности при широком масштабе явления.

Косая слоистость. Различное происхождение отвечает определенным геометрическим характеристикам косой слоистости, благодаря чему обычно возможна ее генетическая дифференциация. Дельтовая косая слоистость представлена тремя сериями слоев: более мощные, наклоненные в одну сторону слои утоняются по направлению течения (фронтальная серия); нижние горизонтальные слои (базальная серия); верхние слои, сформированные в процессе транспортировки осадков к переднему краю дельты (прикровельная серия). Слои этой серии оказываются в большинстве случаев эродированными, и остаются лишь резко срезанные слои фронтальной серии. Поверхность среза и есть кровля пласта. Рассмотренная косая слоистость дельтового типа часто встречается в озерах, наземных водотоках и на побережьях. Прикровельный край косых слоев всегда дает срезанную поверхность, но следует иметь в виду, что и пересечение фронтальной серии с нижележащими слоями может быть достаточно резким. Таким путем формируется косая слоистость, отчетливо срезанная в кровле и основании. Ее образование связано с быстрым отложением осадка; она относится к типу косой слоистости потоков или угловому типу.

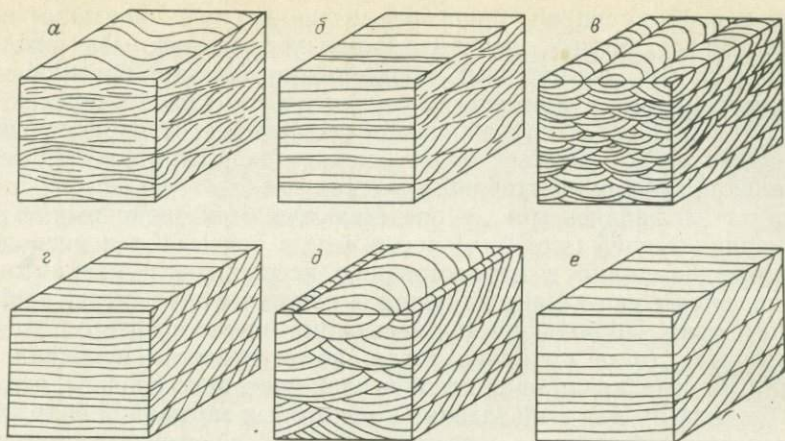


Рис. 2-3. Распространенные типы косога наслоения, за механизм которого принимается миграция асимметричных знаков ряби.

a — небольшие косослоистые серии с заметной в них системой валиков, понижений и градационных контактов — результат миграции мелкой лингулондной (язычковой) ряби; *б* — косые слои, сгруппированные в небольшие плоские серии с градационными контактами; генетически связаны с симметричной рябью; *в* — небольшие «гофрированные» косослоистые серии — результат миграции лингулондной ряби; *г* — небольшие плоские косослоистые серии — результат миграции мелкой симметричной ряби; *д* — крупные «гофрированные» косослоистые серии, генетически связанные с серповидной и, возможно, лингулондной рябью; *е* — крупные плоские косослоистые серии, генетически связанные с крупной симметричной рябью (по Аллену [Allen, 1963]).

Структуры врезания и выполнения с косою слоистостью уже упоминались выше. В разрезах пластов здесь можно встретить широкий диапазон наклона слоев. Причиной сложной системы слоистости может служить изменчивость направления течения. Это становится особенно наглядным в случае меандрирующего водотока, когда русло постоянно меняет свое положение, так что накоплению новых отложений предшествуют размыв и вынос более старых. Согласно Аллену [Allen, 1963], происхождение целого ряда распространенных типов косога наслоения связано с миграцией асимметричных знаков ряби (рис. 2-3).

Структурные элементы рыхлых и полурыхлых осадочных пород

Уплотнение. Структурные элементы, находимые в твердых, литифицированных породах, обнажающихся в складчатых поясах горных стран, часто оказываются сформированными тогда, когда осадок был еще неконсолидированным или полуконсолидированным. Надвиги, системы складок (см. гл. 8 и 11) и даже кливаж большей частью зарождаются в условиях неконсолидированных пород.

Процесс уплотнения следует почти незамедлительно за отложением осадка и развивается по мере его захоронения и роста мощности покрывки. Дифференциальное уплотнение ответственно за многие из утолщений и утонений горизонта, за вогнутость слоев над включениями литифицированных пород и за появление текстур рыбьего хвоста при расщеплении

угольных пластов. В более широком масштабе значение его является решающим для развития куполов над погребенными формами рельефа.

Наибольшее различие наблюдается между уплотнением материалов, частицы которых сравнимы по размеру с коллоидными, и более крупно-обломочными осадками, например песками или алевролитами. Поскольку большинство осадков откладывается в воде, процесс уплотнения протекает в системе двух фаз — воды и твердых частиц. Указанная разница в уплотнении между песком и глиной определяется именно тем, что осадки содержат воду.

Вода в отложениях, состоящих из крупных обломков, содержится в поровом пространстве твердой фазы, а пористость в основном зависит от формы, сортированности и упаковки обломков. Если осадок состоит из неправильной по форме обломочной массы, то форма частиц может контролировать образование слабо упакованных пористых отложений. Плоские обломки составляют каркас ящичных структурных композиций, в случае же их неплотной упаковки возникает множество пустоток, обеспечивающих высокую пористость. Открытые полости сохраняются очень недолго после начала уплотнения. Внешняя нагрузка, нарастая, ведет к обрушению слабых стенок таких полостей и вызывает смещение зерен с тенденцией к сокращению пористости. Процесс идет до тех пор, пока осуществим исток воды, когда же все выводные каналы закупориваются, уплотнение практически прекращается ввиду несжимаемости воды. Обломочные породы в большинстве своем проницаемы, и поэтому вода, уступая сжатию, поднимается кверху. Пористость песка сокращается с 30—40 до 20—30% при сильном уплотнении. Разность между поровым пространством до и после уплотнения грубозернистого материала составляет 10—20% (рис. 2-4, 2-5), заметно отличаясь от аналогичной характеристики глин.

В глинах вода содержится между отдельными частицами или их скоплениями и внутри кристаллической решетки в качестве абсорбированной фазы. Пористость зависит от вошедших в породу глинистых минералов, степени рассеяния глинистых частиц, от плотности скоплений

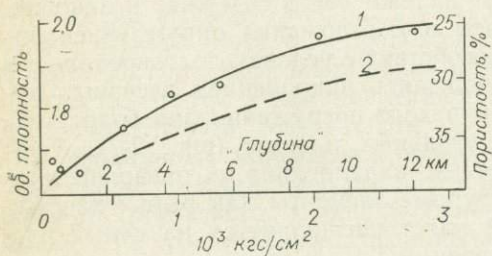


Рис. 2-4. Изменение объемной плотности и пористости в зависимости от геостатического давления (глубины захоронения) у песка сухого (1) и содержащего воду при нормальном гидростатическом давлении в поровом пространстве (2) (по Максвеллу [Maxwell, 1960]).

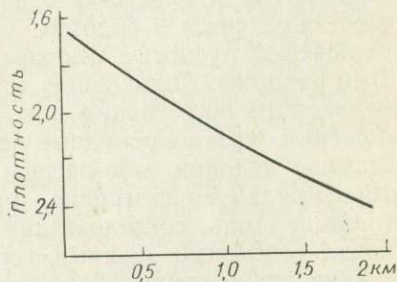


Рис. 2-5. Зависимость плотности глинистых сланцев от глубины вскрыши по материалам венесуэльских скважин (по Хедбергу [Hedberg, 1936]).

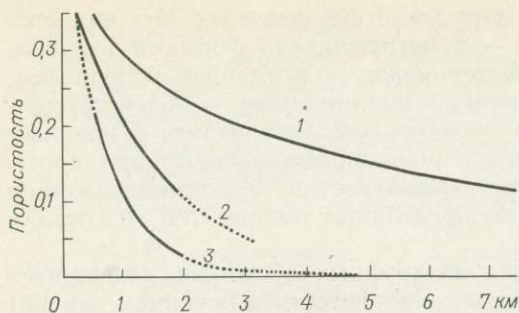


Рис. 2-6. Изменение пористости с глубиной по наблюдениям в скважинах прибрежных районов Мексиканского залива (1), Венесуэлы (2) и Оклахомы (3) (по Руби и Хабберту [Rubeu, Hubbert, 1959]).

симости от глубины взятия образца эти данные со значениями пористости песка на различных глубинах (рис. 2-4).

Неодинаковое поведение пород в процессе уплотнения объясняет появление ряда структурных элементов, связанных именно с этим процессом. Линзы песчаников, конкреции и неправильные обломки литифицированных пород, встречающиеся в глинах в качестве включений, уплотняются в меньшей степени, чем сами глины. Таким образом, при уплотнении поверхность глинистых слоев над песчаными или скальными включениями искривляется, образуя сводовые структуры. Аналогичные образования встречаются в туфовых отложениях, уплотняющихся сильнее, чем такие захороненные в них объекты, как лавовые потоки.

Ряд структурных элементов в углях обязан своим происхождением сжатию и уплотнению, сопровождаемым превращением торфа в уголь. Вычислено, что толщина торфяного пласта, требуемая для получения пласта угля мощностью 1 м, находится в пределах от 10 до 30 м. Поскольку торф образуется в болотах, угольные залежи часто содержат в качестве включений русловые песчаные наносы или отложения окружающей болото равнины. Сохранению торфа способствуют условия долговременного медленного погружения дна. Сопровождаясь накоплением песчаных отложений, кратковременные перерывы в ходе погружения дна болота создавали условия для расщепления угольных пластов (рис. 2-7). Дифференциальное уплотнение, протекавшее параллельно с превращением торфа в уголь, создало такие структурные элементы, как рыбы хвосты, когда отдельный мощный угольный пласт расщепляется на целый ряд сравнительно тонких боковых ответвлений.

Знаменитый угольный пласт Тен Ярд в Англии из отдельного пласта мощностью 10 м переходит по простиранию в 12 тонких слоев угля, перемежающихся с песчаниками и глинистыми сланцами, образуя 150-метровую толщу на протяжении 8 км. Исходная мощность торфа, требуемая для превращения его в 10-метровый угольный пласт, была приблизительно

частиц и характера размещения этих агрегатов. Пористость некоторых глин доходит до 60—80%. В процессе уплотнения вода вытесняется прежде всего из пространства между сгустками. Пленка воды обволакивает каждый коллоидный сгусток в глине, и по мере уменьшения толщины этой пленки замедляется процесс обезвоживания. На рис. 2-6 показаны наблюдавшиеся изменения пористости богатых глинистой фракцией осадочных пород из прибрежных районов Мексиканского залива, Венесуэлы и Оклахомы в зависимости от глубины взятия образца.

Предлагается сравнить пористость песка на различных глубинах

равной общей мощности торфа, песка и глины в краевой зоне того болота, где происходило торфообразование.

Складки утонения. К созданным в результате уплотнения складкам применяется термин складка утонения. В областях погребенного рельефа накопление осадков на склонах холмов происходит, вообще говоря, еще до того как эти холмы погружаются в море. На положительных формах рельефа осадков накапливалось меньше, чем в долинах, пока не сглаживались все неровности. Итак, можно говорить об утонении пластов в направлении положительных форм рельефа. Если уплотнение происходит со скоростью, сравнимой с режимом седиментации, то пласты в долинах должны наклоняться в направлении от холма к долине в силу указанных выше колебаний мощности еще до захоронения холмов под толщей морских отложений.

Допустим, что захоронение холма происходит почти до полной нивелировки поверхности отложений. Степень уплотнения является функцией типа отложений и мощности уплотняющейся толщи. Поскольку последняя переменная больше на низких участках рельефа, степень уплотнения на них тоже больше, чем на древних холмах. Отсюда ясен механизм смятия отложений, перекрывающих холмы. Если холм симметричен, то и складки на нем, созданные уплотнением, получают симметричную форму, причем биссектриса поперечного сечения холма одновременно является и биссектрисой поперечного сечения складок. Если же холм асимметричен, то асимметричны и вызванные уплотнением складки, однако прямая, соединяющая своды складок, в этом случае не совпадает с биссектрисой угла, образованного противоположными склонами холма, и стремится к вертикали. По мере роста серии пластов кровля каждого последующего пласта смещается в направлении понижения склона подобно сериям на поднятиях [Nevin, Sherrill, 1929].

Структурные проявления порового давления. Проницаемость глинистых сланцев и глин, вообще говоря, довольно мала; труден поэтому отток воды из глинистого горизонта большой мощности. Песчаный горизонт может служить промежуточным коллектором, из которого жидкая фаза уходит по контакту вода—осадок. Вода может удерживаться как внутри глинистых осадков, так и в поровом пространстве песчаного горизонта, если оттоку из него препятствует водонепроницаемая крышка. В любом случае на погребенную воду действует давление, отвечающее весу вышележащей смеси воды с осадком. В поровом пространстве водонасы-

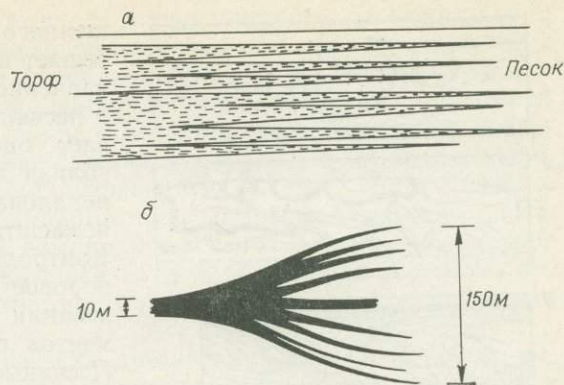


Рис. 2-7. Поперечный разрез расщепившегося угольного пласта.

а — взаимное клинообразное переслаивание песка и торфа — первоначальная картина отложений, сформированных у края болота; *б* — текстура рыбьего хвоста — результат дифференциального уплотнения отложений, подобных изображенным выше.

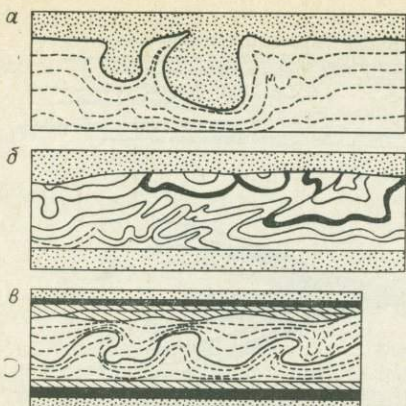


Рис. 2-8. Схемы отдельных типов деформации в рыхлых породах.

a — отпечатки нагрузки, развитые под действием пластической деформации, связанной с более поздней, постгенетической, нагрузкой; *б* — структуры оползания, образованные горизонтальным смещением слоев после осадкообразования; *в* — конволютная слоистость, формирующаяся во время накопления пласта, не связанная с горизонтальными подвижками.

В качестве контролирурующих постседиментационное структурообразование, происходившее до консолидации осадков, следующие факторы являются наиболее важными: гидропластичность глинистых и илистых слоев, действие порового давления, давление покрывки и первичное падение плоскостей напластования.

Конволютная слоистость (рис. 2-8) — термин, предложенный Кюненом [Кюнен, 1953] для своеобразно деформированных наслоений, которым свойственно следующее.

1. Смятие слоев в складки с интенсивностью, возрастающей к кровле пласта, а затем постепенно затухающей, так что верхний слой того же пласта снова становится плоским.

2. Слои не разорваны. Плоскости наслоения прослеживаются на протяжении большого числа ундуляций, образуя округлые своды.

3. Одноактно нарушается только один пласт, но разрыв прослеживается на большие расстояния во всех направлениях внутри пласта.

4. Пласт, нарушенный внутри, не проявляет никаких внешних изменений мощности.

5. В обеих плоскостях — параллельной первичному уклону и перпендикулярной к нему — амплитуда изгиба примерно одинакова.

В пределах одного пласта под конволютными слоями находятся и ненарушенные, а ундуляции сглаживаются еще до конца накопления осадков данного пласта. Отсюда следует, что рассматриваемая деформация закладывается в процессе седиментации. Кюнен делает вывод, что конволютные слои формируются мутьевыми потоками, и весь процесс занимает не более нескольких часов, а может быть, даже меньше.

ценного песчаного горизонта давление бывает иногда очень высоким. Поровое давление снижает внутреннее трение в песчаном горизонте и не только вызывает оползни, если тот расположен вблизи дневной поверхности, но играет немаловажную роль и в механизме крупномасштабных сбросовых нарушений. Контролирующим фактором высокое поровое давление служит также в образовании целого ряда структурных элементов рыхлых и полурыхлых пород. Песчаные дайки, известные также под названием кластических, наблюдаются в углях и других отложениях как результат вдавливания водонасыщенных песков в зияющие трещины. Соскальзыванию и оползанию слоистых толщ в область бассейна несомненно в какой-то мере благоприятствует участие горизонтов с высоким поровым давлением.

Конволютная слоистость, структуры оползания и отпечатки нагрузки.

Не все геологи, изучавшие конволютную слоистость, согласны с этим выводом. Для объяснения рассматриваемого явления привлекаются иные механизмы: 1) гравитационное течение пластичного вещества, 2) диапиризм, 3) пластическая деформация знаков ряби в сочетании с действием внешней нагрузки, 4) соскальзывание отложений, перекрывающих конволютный пласт, что вызывает в нем сколовые деформации, 5) перемещение подвижных песков, 6) деформация отложений с большими силами сцепления как реакция на сколовые напряжения, вызванные высокоскоростными течениями, 7) межслоевое ламинарное течение и 8) локализованное вязкое течение в комплексе с внешней нагрузкой. Вполне вероятно, что образование конволютной слоистости не во всех случаях следует какому-то одному из этих механизмов.

Отпечатки нагрузки и отпечатки течения представляют собой выступы грубообломочных отложений, втиснутые в форме вздутий, мешков или лукович в подстилающий их горизонт (например, глин), который ведет себя как гидропластическое тело. Формируясь в условиях неравномерного уплотнения и усадки неконсолидированных отложений, часто вследствие первично неодинаковой мощности последних, рассматриваемые структурные элементы являются надежными указателями подошвы и кровли пластов. Отпечатки нагрузки определенно вызываются уплотнением, морфологически и генетически отличаясь от другого типа подошвен-

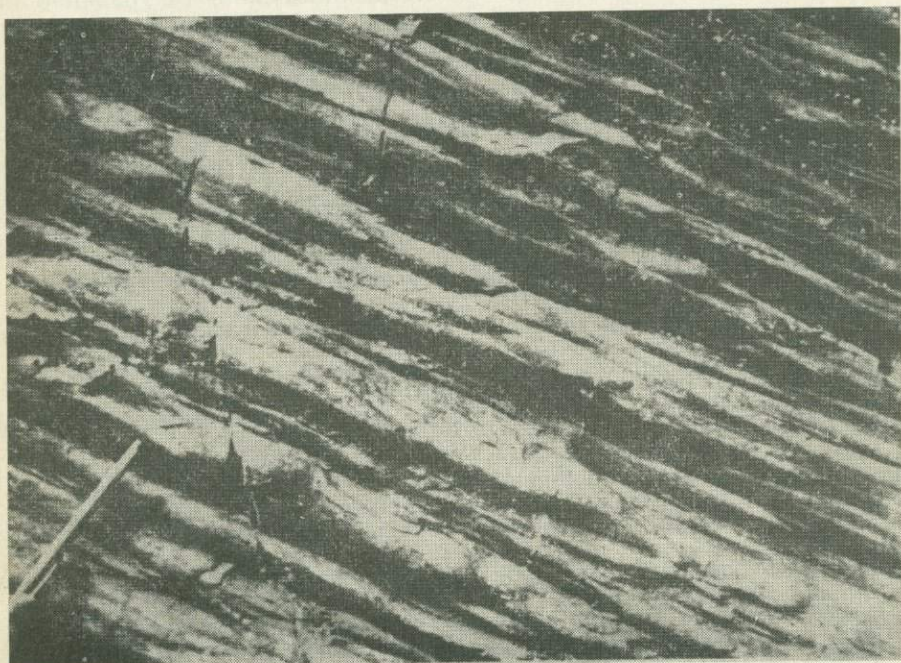


Рис. 2-9. Фотография отпечатков рытвин. Шариковая ручка дает представление о масштабе (по Маркосу [Marcos, 1973]).

ных знаков, отпечатков течения — продолговатых, субконических выступов, расположенных рядами; они испещряют подошвенную сторону пластов песчаников или алевролитов, отложившихся в депрессиях ковшевой или лопастной формы, и являются результатом эрозионной деятельности или коробления мягких отложений скальными обломками (рис. 2-9).

Различие между отпечатками нагрузки и конволютной слоистостью заключается в том, что последняя ограничена подошвой и кровлей пластичного слоя, тогда как отпечатки нагрузки развиваются на границе двух слоев с различными механическими свойствами.

Кюнен [Киепен, 1953] приводит следующие признаки и явления, сопровождающие структуры оползания: «Залегание между ненарушенными горизонтами; разрывы у верхнего конца структуры (обособленные, редко сохраняющиеся в обнажениях или замаскированные) и умножение или утолщение слоев на ее нижнем конце; срезание верхней части сводов антиклиналей с затуханием вниз по крыльям, реже — вверх по уклону; скатывание шаров из песчаных и глинистых пород, окруженных более пластичным материалом (глиной или известковым илом); зеркала скольжения; сбросы; общая неоднородность структуры, часто столь же резкая в плоскости, перпендикулярной к уклону, как и в параллельной ему; внутренние разрывы плоскостей наложения; брекчированные массы, резкие изменения мощности пластов; вовлечение в движение соседних пластов; неровные поверхности, местами сглаженные слоями с градационным сложением, а местами — тонкослоистыми заполнителями; сдваивание слоев — кровля к кровле».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Allen, J. R. L., Asymmetrical ripple marks and the origin of water laid cosets of cross strata. Liverpool Manchester Geol. Jour., 1963a, v. 3, p. 187—236.
- Allen, J. R. L., The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. Sedimentology, 1963b, v. 2, p. 93—114.
- Brace, W. F., Review of Coulomb—Navier fracture criterion. In: Rock mechanics seminar, 1967, v. 1.
- Bradley, W. H., The varves and climate of the Green River formation. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 158, 1965, p. 87—110.
- Brush, L. M., Jr., Sediment sorting in alluvial channels. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., 1965, No. 12, p. 25—34.
- Cloos, Ernst, Microtectonics along the western edge of the Blue Ridge, Maryland and Virginia. Johns Hopkins University Studies in geology, 1971, No. 20.
- Cook, P. J., Illamurta diapiric complex and its position on an important central Australian structural zone. Amer. Petroleum Geologists Bull., 1971, v. 55, No. 1, p. 64—79.
- Crowell, J. C., and others, Deep-water sedimentary structures Pliocene Pico formation Santa Paula Creek, Ventura Basin, California, California Div. Mines and Geol. Spec. Rept 89, 1966.
- Davies, R., Concentration of mica by water flotation. Geol. Soc. America Bull., 1966, v. 77, p. 661—662.
- Frazier, D. E., and Osanik, A., Point-bar deposits, Old River Lockside, Louisiana. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 1961, v. 11, p. 121—138.
- Hedberg, H. D., Gravitational compaction of clays and shales. Am. Jour. Sci., 1936, v. 31, p. 241—287.
- Heezen, B. C., Ericson, D. B., and Ewing, Maurice, Turbidity currents and sediments in North America. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1952, v. 36, p. 489.

Kuenen, P. H., Classification and origin of submarine canyons. *K. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc.*, 1952, ser. b, v. 55, p. 464—473.

Kuenen, P. H., Significant features of graded bedding. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1953, v. 37, p. 1044—1066.

Kuenen, P. H., and *Migliorini, C. I.*, Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. geology*, 1950, v. 58, p. 91—127.

Lowry, W. D., and *Cooper, B. N.*, Penecontemporaneous downdip slumps structures in Middle Ordovician limestone, Harrisonburg, Va. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1970, v. 54/10 (pt. 1), 1970, p. 1938 ff.

McKee, E. D., and *Goldberg, M.*, Experiments on formation of contorted structures in mud. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, No. 2, p. 231—244.

Marcos, Alberto, Las series del Paleozoico inferior y la estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NW de Espana). *Trabajos de Geologia*, 1973, No. 6.

Maxwell, J. C., Experiments on compaction and cementation of sand. *Geol. Soc. America Mem.* 79, 1960, p. 105—132.

Middleton, G. V., ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub.*, 1965, No. 12.

Moore, D. G., and *Scruton, P. C.*, Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments (Gulf of Mexico). *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1957, v. 41, p. 2723—2751.

Nevin, C. M., and *Sherill, R. E.*, Studies in differential compactes. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1929, v. 13, p. 1—22.

Pettijohn, F. L., and *Potter, P. E.*, Atlas and glossary of primary sedimentary structures. New York, Springer-Verlag, 1964.

Powers, Sidney, Reflected buried hills and their importance in petroleum geology. *Econ. Geology*, 1922, v. 17, p. 233—259.

Powers, Sidney, Structural Geology of north-eastern Oklahoma. *Jour. Geology*, 1931, v. 39, p. 117—132.

Raistrick, Arthur, and *Marshall, C. E.*, The nature and origin of coal and coal seams. London, English Universities Press, 1939.

Rubey, W. W., and *Hubbert, M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 167—206.

Sanders, J. E., Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub.*, 1965, No. 12, p. 192—219.

Shrock, R. R., Sequence in layered rocks. New York, McGraw-Hill, 1948.

Von Herzen, R. P., *Hoskins, H.*, and *Van Andel, T. H.*, Geophysical studies in the Angola diapir field. *Geol. Soc. America Bull.*, 1972, v. 83, No. 7, p. 1901 ff.

ПОНЯТИЯ НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Структурная геология уделяет много внимания вопросу о происхождении деформаций в породах как физических телах. Изменения внутренней структуры пород и первичной формы геологических тел свидетельствуют о деформации, испытанной ими обычно не без участия поступательных или вращательных или и тех и других движений в деформируемом материале. Установление механизмов деформации горных пород с одновременной расшифровкой этих механизмов в связи с напряжениями, действующими в литосфере Земли, составляют предмет динамической структурной геологии.

Представление о напряжении

Понятие напряжения по сравнению с понятием силы, пожалуй, менее знакомо многим из нас. Порода находится в состоянии напряжения, когда к ней приложена сила. Силы подразделяются на два главных типа: одни из них действуют, подобно гравитации, во всем пространстве земной коры (внутренние силы), другие — только на поверхности, сближая отдельные части среды, заставляя их влиять друг на друга (внешние силы). Сила является векторной величиной (рис. 3-1), т. е. определяется двумя параметрами: своим скалярным значением и направлением. Вектор в отличие от скалярных величин описывается с помощью независимых систем отсчета, составляющих систему координат. Сила как таковая приложена к точке. Однако в теле Земли она действует на некоторую площадь или объем, вызывая напряжения и деформации, являющиеся уже трехмерными физическими величинами, которые носят название тензоров. Тензоры значительно сложнее векторов, и для их количественного описания требуется либо шесть, либо девять параметров. Для полного описания напряжения в каком-либо теле должны быть известны напряжения в каждой его точке, однако вопрос значительно упрощается, если допустить, что напряжение однородно, т. е. его скалярные значения и направления соответственно равны во всех точках тела. Это допущение осмысленно для некоторых геологических ситуаций, в особенности когда дело касается малых объемов, но далеко не всегда приемлемо при рассмотрении образования структурных элементов.

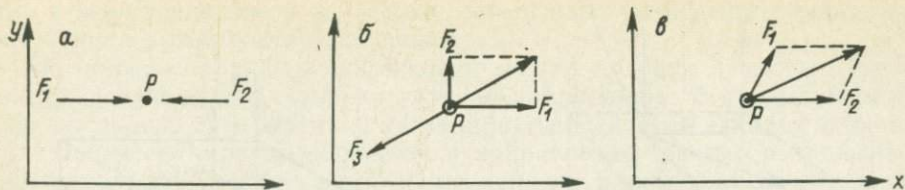


Рис. 3-1. Векторное представление сил, действующих на точку.

a — две равные противоположно направленные силы действуют на точку *P*, неподвижную и сжимаемую; *b* — три силы действуют на точку *P*, которая остается неподвижной; равнодействующая сил F_1 и F_2 равна и противоположна по направлению силе F_3 ; точка находится в состоянии растяжения; *в* — силы F_1 и F_2 действуют на точку *P* с тем же эффектом, что и их равнодействующая.

Разницу между понятиями силы и напряжения можно наглядно показать на примере физических условий в точке, расположенной где-нибудь в недрах Земли и способной испытывать одно лишь гравитационное силовое действие. Такое силовое действие направлено к центру Земли, причем его чистое, равнодействующее значение является функцией глубины. Условия напряжения, имеющие трехмерную природу, следует привязывать к некоторому геологическому объему, для чего обычно пользуются кубом малого размера, мысленно вырезанным в породе.

Понятие напряженного состояния во внутренней точке физического тела подразумевает существование двух составляющих напряжения — нормальной и горизонтальной, которые лежат в плоскостях, проходящих через эту точку и ориентированных всеми возможными способами. Обычно же на практике рассматривают напряжения в плоскостях с некоторой частной ориентацией и привязывают их к прямоугольной системе координат.

Чтобы проанализировать напряжения в данной точке, определяют их условия на каждой грани элементарного куба, отнесенного к этой точке. Он выбирается настолько малым, чтобы условия во всех точках каждой грани были одинаковы. Сила F взаимодействия между гранью куба и окружающей породой приложена равномерно ко всей рассматриваемой грани; эту силу, приходящуюся на единицу площади, можно разложить на две составляющие: перпендикулярную к поверхности, обозначаемую σ и называемую нормальным напряжением, и другую — обозначаемую τ , которая действует в плоскости грани и называется горизонтальным, или тангенциальным, или сколовым напряжением. Относительная роль этих составляющих зависит от угла между приложенной силой и плоскостью грани.*

* Для обозначения направлений действия отдельных составляющих напряжения необходимо принять определенную систему символов.

1. Составляющие напряжения, действующие перпендикулярно к граням куба, обозначаются σ_x , σ_y и σ_z , причем σ_x параллельна x и т. д.

2. Составляющие напряжения, действующие параллельно граням, индексируются двумя латинскими буквами. Первый индекс отвечает направлению (оси) координат, перпендикулярному к плоскости, в которой лежит тангенциальное напряжение. Второй индекс показывает, какая ось координат параллельна данной составляющей напряжения (например, τ_{xy} обозначает тангенциальное напряжение, действующее в плоскости, перпендикулярной к оси x и направленной по оси y).

3. Перпендикуляры к граням куба, направленные вовне и внутрь, различаются знаками $+$ и $-$ в зависимости от принятой системы осей. Положительные нормальные составляющие могут быть растягивающими, а отрицательные — сжимающими.

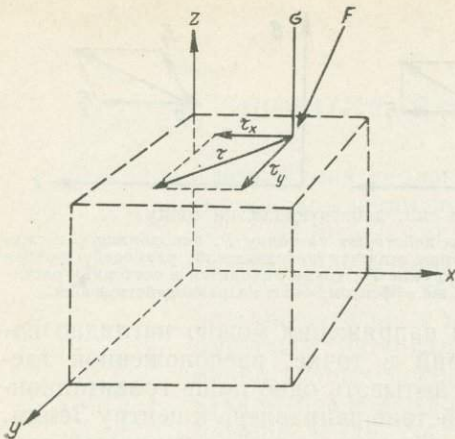


Рис. 3-2. Разложение силы F на нормальную σ и тангенциальную τ (сколовую) составляющие. Последняя разложена на компоненты, параллельные осям координат.

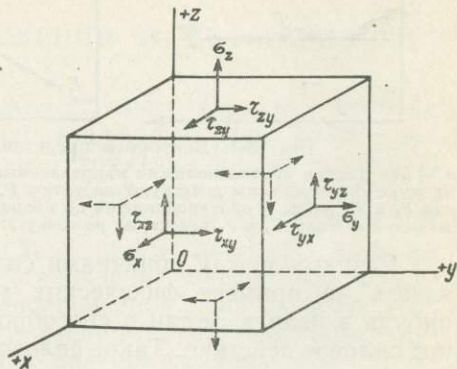


Рис. 3-3. Напряжения на гранях элементарного куба в состоянии равновесия.

В свою очередь тангенциальное напряжение разлагается на две составляющие, ориентированные параллельно выбранной системе осей (рис. 3-2). Итак, мы описываем напряжение в данной плоскости с помощью одной нормальной составляющей и двух сколовых, каждая из которых действует параллельно осям координат. Рассматривая общее напряжение некоторой точки внутри физического тела, следует учитывать его действие на каждую грань элементарного куба. Для удобства куб ориентируется так, чтобы его ребра направлялись по осям координат. Силу, приходящуюся на единицу площади каждой грани куба, можно разложить на три составляющие (параллельные осям координат), какова бы ни была ее ориентация в пространстве. Мы видим, что на все шесть граней куба действует в общей сложности 18 составляющих (рис. 3-3). Однако несколько составляющих напряжения должны быть равными, если куб находится в состоянии равновесия, т. е. если куб не движется ни поступательно, ни вращательно. Когда вращения не происходит, те составляющие, которые могли бы куб повернуть, должны равняться нулю или взаимно уравновешиваться. Рассмотрим, например, вращение вокруг оси z . Его могут вызвать тангенциальные напряжения τ_{xy} и τ_{yx} . При равновесии они оба обращаются в нуль либо принимают равные значения, поскольку направление вращения у них противоположно. Аналогично $\tau_{yz} = \tau_{zy}$ и $\tau_{xz} = \tau_{zx}$. Таким образом, только шесть из девяти составляющих напряжения являются независимыми величинами, и напряженное состояние в точке можно выражать через эти шесть составляющих.

Понятие главных напряжений. Все имевшее дело с векторами знакомило с нахождением из нескольких векторных величин одного равнодействующего вектора. В случае силовых векторов нескольких различных, разнонаправленных сил, действующих в данной точке, производят на

тело в этой точке такой же эффект, как и одна равнодействующая сила, полученная путем векторного сложения.

К понятию главных напряжений можно подойти аналогично тому, как это делается при изучении условий напряжения. В предыдущем разделе мы видели, что действие силы, приходящейся на единицу площади, с заданным скалярным значением и направлением можно разложить на тангенциальные и нормальные напряжения в плоскостях материального куба, ребра которого параллельны осям выбранной нами прямоугольной системы координат. Аналогичным способом можно разложить любое число действующих на куб разнонаправленных сил, а затем сложить все однонаправленные составляющие, получив таким образом ряд равнодействующих компонентов напряжения на каждой из граней куба.

Мы можем определить (прил. А) скалярное значение и направление тангенциального и нормального напряжений в любой плоскости, произвольно ориентированной в эталонном кубе с 6 составляющими напряжения. Самым значительным результатом анализа характера изменений тангенциального и нормального напряжений в зависимости от ориентации выбранной плоскости несомненно является открытие того факта, что всегда можно найти три взаимно перпендикулярные плоскости, где тангенциальные напряжения обращаются в нуль, и описывать состояние напряжения в этих плоскостях исключительно через нормальные к ним напряжения. Такие три нормальные напряжения известны под названием главных, а направления их действия называются главными направлениями напряжения. Все три главных напряжения могут быть равными, что отвечает состоянию гидростатического напряжения; одно из них может быть больше двух других; и наконец, в том случае, когда все три не равны друг другу, их называют наибольшим, средним и наименьшим главными напряжениями.

Трудности, которые могут возникнуть при попытке представить себе условия напряжения, в значительной мере устраняются введением понятия главных напряжений. Сколь бы ни были сложны приложенные напряжения, их всегда можно разложить на три взаимно перпендикулярных нормальных напряжения, и если известны значения приложенных напряжений, то можно определить значения и направления всех главных напряжений. Конечно, главные напряжения могут быть получены экспериментальным путем или постулированы в теоретических работах. Например, порода помещается под пресс и сжимается. Направлением максимального главного напряжения в данном случае будет ось прессы. Итак, если известны главные напряжения, мы можем определить и значения тангенциальных и нормальных напряжений в любой другой плоскости сечения нашего объекта с помощью формул или круга Мора, описанного в одном из следующих разделов.

Напряжения в теле Земли. В теле Земли повсеместно существуют напряжения. Они возникают в результате природных явлений во всем их многообразии. В первую очередь обращают на себя внимание напряжения, вызванные гравитационным полем Земли. Сила тяжести создает напряжения, подобные гидростатическому давлению в жидкостях, к чему мы еще вернемся в этой главе. На них накладываются другие поля напря-

жений, являющиеся результатом физических изменений в недрах Земли. Точно раскрыть характер этих внутренних процессов еще не всегда удается, но часто указывают на изменение объема вещества мантии вследствие как фазовых переходов, так и переходов из одного физического состояния в другое. Вполне вероятны также изостатические движения, обусловленные снятием нагрузки на поверхности Земли. Особое значение придается идее о том, что вещество мантии перетекает из одного места в другое благодаря разности внутренних температур, вызывающей конвекцию. Каковы бы ни были тому причины внутренние, но внешние явления весьма убедительно свидетельствуют, на наш взгляд, о движении континентов в настоящем и прошлом Земли. Чтобы сдвинуть с места континент, требуется, очевидно, огромная сила, и с перемещением континентов должны быть связаны очень важные поля напряжений. Видимо, значительно и участие этих напряжений в создании вторичных структур на переднем крае континентальной плиты, где следует ожидать сжатия, а также на заднем и боковых краях, где вероятны растяжения и сколы.

Где-то, по-видимому еще глубже, заложен основной источник напряжений в литосфере, но при последовательной передаче своего действия первичные источники изменяются как по значению, так и по направлению. В пределах литосферы напряжения варьируют от точки к точке. Местами они однородны в значительном объеме вещества, а иногда очень быстро меняются, как это можно наблюдать в поперечном разрезе складки в начале ее заложения. Изучение напряжений в теле Земли преследует две главные цели: расшифровать местные условия напряжений, вызывающие наблюдаемые в обнажениях структурные элементы малого и среднего размера, и осветить более крупные, региональные и глобальные, поля напряжений, связанные с орогеническими поясами как таковыми.

Представление напряжения, предложенное Мором. В 1882 г. немецкий инженер Отто Мор предложил один из наиболее важных методов по представлению состояния плоского напряжения. Мор использовал круг, начерченный в двуслойной системе координат, где абсциссой служит нормальное напряжение σ , а ординатой — тангенциальное напряжение τ (рис. 3-4). Значения нормального и тангенциального напряжений, действующих в плоскости, расположенной под углом α к направлению наименьшего напряжения, непосредственно считываются с этого чертежа при условии, что известны два главных напряжения — максимальное и минимальное. Значения искоемых напряжений в произвольной плоскости выражаются через

$$(\sigma_1 + \sigma_3)/2, (\sigma_1 - \sigma_3)/2 \text{ и } 2\alpha.$$

Если абсциссу, отвечающую первому из этих выражений, принять за начало радиуса-вектора, образующего угол 2α с положительным направлением абсциссы, а второе из указанных выражений принять за длину этого радиуса-вектора, то координаты его конца будут удовлетворять уравнению для значений нормального и тангенциального напряжений в плоскости, расположенной под углом α к направлению наименьшего напряжения при любом α . При переменном α радиус-вектор описывает окружность — геометрическое место точек всех значений нормаль-

ного и тангенциального напряжений для всех ориентаций заданной плоскости.

Отсчеты с круга Мора снимаются легко. Расположим нашу плоскость перпендикулярно к направлению максимального главного напряжения ($\alpha = 0^\circ$); нормальное напряжение в такой плоскости совпадает с максимальным главным напряжением, а тангенциальное обращается в нуль. Если же заданная плоскость перпендикулярна к наименьшему главному напряжению ($\alpha = \pm 90^\circ$), то нормальное напряжение в такой позиции равняется наименьшему главному, а тангенциальное — нулю; однако для всех других ориентаций оба напряжения значимы. Максимальное тангенциальное напряжение определяется равенством $\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$. Такие условия создаются при двух ориентациях заданной плоскости, когда $2\alpha = 90$ и 270° ($\alpha = 45$ и 135°). Получающиеся таким образом напряжения равны по значению, но противоположного знака.

Чтобы найти главные напряжения, если в нескольких плоскостях известны составляющие σ и τ , достаточно нанести эти точки на график и построить по ним круг Мора так, чтобы его окружность через них проходила, и тогда σ_1 и σ_3 элементарно считываются с графика.

Определение наложенных напряжений с помощью круга Мора. Напряжение не относится к векторным величинам; поэтому два напряжения, наложенные одно на другое в некоторой точке, нельзя складывать по правилу векторного сложения. Тем не менее существует способ сложения составляющих напряжений, действующих в одной и той же плоскости; для определения эффекта наложения двух напряженных состояний удобно пользоваться кругом Мора, с помощью которого, как показано на рис. 3-5, можно находить составляющие напряжения в любой заданной плоскости.

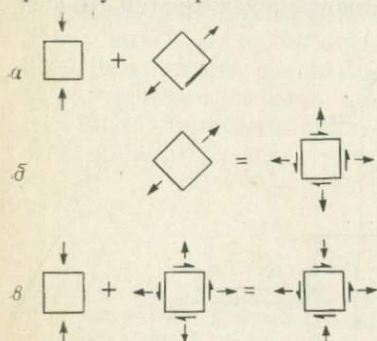


Рис. 3-5. Схема, показывающая, как два состояния напряжения можно суммировать, приведя их к единой системе координат с помощью круга Мора (по Брейсу [Brace, 1968]).

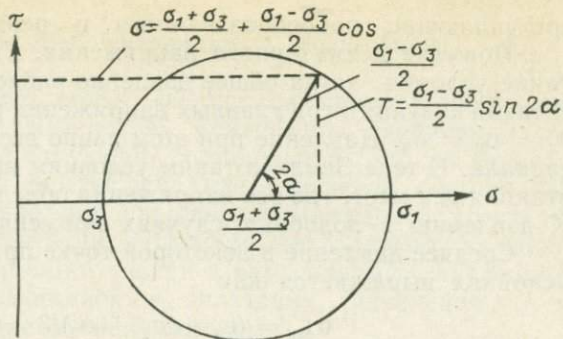


Рис. 3-4. Круг Мора, отражающий изменения тангенциального и нормального напряжений в плоскости, расположенной под углом α к направлению наименьшего главного напряжения.

На рис. 3-5, а объединяются два напряженных состояния, но непосредственно сложить их нельзя, поскольку второе напряжение имеет иное направление, чем первое. Для решения задачи выразим, используя круг Мора, вторые условия напряжения через его составляющие в квадрате, ориентированном параллельно осям координат первого условия (рис. 3-5, б), и тогда мы получим право сложить

составляющие новообразованного и первого квадратов (рис. 3-5, в).

Понятие девиаторного напряжения. Гидростатическими называются такие условия, когда общее давление равномерно возрастает с глубиной. В такой ситуации три главных напряжения равны в любой заданной точке: $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. Давление при этом равно весу колонны вышележащего материала. В теле Земли к таким условиям приближаются естественные состояния тех мест, где все напряжения обусловлены только силой тяжести. К давлению в подобных случаях применяется термин литостатическое.

Среднее давление в некоторой точке при идеальных гидростатических условиях выражается как

$$\sigma_{\text{ср}} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = 3\sigma_1/3 = \sigma_1.$$

Когда условия напряжения не являются гидростатическими, но содержат гидростатическую компоненту, среднее напряжение

$$\sigma_{\text{ср}} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3.$$

Значение этих замечаний заключается в том, что равномерное всестороннее (общее) давление нельзя считать причиной пластических деформаций кристаллических веществ и, в частности, горных пород, если только они не обладают высокой пористостью. После сокращения порового пространства общее давление практически уже не вызывает деформаций. Заметим, что общее давление влияет на механическую реакцию горных пород, но по самой своей природе не действует дифференциально, что только и могло бы вызвать деформацию. По этим соображениям часто применяют вычитание из общего состояния напряжений его гидростатической части (рис. 3-6). Остаток называется девиаторным напряжением.

Поскольку условие гидростатического состояния не зависит от тангенциальной составляющей, действие гидростатического или всестороннего напряжения легко устраняется вычитанием последнего из нормальной составляющей. В том случае, когда состояние напряжения не вполне гидростатично, за его гидростатическую компоненту принимается среднее напряжение.

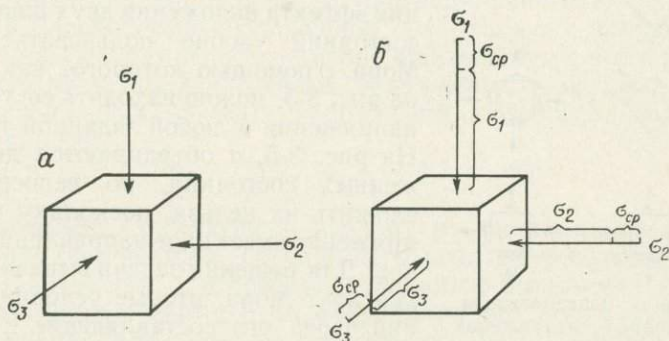


Рис. 3-6. Гидростатические условия напряжения, когда $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_{\text{ср}}$ (а) и условия напряжения, отвечающие разделению главных напряжений на средние и девиаторные (б).

Понятия, связанные с деформацией

Материалы реагируют на приложенные силы тройко: изменением местоположения, изменением ориентации, изменением размера или формы, — и все эти нарушения составляют то, что мы называем общей деформацией. В своем простейшем виде изменение местоположения — это чистое перемещение без нарушений внутренней структуры материала. Изменение ориентации подразумевает элемент вращения материала. Третий тип деформации связан с внутренними изменениями в физическом теле, заключающимися в дилатации (изменении объема и размера) или дисторсии (искажении формы)¹.

Земля открывает нашему взору самые разномасштабные нарушения, следовательно, и методы установления отдельных нарушений или общей деформации должны соответствовать масштабу явления. Усилия полевых геологов, направленные на точную документацию складок и разрывных нарушений в осадочной толще, некогда залегавшей горизонтально, способствуют созданию основы для измерения деформации крупной тектонической структуры, тогда как анализ искривленных зерен в петрографических шлифах с наименьшим успехом может служить расшифровке точечной деформации.

Математическая теория деформации преимущественно имеет дело с однородными деформациями, в которых все ряды элементов, бывшие прямыми и параллельными до деформации, такими же остаются и после (рис. 3-7). Неоднородные деформации, в которых искривляются прямые ряды элементов, представить в математической форме крайне трудно. Ограничив область исследования достаточно малым объемом, большинство деформаций в горных породах можно рассматривать как однородные. Нетрудно затем перейти к описанию деформации крупного геологического тела, учтя деформации всех небольших участков и зная характер их изменения от точки к точке. Теория деформации придает поэтому особое значение анализу небольших участков пород. Деформации в горных породах конечны; их принято рассматривать как результат последовательного накопления большого числа малых приращений, называемых бесконечно малыми деформациями.

Ниже приводится классификация наиболее известных типов структурных элементов, присущих деформированным породам.

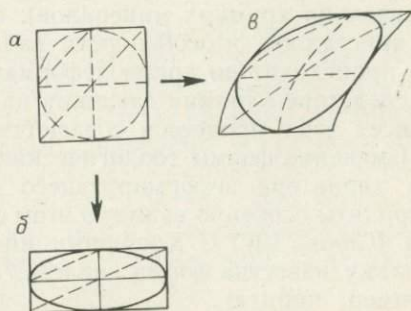


Рис. 3-7. Пример однородной деформации, при которой прямые остаются прямыми, и неоднородной, в процессе которой прямые линии искривляются. *a* — недеформированное тело, *b* — однородная деформация; *c* — неоднородная деформация.

Крупномасштабные

Складки — изгибы или изменения конфигурации первоначально ненарушенного маркирующего тела (в идеальном случае — с плоскими параллельными ограничениями), например пласта.

Разрывные нарушения (сбросы и пр.) — смещения горных пород по плоскостям или зонам (особенно четко прослеживаются, если в движение был вовлечен маркирующий горизонт).

Структуры течения твердых масс. Примерами служат тела, образующиеся в результате движения каменной соли или глины и внедряющиеся в другие породы в форме структур протыкания, называемых диапирами.

Мезоскопические

Трещины — плоскости, в которых порода теряет свои внутренние физические связи; раскалывание хрупких материалов — обычная причина их возникновения.

Кливаж и расслоение — близкие одна к другой субпараллельные плоскости, обусловленные плотной трещиноватостью или плоскопараллельным размещением минеральных зерен.

Брусчатоподобные структуры. Для них характерна карандашная форма (сложены, как правило, кварцем).

Бороздовые структуры — вытянуто-овальной (бревенчатой) формы (встречаются в некоторых складчатых толщах).

Будины — колбасообразные блоки, своим происхождением обязанные слоям, более податливым к разлинзованию, чем вмещающие их отложения.

Мезоскопические складки. Представлены самыми разнообразными типами.

Мезоскопические разрывные нарушения (сбросы и пр.).

Микроскопические

Сплюснутые и вытянутые минералы. Особенно распространены среди глинистых минералов. Сжатие и вытягивание зерен в перекристаллизованных породах бывает связано с синдеформационной перекристаллизацией.

Внутрикристаллические смещения.

Повороты зерен.

Двойникование кристаллов (особенно наглядное у кальцита и доломита).

Деформированные оолиты.

Деформированные окаменелости.

Кристаллы, скругленные вращением (широко известны округлые зерна граната и пирита).

Морфологические изменения пород при деформации обычно связаны с изменениями их внутренней структуры. Выявлено немало механических процессов, способствующих структурным изменениям. Среди них на передний план выступают: сжатие и вытягивание минералов, податливых к такого рода деформациям; дробление или грануляция хрупких минералов; повороты и перестановки зерен обломочных пород; микрорастрескивание и микрораскалывание зерен (особенно существенные в процессе сжатия сравнительно хрупких минералов); смещения и двойникования (в структуре кристаллов, в особенности кальцита); перекристаллизация, которая часто происходит во время деформации, наделяя породу новой структурой вследствие влияния давления на растворимость минералов. В результате всех этих процессов создаются характерные структуры.

Изменение формы геологических объектов — один из лучших указателей характера деформирующего процесса. Деформированные оолиты и сферолиты особенно важны в этом смысле ввиду их изначальной сферичности [Cloos, 1971]. Хорошими индикаторами являются окаменелости, поскольку известна форма скелета, а также деформированные кристаллы (например, пирита).

Поступательные перемещения. Поступательные перемещения определены только в тех случаях, когда известно первоначальное положение объекта. Чаще же оно от нас скрыто; тем не менее соответствующая реконструкция позволяет установить деформацию перемещения. Примером таких реконструкций может служить восстановление додрейфового положения континентов. Оба параметра — размер и скорость перемещения — вычисляются по палеомагнитным данным.

Оставив в стороне глобальные явления и обратившись к внедрению соляных штоков или других диапировых образований, материал которых поднялся из исходного положения на новый уровень, мы также имеем возможность оценить поступательную компоненту деформации. Основу для ее оценки можно получить и в случае будинажа, измерив расстояние между соседними будинами (рис. 12-14).

Все разрывные нарушения сопровождаются поступательными движениями. Если плоскость сброса несет маркирующее тело, досбросовое положение легко восстановить, и даже в случае очень крупных перемещений делают успешные попытки подобных реконструкций на основании сравнения мощности пластов и фациальных соотношений.

Деформации вращения. Многие типы деформаций обусловлены вращением в жестких условиях. Имеется немало разрывных нарушений, включающих элемент вращения, когда плоскости смещения образуют как бы раскрытые ножницы. Подобные вращения устанавливаются по повороту маркирующего тела, пересеченного плоскостью разлома. Вращения в жестких условиях составляют существенную компоненту общей деформации во многих складках, особенно в угловатых и уплощенных (рис. 11-10, 11-15), образование которых связано с поворотом крыльев вокруг шарнира.

В мире микроскопических явлений некоторые кристаллы четко запечатлели испытанные ими повороты; например, пирит (рис. 3-8), обычно встречающийся в форме кубиков в углисто-глинистых сланцах или известняках, явно иногда был повернут как жесткое тело во вмещающих его породах, что указывает на действие пары сил, затронувшее не только сам кристалл, но и его окружение. Вращения в жестких условиях часто сопровождаются радикальным изменением формы (дисторсией). В отдельных случаях их можно обнаружить по присутствию округлых зерен граната и по переориентации первичных структурных элементов осадочных пород, например по изменению направлений косоугольной слоистости (рис. 3-9).

Дилатация (существенное изменение объема). Поскольку первоначальные размеры геологических объектов варьируют в широком диапазоне, изменение их объемов регистрировать трудно. Даже в случае неравенства трех главных напряжений часть системы напряжений действует как бы гидростатически; таким образом, дилатации могут быть значительно распространеннее, чем это устанавливается на практике, в особенности при деформации нелигифицированных осадков. Что же касается крупных деформаций в метаморфических или литифицированных осадочных породах, представляется вероятным, что такие породы ведут себя, как почти несжимаемые материалы.

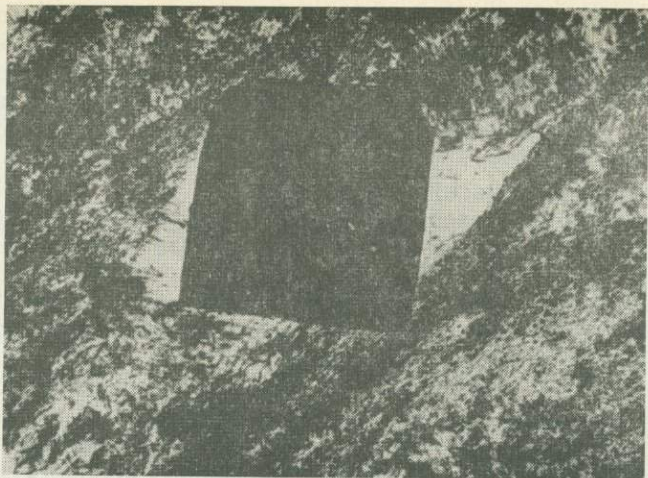


Рис. 3-8. Оторочка сжатия вокруг пирита, свидетельствующая о повороте кристалла против часовой стрелки относительно вмещающей породы.

Дисторсия (искажение формы). Изменения общей конфигурации деформированных геологических тел возникают в результате самого разного рода смещений. Их принято (для случая двумерных напряжений) классифицировать следующим образом (рис. 3-10).

1. Простое растяжение в одном направлении — деформация линейного растяжения (монокстенциальная).

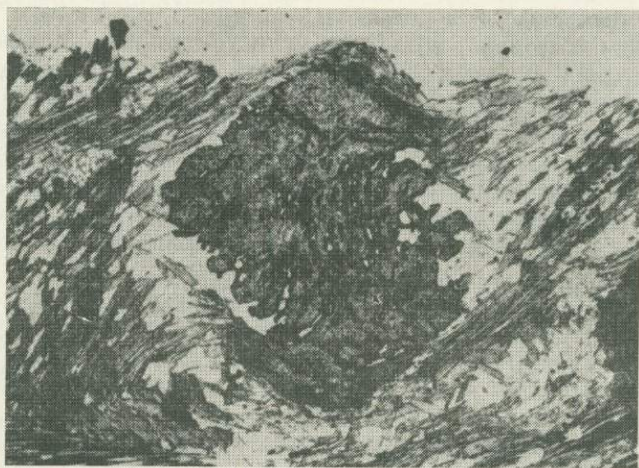


Рис. 3-9. Гранат в форме снежного кома, испытавший внутреннюю деформацию вследствие поворота кристалла против часовой стрелки (снимок любезно предоставил автору Аллан Спрай).

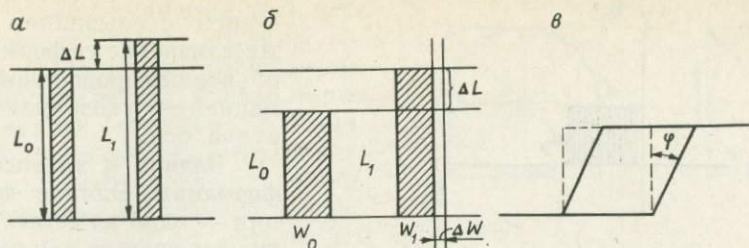


Рис. 3-10.

a — моноэксцентриальная деформация (равная отношению изменения длины к ее первоначальному значению); *б* — биексцентриальная деформация, коэффициент Пуассона — отношение поперечной деформации к продольной; *в* — деформация скола, измеряемая тангенсом угла φ .

2. Растяжение в двух взаимно перпендикулярных направлениях — деформация плоского растяжения (биексцентриальная), причем чистый скол — это особый случай, когда не происходит никаких пространственных изменений.

3. Простой скол.

4. Наложенные сколы и растяжения.

Продольные деформации — растяжение и сжатие. В случае простого линейного растяжения деформация e равна отношению приращения длины $L_1 - L_0$ к начальной длине L_0 :

$$e = (L_1 - L_0)/L_0 = \Delta L/L_0.$$

Вообще говоря, когда физическое тело растягивается в одном направлении, оно одновременно сжимается (растягивается с обратным знаком) — в другом, перпендикулярном к первому. Так, наряду с продольной деформацией возникает поперечная. Отношение этих деформаций $e_{\text{поп}}/e_{\text{пр}}$, получившее название коэффициента Пуассона, является одной из упругих постоянных.

Продольная деформация получается как от растяжения, так и от сжатия, и в обоих случаях одна из двух сил, направленных по одной прямой, противоположна другой по знаку. Деформация плоского растяжения возникает либо от сжатия материала в одном направлении, либо от растяжения его в направлениях, перпендикулярных к названному, либо от определенных сочетаний этих двух действий.

Простой скол. При простом скальвании силы действуют не по одной прямой, а так, чтобы одни части тела повернуть относительно других (рис. 3-11). Поворот на определенный угол — меру сколовой деформации — можно определить по изменению угла между двумя перпендикулярными в их начальном положении прямыми, как это показано на рис. 3-12.

Повернутые кристаллы пирита и граната — прекрасные примеры простого скола, в обоих случаях ясно свидетельствующие о существовании вращательной пары. Первоначально квадратная форма пирита в шлифах часто слегка отклоняется в сторону ромбической из-за поворота зерен, как это показывают тени, вызванные давлением. С другой стороны, брахиопода на рис. 3-13, хотя и может показаться деформированной под дей-

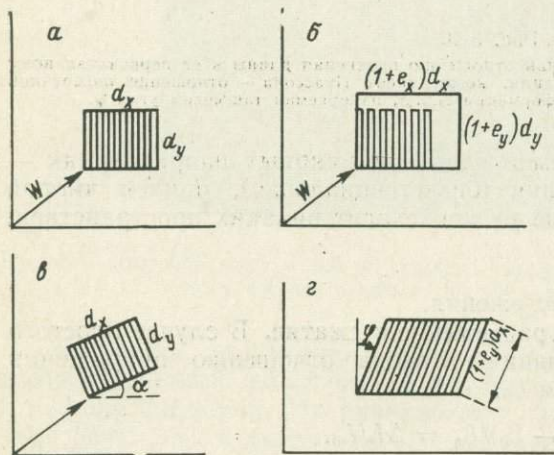
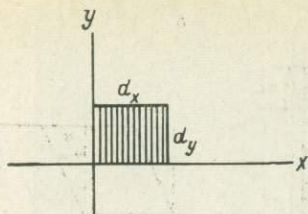


Рис. 3-11. Схематическое представление поступательных и вращательных движений в связи с деформациями растяжения и сдвига.

a — жесткое поступательное движение W (векторная величина); $б$ — то же + деформация от растяжения; $в$ — жесткое поступательное движение + жесткий поворот; $г$ — жесткое поступательное движение + деформация от растяжения + сколовая деформация $\gamma = \text{tg } \varphi$.

его внешнюю форму. Несмотря на идентичность внешней формы эллипса, кинематика в каждом из этих случаев существенно специфична. Возле ромба, получившегося под действием простого скола, изображена внешняя пара сил, но не вызывает сомнений, что движения внутри эллипса были связаны с процессом многочисленных смещений в рядах тонких пластинок. Следует обратить внимание на то, что из двух диагонально пересекающихся маркировочных линий только одна изменяет свое положение. Те же маркировочные линии в случае чистого скальвания дают иную картину. На вершины углов пара сил действует извне, но внешние ограничения квадрата испытывают вращательное действие изнутри. Аналогичным образом простой скол подобен ламинарному течению.

Эллипсоид деформации служит обычно для представления общего (преимущественно неупругого) изменения конфигурации деформированного тела, причем идеальную наглядность такому представлению дает преобразование сферических оолитов (рис. 3-14) в эллипсоиды или дефор-

ствием скальвания, однако же изменение ее формы легко объяснимо продольной деформацией по указанной на рисунке оси.

Эллипс и эллипсоид деформации. Эллипс деформации — одно из самых эффективных средств для описания однородного напряжения в точке. Математически можно показать, что точки первоначальной, дострессовой окружности превращаются в точки эллипса (в случае плоского напряжения), большая и малая оси которого соответствуют максимальной и минимальной продольным деформациям и называются главными осями деформации. На трехмерной модели сфера превращается в эллипсоид с тремя главными осями. Они параллельны осям эллипсоида напряжения, но по длине находятся с ними в обратном соотношении.

Как чистое скальвание, так и простой скол, правый или левый (рис. 3-12), могут придать эллипсу деформации

мация галек и окаменелостей, первоначальная форма которых известна. * Пользуясь эллипсоидом деформации, нельзя, однако, точно восстановить историю действия, способ приложения, продолжительность и направленность напряжений в деформированной породе, поскольку целый ряд различных систем приложения напряжений дает один и тот же вид деформации. Эллипсоид деформации ценен как ключ к расшифровке общей картины явления в связи с соотношением различных текстурных или структурных элементов деформированной породы.

Из предыдущего должно стать ясным, что при попытках логически вывести систему напряжений, ответственную за данную деформацию, приходится решать немало сложных вопросов. Редко удается получить их решение в общем виде. Однако в целом ряде конкретных ситуаций имеется возможность судить о первоначальной форме и позиции литологического тела, используя вытянутые оолиты, деформированные окаменелости, округленные зерна граната и нарушенные первичные структурные элементы. Различие, проводимое между чистым и простым сколом, открывает путь к пониманию способа деформации. Известный успех приносят также микроструктурные петрографические исследования, пока-

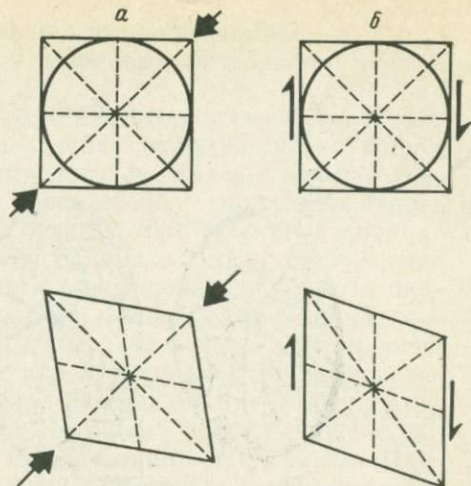


Рис. 3-12. Преобразование исходной фигуры при чистом скальвании (а) и простом (б).

* У Эллиота [Elliott, 1970] и Рэмсея [Ramsay, 1967] можно найти сведения об изменении конечных деформаций на материале оолитов.

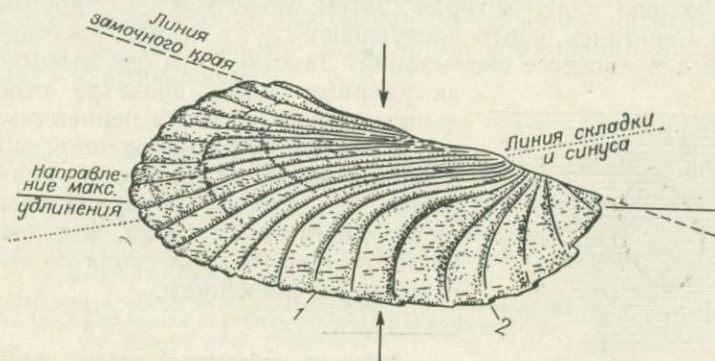


Рис. 3-13. Деформированная раковина брахиоподы. Синклиниорий Миддлбург, Вермонт (из диссертации Кросби, Колумбийский университет).

1 — элементы линейности; 2 — уплощение в плоскости рисунка.

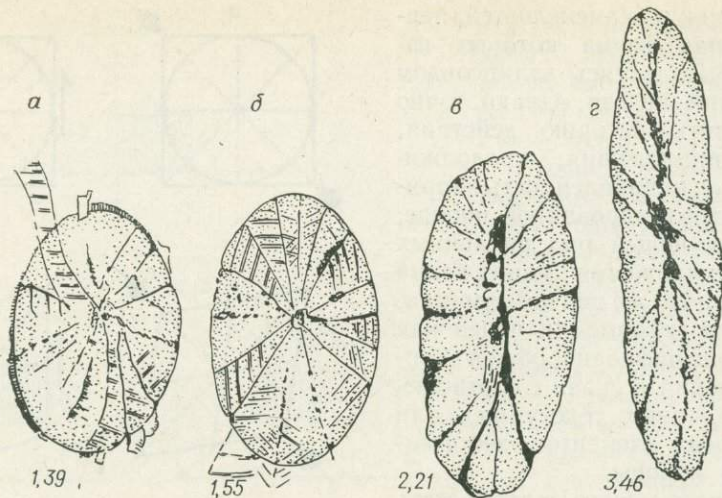


Рис. 3-14. Четыре сферолита с возрастающим отношением A/C .

Клинья кальцита с параллельным кливAGEM (б) повернуты на концах раковины, стали уже и длиннее (г), располагаясь параллельно направлению растягивания. В центральной части клинья стали шире и короче, располагаясь перпендикулярно к A и раздвигаясь по этой линии. В центре вытянутая зона заполнена обломками раковины (по Клоосу [Cloos, 1971]).

завшие, в частности, что плоскости внутрикристаллических смещений следуют в своей преимущественной ориентации главным направлениям напряжений. Итак, между образованием некоторого типа трещин и главными направлениями напряжений существует положительная корреляция.

Эллипсоид деформации очень удобен и как средство изучения последовательных морфологических изменений, сопровождающих развивающиеся напряжения, и при анализе наложений одного напряжения на другое.* Последовательные морфологические изменения при деформации, обусловленной простым сколом, моделируются с помощью круга, начерченного сбоку на колоде карт, которая затем подвергается простому сколу (рис. 3-15). Сдвигаясь, карты превращают круг в эллипс, постепенно сплюсывающийся в процессе скалывания. Заметим, что две взаимно перпендикулярные линии диаметра недеформированного круга остаются перпендикулярными и в конечной, деформированной фигуре и что они-то и являются главными осями напряжения. Их длина однонаправленно изменяется с увеличением скола. Это дает возможность определять угол скола по измеренным главным напряжениям.

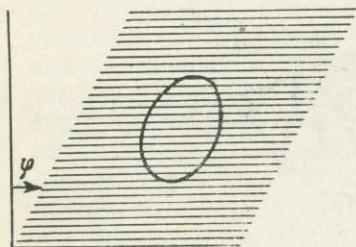


Рис. 3-15. Простой скол как результат бокового смещения поверхностей раздела.

* Весьма любопытный анализ проявлений простого скола делается с использованием картонных колод, как это показано, в частности, Рейганом [Ragan, 1973] и О'Дрисколлом [O'Driscoll, 1962, 1964].

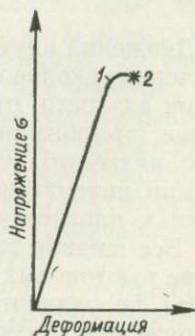
Соотношения между напряжением и деформацией у идеальных материалов

Соотношения между приложенными напряжениями и вызванной ими деформацией и характер изменения напряжений со временем — таковы факторы, через которые описывается реакция материалов, причем оба фактора рассматриваются в специально и тщательно оговоренных условиях температуры, давления, режима напряжения и продолжительности нагрузки. Большинство ранних концепций выросло на почве исследований в области физических наук и инженерных работ по сопротивлению материалов. Ближе к современности, когда стали возможными эксперименты при высоких температурах и давлениях, поле деятельности было расширено за счет изучения горных пород и производства долговременных экспериментов. В геологических построениях оценка фактора времени приобрела первостепенное значение. На основе такого рода исследований был создан ряд «идеальных» моделей реакции материалов. Простейшие из этих моделей описывают три реакции: упругую, вязкую и пластичную; в упруго-вязкой, твердо-вязкой и пластично-вязкой моделях сочетаются характеристики первых трех.

Упругая реакция. Упругую реакцию описывает формула Роберта Гука: деформация упругого тела обратима (исчезает при снятии напряжения), и значение ее прямо пропорционально нагрузке (рис. 3-16). Рассмотрим этот процесс на работе пружины, находящейся под нагрузкой. Если энергия натяжения пружины никуда не расходуется, кроме этого процесса, можно считать, что вся она превращается в энергию упругого напряжения. При отпуске пружины эта энергия способна производить работу. Реакция упругого материала выражается в обратимой деформации, если нагрузка не превышает определенного значения (зависящего от свойств материала), которое называется пределом упругости. Большинство горных пород реагируют на деформацию, как упругие тела, если она продолжается сравнительно короткое время, а нагрузка не переходит за предел упругости. При большей нагрузке деформация уже не будет пропорциональна напряжению: небольшие приращения нагрузки будут вызывать куда более значительные деформации, которые по крайней мере отчасти останутся необратимыми.

Рис. 3-16. Типичный вид кривой, связывающей деформацию с напряжением, для большинства горных пород при комнатной температуре и атмосферном давлении.

Упругая реакция продолжается до предела текучести (1), за которым находится точка разрыва функции (предел прочности на разрыв — 2), как и у всех хрупких материалов.



Упругие свойства материалов выражаются через модули упругости: модуль Юнга, модуль сдвига и общий модуль; все они являются константами материалов.

Модули упругости некоторых горных пород приведены в справочнике Кларка [Clark, 1966]. Это константы для изотропных материалов. Что же касается горных пород, то они редко отличаются изотропностью. Поэтому значения модулей изменяются в зависимости от текстуры и структуры пород и от направлений, в которых действуют деформирующие напряжения. Изменение модулей может вызываться также колебаниями температуры и ограничивающего (гидростатического) давления.

График зависимости деформации от напряжения, сопротивление горных пород. Понятие сопротивления горных пород ясно отражено на графике зависимости деформации от напряжения. Известны два, в какой-то мере различных понятия, связанных с сопротивлением. Предел выносливости — это максимальный стресс (девиаторное напряжение), который может выдержать данная порода без разрушений в определенных условиях деформирования. Другими словами, предел выносливости (предельное сопротивление) — это самая верхняя точка стресса на кривой рассматриваемой нами зависимости, т. е. точка, непосредственно предшествующая разрыву сплошности материала. Другое понятие — основное сопротивление — отвечает наибольшему стрессу, который может быть выдержан материалом без перехода в состояние непрерывной деформации (ползучести) на протяжении существенно неограниченного периода времени; наша кривая уже не применима для представления этого понятия.

Вязкая реакция. Понятие вязкости жидких тел определено Исааком Ньютоном. Оно формализуется математически как поведение жидкого слоя, заключенного между двумя жесткими плитами. Горизонтальная сила, приложенная к верхней плите, приводит ее в движение. Поскольку жидкость плотно примыкает к обеим плитам, в ней также должны произойти смещения. Жидкость оказывает этому движению сопротивление от внутреннего трения, проявляет вязкость; следовательно, для поддержания движения плиты требуется постоянное приложение силы (тангенциального напряжения). В этой системе деформация прямо пропорциональна напряжению (в данном случае — простому сдвигу) и времени его действия и обратно пропорциональна вязкости η :

$$\varepsilon = \sigma t / \eta.$$

Движения внутри жидкости выражаются в ламинарном течении, в параллельно-сколовом разделении жидкости на множество тонких слоев. Закон вязкости, открытый Ньютоном, гласит, что тангенциальное напряжение, приложенное к плите, равно коэффициенту вязкости (динамической вязкости), умноженному на скорость деформации в зоне сдвига. Термин кинематическая вязкость означает отношение динамической вязкости к плотности жидкости.

Все жидкие тела с описанными Ньютоном свойствами получили название ньютоновых жидкостей. Коэффициент вязкости (динамическая вязкость) не зависит от градиента скоростей и режима тангенциального напряжения, вязкость идеально ньютоновых жидкостей постоянна при

всех скоростях деформации. Как выяснилось, вязкость многих жидкостей является функцией режима тангенциальных напряжений. Такие жидкости называются неньютоновыми. К неньютоновым относится большинство материалов с высокой вязкостью. Причина функциональной зависимости вязкости от скорости деформации усматривается обычно в изменении структуры материала в процессе его течения. Вязкость жидкостей обоих типов особенно чувствительна к температурным условиям. Механической моделью вязкого течения может служить масляный буфер.

Некоторым материалам присущи своеобразные комбинации вязких свойств. Течение бентосных илов происходит, например, и от незначительного стресса, если они предварительно подвергались резкому воздействию мощных напряжений. В противном случае они ведут себя, как твердые тела. Подобный тип реакции называется тиксотропией.

Условия, при которых течения в различной ситуации обладают сходством динамики, изучались Осборном Рейнольдсом. Он показал, что скорость течения v , диаметр проточной трубы D , плотность жидкости ρ и коэффициент вязкости η связаны следующей зависимостью:

$$\frac{vD}{\eta} \rho = a = \text{const} \text{ (число Рейнольдса).}$$

Когда число Рейнольдса достигает определенного значения, обусловленного свойствами данной жидкости, ламинарное течение скачкообразно переходит в турбулентное, однако, применяя это положение к горным породам, нетрудно убедиться, что проявления турбулентного течения отсутствуют даже в крупнейших структурах Земли.

Комплексная реакция — упругая и вязкая. Объединив характеристики «идеально» упругих и «идеально» вязких материалов, можно создать другие, сравнительно простые модели реакций. Проще всего они представляются с помощью механических конструкций (рис. 3-17).

Упруго-вязкие вещества Максвелла (этот тип реакций свойствен воску и ряду смол) ведут себя, как упругие материалы, в случае нестационарности напряжений, приложенных к этим веществам мгновенно, но в условиях постоянно приложенного напряжения, пройдя упругую стадию деформации, они проявляют вязкую реакцию. Максвелловы тела моделируются посредством последовательного соединения пружины и масляного буфера. При снятии напряжения восстанавливается только упругий компонент деформации. Как и у вязких веществ, всякое дифференциальное напряжение вызывает у них необратимую деформацию. Для рассматриваемых материалов характерна релаксация напряжения. Если упруго-вязкий материал в определенной мере деформирован, напряжение, необходимое для сохранения этой меры деформации, со временем уменьшается. Время релаксации определяется как срок уменьшения напряжения, поддерживающего деформацию, до $1/e$ (e — основание натуральных логарифмов, 2,72) его первоначального значения. Деформации упругих веществ теоретически требуют перманентного напряжения. Время релаксации равно η/E , где E — модуль Юнга, η — коэффициент вязкости.

Вещества Кельвина (вязко-упругие и твердо-вязкие) в основном относятся к твердым телам, отличаясь от упругих материалов неустойчиво-

Зависимость	Реакция					
	упругая (по Гуку)	вязкая (по Ньютону)	пластичная (по Сен-Венану)	упруго-вязкая (по Максвеллу)	твёрдо-вязкая (по Кельвину)	пластично-вязкая (по Бингаму)
Деформация от времени						
Деформация от напряжения						
На механической модели						
В количественном выражении	$\sigma = E\varepsilon$ $\varepsilon = \sigma/E$	$\sigma = \eta \frac{\varepsilon}{t}$ $\varepsilon = \sigma t/\eta$	$\sigma = E\varepsilon + f(\varepsilon)$	$\sigma = E\varepsilon e^{-Et/\eta}$ для мгновенной деформации $\sigma = S/E + St/\eta$ для постоянного напряжения S	$\sigma = E\varepsilon + \eta\varepsilon/t$ $\varepsilon = \frac{S}{E} (1 - e^{-Et/\eta})$	$\sigma = E\varepsilon + \eta \frac{\varepsilon}{t} + f(\varepsilon)$ $\varepsilon = \frac{(\sigma - \sigma_0)t}{\eta} + \frac{\sigma}{E}$
	τ — напряжение ε — деформация	E — модуль Юнга η — коэффициент вязкости		t — время S — некоторое постоянное напряжение		

* Напряжение, отвечающее пределу текучести для упруго-пластичного тела.

Рис. 3-17. Характеристики некоторых идеальных физических тел.

стью деформации при приложенном напряжении. Деформация таких материалов уменьшается по экспоненциальному закону, причем срок уменьшения деформации до $1/e$ ее конечного значения называется временем отставания. При снятии напряжения деформация сходит на нет также по экспоненциальному закону. В механической модели тел Кельвина масляный буфер, параллельно соединенный с пружиной, оказывает на нее тормозное действие.

Пластическая реакция. Идеально пластичные тела не изменяют своей формы до тех пор, пока к ним не будет приложена достаточная нагрузка, определенное деформирующее напряжение. У большинства материалов, близких к пластичным, проявляются упругие реакции при напряжениях, не переходящих за предел упругости (упруго-пластичные вещества). За пределом упругости их деформация стабилизируется; они текут, отличаясь от вязких жидкостей только наличием основной выносливости. Раз начавшись, пластическое течение в идеальном случае продолжается без разрыва сплошности материала до тех пор, пока на него действует деформирующее напряжение. За пределом упругости деформация происходит перманентно. У некоторых материалов предел упругости четко маркируется увеличением деформации без соответствующего роста напряжения. Для пород, однако же, более типичен такой график зависимости деформации от напряжения, когда кривая подымается и за пределом упругости, но значительно ниже, чем в упругой области. Принято говорить, что у таких материалов срабатывает упрочение деформации.

Пластические деформации металлов и других кристаллических тел часто сопровождаются развитием физических границ, вдоль которых происходят резкие смещения; эти границы получили название линий смещения. Они образуют иногда прямоугольные системы, расположенные под углами от 30° до 45° к направлению наибольшего главного напряжения. В процессе пластической деформации происходят непрерывные внутренние изменения. Работа затрачивается на создание новых поверхностей внутрикристаллических смещений, разупорядочение структуры кристаллических решеток и т. д., причем эта энергия уже не восстанавливается, как в случае упругих материалов.

Пластичный материал в широком смысле (другие названия — пластично-вязкий, тела Бингама) механически представляется как последовательное соединение блока, пружины и масляного буфера. Первоначальная реакция — упругая, сменяющаяся при повышении напряжения и превышении им предела упругости течением вещества, которое при этом как бы переходит в жидкое состояние. После снятия напряжения упругий компонент деформации восстанавливается, но деформация, вызванная течением, остается прежней.

Реакции горных пород и составные модели. Не раз делались попытки охарактеризовать реакции горных пород посредством определенных композиций из моделей идеальных реакций. Согласно общему мнению, идеально упругий материал является обязательным компонентом составных моделей. Сложнее обстоит дело с выбором других компонентов. Рэмсей [Ramsay, 1967] считает, что кривая зависимости деформации от напряжения у большинства горных пород точнее всего аппроксимируется компози-

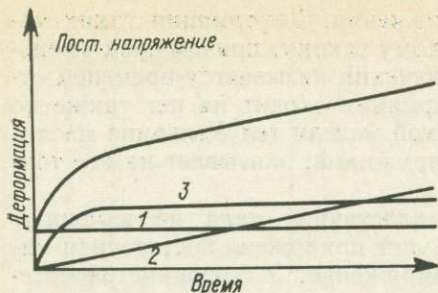


Рис. 3-18. Зависимость деформации от времени для последовательного соединения пружины, масляного буфера и тела Кельвина.

Верхняя кривая получается для упругой (1), вязкой (2) и твердо-вязкой (3) реакций сложением трех нижних графиков.

4) вязкий компонент, благодаря которому деформация развивается с небольшой, но постоянной скоростью, и, таким образом, эта часть деформации прямо пропорциональна продолжительности действия нагрузки. Общая деформация = упругий компонент + пластический компонент + временная ползучесть + вязкая деформация.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТЕРМИНОВ

1. Общие и относящиеся к стрессу термины

Вектор. Графическое представление, показывающее величину и направление (например, силы).

Внешняя сила. Сила, действующая на внешнюю поверхность тела, вследствие прямого и реактивного действия между ним и другими телами, с которыми оно находится в контакте (синонимы — *поверхностное тяговое усилие, поверхностная сила, сила нажатия*) [Turner, Weiss, 1963].

Геостатическое давление. Синоним литостатического давления.

Главные направления напряжений. Три взаимно перпендикулярных направления, в которых тангенциальный компонент равен нулю. К ним относятся направления наибольшего, среднего и наименьшего напряжений.

Градиент давления. Скорость изменения давления в заданном направлении пространства и в определенном интервале времени.

Девiatorное напряжение. Часть системы напряжений, которая остается при вычитании гидростатического компонента и ответственна за общее изменение формы.

Идеальный материал. Гипотетическое вещество, обладающее каким-либо физическим свойством — упругостью, пластичностью, вязкостью — в его чистом, теоретическом виде.

Изотропное вещество. Материал с однородными механическими свойствами во всех направлениях занимаемого им пространства (антонимный термин — *анизотропное*).

Кинематика. Изучение деформаций по характеру движений безотносительно к силам.

Компенсация ползучести. Процесс, протекающий после долго длившейся деформации вязкоупругих материалов при снятом напряжении; часть деформации исчезает (компенсируется).

Компетентный. Термин, применяемый к пластам или группе пластов, которые в процессе складкообразования способны подниматься не только сами со всей своей массой, но и поднимать перекарывающие их отложения, не проявляя при этом заметного внутреннего течения [Willis].

Круг Мора. Графический способ представления состояния напряжения в какой-либо точке тела в некоторый момент времени.

цией из трех моделей: идеально упругой, вязкой и упруго-вязкой Кельвина (рис. 3-18).

Более сложная модель построена Кэри [Carey, 1953] на основе предложения Эндрейда [Andrade, 1914]. В качестве компонентов общей деформации эта модель включает: 1) чисто упругий компонент, строго подчиняющийся закону Гука; 2) зависящий от времени, неупругий, необратимый компонент («пластичность» — по терминологии автора модели); 3) упругое и вязкое последствие и «временную ползучесть», уменьшающуюся со временем при наличии «рабочего упрочения» или без него, и

Литостатическое давление. Вертикальное давление столба пород или почвы на точку земной коры, которая служит ему опорой (синонимы — **геостатическое** или **всестороннее давление**).

Моноэксцентриальная деформация. Общее изменение формы, вызванное растяжением по одной оси.

Напряжение. 1. Сила на единицу площади, получаемая путем деления равнодействующей всех сил на площадь, к которой они приложены. 2. Интенсивность внутренних сил или составляющих силы в некоторой точке тела, когда все они действуют в плоскости, содержащей эту точку. Применяя это понятие к промышленным нормалем, напряжения вычисляются по первичным размерам поперечного сечения образца (Американское общество испытателей материалов).

Напряжение скола. Тангенциальное напряжение, действующее в процессе деформирования. (В общих схемах в комбинациях с нормальным напряжением лучше применять термин тангенциальное напряжение. — *Прим. ред.*).

Некомпетентный. Термин, применяемый к сравнительно слабому пласти, не способному передавать давления на расстояние (Структурная комиссия). *

Нормальное напряжение. Составляющая (компонента) напряжения, действующая перпендикулярно к данной плоскости (синоним — **нормальное тяговое усилие**).

Нормальное тяговое усилие. Синоним **нормального напряжения**.

Ограничивающее давление. Всестороннее (геостатическое) давление, создаваемое нагрузкой залегающих выше пород. (Термин **ограничивающее давление** чаще употребляется при описании экспериментов. — *Прим. ред.*).

Однородная деформация. Такой вид деформации, когда конечные форма и ориентация тела подобны первичным, поскольку изменения во всех точках одинаковы.

Пластичные материалы. Материалы, способные выдерживать весьма интенсивную деформацию без нарушения их сплошности (Turner, Verhoogen). Хэндин [Handin, 1966] использует значения общей деформации для оценки переходных реакций от ломкой к ковкой. При деформации, равной 5—8%, она считается умеренно ковкой, если же она больше 10%, то — ковкой.

Плоские условия напряжения. Состояние напряжения, при котором две его главные компоненты всегда параллельны данной плоскости и взаимно перпендикулярны.

Поверхностное тяговое усилие. Синоним **внешней силы**.

Подобная деформация. В ходе такой деформации первоначальные прямые и плоскости преобразуются в другие прямые и плоскости, но приобретаая кривизны.

Поле. Площадь или пространство, где некоторое геофизическое действие (напряжение, сила тяжести, магнетизм) проявлено и измеримо.

Поле напряжений. Состояние напряжения, связанное с данной областью пространства, как однородное, так и меняющееся от точки к точке с течением времени.

Ползучесть. Медленная; перманентная и непрерывная деформация материала, долгое время находящегося под постоянной нагрузкой.

Предел текучести. Напряжение, растягивающее материал и достаточное для того, чтобы сделать его удлинение перманентным.

Равнодействующая сила. Векторная сумма нескольких сил, приложенных к одной точке.

Растягивающее напряжение. Нормальное напряжение, стремящееся разделить плоскость, на которую оно действует.

Рейд. Геологическое тело со структурой течения [Carey, 1953]. *

Рейдная складчатость. Складкообразование, сопровождающееся непрерывным течением масс в плоскостях, секущих плоскости напластования или ранее развитого расслоения [Weiss, 1959]. *

Рейдность. Способность вещества к течению в теле Земли [Schreidegger, 1958]. *

Реология. Наука о деформации материалов и течения масс. В более специальном аспекте она занимается течением материалов и их перманентной деформацией.

Сила. Причина направленного движения или изменения направления и скорости движения.

Сила нажатия. Синоним **внешней силы**.

Тектонит. 1. Порода, обязанная своим строением сумме косвенно связанных друг с другом элементарных движений по таким путям в ее текстуре, которые обеспечивали сохранение сплошности породы [Knopf, 1938]. 2. Деформированная порода, текстура которой обус-

* См. Glossary of Geology and Related Sciences. Amer. Geol. Inst., 1972.

ловлена системой подвижек отдельных компонентов под действием общей внешней силы.

Телесная сила. Сила, действие которой пропорционально массе вещества; примеры — сила тяжести, центробежная сила, сила магнитного поля (синоним — внутренняя сила).

Траектории напряжения. Прямые в произвольно выбранной плоскости, указывающие на направления наибольшего и наименьшего главных напряжений.

Хрупкая реакция. Реакция материала, при которой сплошность его нарушается на стадии, отвечающей ближайшему отрезку кривой, связывающей деформацию с напряжением (общая деформация перед образованием трещин не превышает 5%) [Handin, 1966].

Эллипсоид напряжения. Геометрическое представление состояния напряжения в точке, характеризующееся тремя взаимно перпендикулярными главными напряжениями и их интенсивностью.

2. Деформация

Бесконечно малая деформация. Деформация материала с упругой реакцией, когда в очень малых объемах происходят микроподвижки и микродеформации элементов, тесно расположенных в пространстве.

Бизекстициальная деформация. Искажение формы, вызванное растяжением по двум осям.

Главные направления деформации. Три взаимно перпендикулярные оси эллипсоида деформации, отвечающие направлениям наибольшей, средней и наименьшей деформации. Эти оси принято обозначать буквами *A*, *B* и *C*, где *A* — ось наибольшего удлинения, причем *A* больше *B*, больше *C*.

Деформация. Любое изменение размеров или формы тела под действием приложенных сил.

Дилатация. Деформация, выражающаяся только в изменении объема.

Динамика. Изучение деформаций на основе поля напряжений, которое их вызывает.

Дисторсия. Деформация, выраженная искажением формы.

Однородная деформация. Вид деформации, при котором конечная форма и ориентация тела подобны первичным, поскольку изменения во всех точках одинаковы.

Пластическая деформация. Перманентные механические изменения или деформация, развивающаяся в материале, на который действуют напряжения, находящиеся за пределом упругости.

Простой скол. Деформация, при которой все точки одной оси смещаются параллельно другой оси координат [Nádai, 1950].

Рабочая (механическая) деформация. Синоним — **упрочение деформацией.**

Упрочение деформацией. Механическое изменение молекулярного строения кристаллического материала в результате изгибания или общего изменения формы, проявляющееся во все возрастающем сопротивлении по отношению к дальнейшей деформации.

Упругая деформация. Деформация всегда обратимая, т. е. такая, при которой снятие напряжения полностью возвращает телу его прежнее, недеформированное состояние.

Холодная обработка. Синоним — **упрочение деформацией.**

Чистая деформация. Любая общая деформация, не содержащая вращательного компонента.

Чистое вращение. Вращение жесткого тела.

Чистое перемещение. Изменение местоположения, исключая вращение.

Чистое растяжение и сжатие. Такое явление, когда все точки перемещаются параллельно одной из осей координат.

Эллипсоид деформации. 1. В теории упругости — сфера, однородным напряжением превращенная в эллипсоид, в котором отношение соответствующих длин данного направления в состоянии деформации к первоначальным пропорционально центральному радиусу-вектору, проведенному в этом направлении. 2. Эллипсоид, полуоси которого отвечают главным деформациям (Структурная комиссия).*

3. Идеальные реологические вещества

Вязко-пластичные материалы. Синоним **пластично-вязких веществ.**

Жидкости Максвелла. Синоним **упруго-вязких веществ.**

Ньютоновы жидкости. Синоним **чисто вязких веществ.**

Пластично-вязкие вещества. Материалы, сочетающие в себе свойства пластичных и вязких тел; таковы плотные твердые взвеси в вязких жидкостях, не начинающие течь до тех

* Glossary of Geology and Related Sciences. Amer. Geol. Inst., 1972.

пор, пока не будет достигнуто некоторое предельное или пусковое напряжение (синонимы — тела Бингама, вязко-пластичные материалы).

Пластичные вещества. Идеально пластичными считаются такие материалы, которые непрерывно деформируются в состоянии напряжения, превышающего некоторое критическое для текучести значение.

Твердо-вязкие вещества. Вещества, сочетающие в себе свойства вязких и упругих тел, но в отличие от упруго-вязких материалов эти вещества реагируют на приложенное напряжение не мгновенно, а через некоторый промежуток времени (синоним — тела Кельвина).

Твердые тела Гука. Синоним упругих веществ.

Тела Бингама. Синоним пластично-вязких веществ.

Тела Кельвина. Синоним твердо-вязких веществ.

Тела Сент-Венана. Синоним пластичных веществ.

Упругие вещества. Вещества, строго подчиняющиеся закону Гука. Если не превышает предел текучести, их деформация прямо пропорциональна приложенному напряжению (синоним — твердые тела Гука).

Упруго-вязкие вещества. В идеале это вещества, у которых напряжение вызывает мгновенную упругую деформацию, сменяющуюся вязкой реакцией, если напряжение не снимается (синонимы — жидкости Максвелла, упруго-вязкие твердые тела).

Упруго-вязкие твердые тела. Синоним упруго-вязких веществ.

Чисто вязкие вещества. Жидкости, характеризующиеся чисто вязкой реакцией; под действием приложенной силы они деформируются непрерывно и линейно. Большинство реальных жидкостей не вполне ньютоновы, так как их реакция не является строго линейной (синоним — ньютоновы жидкости).

4. Модули упругости и связанные с нею явления

Время релаксации. Время, необходимое для восстановления естественного состояния вещества после снятия напряжения.

Закон Гука. Утверждение, заключающееся в том, что упругая деформация пропорциональна приложенному напряжению.

Коэффициент Пуассона. Отношение удельного поперечного сжатия стержня с постоянным поперечным сечением к его удельному удлинению под действием растягивающего напряжения, т. е.

$$\sigma = - \frac{\Delta W/W_0}{\Delta L/L_0},$$

где σ — коэффициент Пуассона; W — поперечные размеры; L — длина. (σ всегда меньше 0,5).

Модуль несжимаемости. Синоним объемного модуля.

Модуль поперечной упругости. Синоним модуля сдвига.

Модуль сдвига. Отношение тангенциального напряжения к соответствующей сколовой деформации (синонимы — модуль поперечной упругости, модуль скручивания).

Модуль скручивания. Синоним модуля сдвига.

Модуль упругости. Отношение напряжения к соответствующей деформации; его непосредственно касаются модуль Юнга, модуль сдвига и объемный модуль.

Модуль Юнга. Отношение растягивающего напряжения к соответствующему растяжению. Если растягивающее усилие F , приложенное к площади A поперечного сечения, вызывает изменение длины ΔL стержня с первоначальной длиной L , то модуль Юнга выражается как

$$E = \frac{F/A}{\Delta L/L}.$$

Объемная упругость. Синоним объемного модуля.

Объемный модуль. Объемный модуль B равен отношению увеличения гидростатического давления p к соответствующему относительному уменьшению объема ($-\Delta V/V_0$):

$$B = \frac{p}{-\Delta V/V_0}$$

(синонимы — объемная упругость, модуль несжимаемости).

Предел упругости. Напряжение, при котором зависимость деформации от напряжения перестает быть линейной (за этим пределом закон Гука теоретически не применим).

Релаксация. Постепенная (частичная или полная) потеря силы пружины, которая при высокой температуре долгое время остается натянутой [Nadai, 1950].

Сжимаемость. Величина, обратная объемному модулю. Определяется как относительное изменение объема, приходящееся на единицу возрастающего общего давления.

Упругая отдача. Синоним **упругого последействия**.

Упругое последействие. Явление компенсации у некоторых материалов, которые после мгновенной упругой деформации проходят через стадию ползучести вследствие продолжительного действия нагрузки, а затем восстанавливаются от упругой деформации полностью и сразу же вслед за снятием нагрузки, а от деформации, вызванной ползучестью, медленно и частично.

5. Прочность

Основная прочность. Напряжение, которое сколь угодно долго выдерживается материалом без перехода последнего в состояние непрерывной деформации при некотором наборе условий (температура, давление, растворы и т. п.).

Практическая прочность. Максимальное напряжение, которое выдерживается материалом на некотором отрезке времени, судя по измерениям с некоторым условным пределом чувствительности (Carey).

Предел прочности. Наибольшее напряжение, создаваемое в материале, которое отражает кривая зависимости деформации от напряжения.

Прочность материала (качественно описываемая как сопротивление разрыву). Сила на единицу площади, необходимая для нарушения сплошности материала при нормальных температуре и давлении за короткий промежуток времени (прочность в раздавливание).

Сила сцепления. Максимальная нагрузка, которую без разрыва может выдержать материал при мгновенном ее приложении (столь быстром, что не появляется никаких неупругих деформаций) (Carey).

6. Течение

Вязкость. Мера сопротивления жидкости течению. Может пониматься как внутреннее трение жидкости. Коэффициент вязкости измеряется на основании закона Стокса или с помощью вискозиметров различного типа.

Вязкость (неньютонова). Реакция материала, при которой тангенциальное напряжение связано со скоростью сдвига нелинейно; иными словами, течение вещества, вязкость которого непостоянна.

Механическое смещение. Макроскопически непрерывное течение с характерным для него смещением по субпараллельным плоскостям, пронизывающим породу [Donath, 1963].

Псевдовязкое течение. Перекристаллизация под нагрузкой. Твердое течение этого типа происходит тогда, когда деформация и напряжение слишком малы, чтобы вызвать течение типа скольжения, но достаточны для интергранулярных подвижек, сопровождаемых ориентацией зерен в соответствии с их размерами.

Течение. Любая деформация, не восстанавливающаяся сразу же, которая происходит без перманентной потери сил сцепления [Handin, Hager, 1957].

Течение типа скольжения. Такого рода твердое течение контролируется комплексным механизмом: трансляционным скольжением и вторичным двойникованием.

Число Рейнольдса. Безразмерная характеристика типа течения в гидравлической системе, где сопротивление движению определяется вязкостью жидкости и тормозящей силой инерции; эта характеристика выражается через отношение сил инерции к силам вязкости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Andrade, E. N. C., Royal Soc. London Proc., 1914, v. A90.
Andrade, E. N. C., Royal Soc. London Proc., 1911, v. A84.
Brace, W. F., Analysis of a large two dimensional strain in deformed rocks. Internat. Geol. Cong., 21st, Norden, 1960, v. 18, p. 261—269.
Brace, W. F., Mohr construction in the analysis of large geologic strain. Geol. Soc. America Bull., 1961, v. 72, p. 1059—1079.

- Brace, W. F., Review of Coulomb-Navier fracture criterion. In: Rock mechanics seminar, Riecker, R. E., ed., Terrestrial Sciences Laboratory Bedford, Mass., 1968.
- Carey, S. W., Jr., ed., The Rheid concept in geotectonics. Geol. Soc. Australia Jour., 1953, v. 1, p. 67—117.
- Clark, S. P., Jr., ed., Handbook of physical constants. Geol. Soc. America Mem. 97, 1956.
- Cloos, Ernst, Microtectonics. Johns Hopkins University Studies in Geology, 1971, No. 20.
- Dixon, J. M., A new method of determining finite strain in models of geological structures. Tectonophysics, 1974, v. 24, p. 99—114.
- Elliott, D., Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, No. 8, p. 2221—2236.
- Elliott, D., Deformation path in structural geology. Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, No. 9, p. 2621 FF.
- Friedman, M., Residual elastic strain in rocks. Tectonophysics, 1972, v. 15, p. 297—330.
- Ghosh, S. K., Distortion of planar structures around rigid spherical bodies. Tectonophysics, 1975, v. 28, p. 185—208.
- Handin, J. W., and Hager, R. W., Jr., Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure-tests at room temperature on dry samples. Am. Petroleum Geologists Bull., 1957, v. 41, p. 1—50.
- Jaeger, J. E., Elasticity, fracture, and flow. London, Methuen, 1936.
- Jaeger, J. E., Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications. London, Methuen; New York, Wiley, 1969.
- Love, A. E. H., A treatise on the mathematical theory of elasticity. New York, Dover, 1944.
- Mohr, Otto, Abhandlungen aus dem Gebiete der technischen Mechanik, 2d ed., Berlin, Ernst, 1914.
- Nádai, A., Plasticity. New York, McGraw-Hill, 1931.
- Nádai, A., Theory of flow and fracture of solids, 2d ed. New York, McGraw-Hill, 1950.
- O'Driscoll, E. S., Experimental patterns in superposed similar folding. Jour. Alberta Soc. Petrol. Geol., 1962, v. 10, p. 145—167.
- O'Driscoll, E. S., Cross fold deformation by simple shear. Econ. Geology, 1964, v. 59, p. 1061—1093.
- Oppel, G., Photoelastic strain gages. Experimental Mechanics, 1961, v. 1, p. 65—73.
- Ragan, D. M., Structural geology. An introduction to geometrical techniques, 2d ed. New York, Wiley, 1973.
- Ramberg, H., Particle path, displacement and progressive strain applicable to rocks. Tectonophysics, 1975, v. 28, p. 1—37.
- Ramsay, J. G., Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 1967.
- Reiner, M., Ten lectures on theoretical rheology. Rubin Massada, Jerusalem, 1943.
- Riecker, R. E., NSF advanced science seminar in rock mechanics for college teachers of structural geology, June 26—July 28, 1967. Rock mechanics seminar, 1968, v. 1.
- Roberts, A., Progress in the application of photoelastic techniques in rock mechanics. Rock mechanics symp., 6th, Rolla, Mo., 1954, p. 606—648.
- Tan, B. K., Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. Tectonophysics, 1973, v. 16, p. 89—101.
- Timoshenko, S. P., and Gere, J. M., Theory of elastic stability, 2d ed., New York, McGraw-Hill, 1961.
- Varnes, D. J., Analysis of plastic deformation according to Von Mises' theory, with application to the South Silverton area, San Juan Co., Colo. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 378-B, 1952, p. B1—B49.
- Voight, Barry, On photoelastic techniques in situ stress and strain movement and the field geologist. Jour. geology, 1967, v. 25, No. 1, p. 46—58.
- Whiten, E. H. Timothy, Structural geology of folded rocks. Chicago, Rand McNally, 1966.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

За последние годы достигнут большой прогресс в экспериментальной и теоретической структурной геологии. Хотя результаты таких исследований уже находят применение в полевой практике, структурная геология делает только первые шаги на этом пути. Экспериментальные работы можно теперь проводить в строго контролируемых условиях, а в теоретическом анализе — опираться на упрощающие основные посылки, но широкий диапазон условий и большое число переменных в природных ситуациях затрудняют теорию и эксперименты, часто делая проблематичными выдвигаемые ими положения.

Главное место в этой главе отводится тому, как изучаются реакции отдельных горных пород, каким путем природные переменные влияют на поведение этих пород, появления каких текстурных и структурных особенностей следует ожидать в определенных физических условиях.

Анализ деформации горных пород

В теоретическом анализе деформации горных пород важной проблемой является необходимость учитывать большое число переменных. Высоко также число возможных комбинаций, связанных с изменениями состава пород, их мощности, природной структурной конфигурации и физических условий, в которых происходит деформация. Научный подход к этой проблеме состоит в разделении ее на простейшие составные части и оценке каждой из них. Таким путем переходят от деформации отдельных кристаллов к небольшим, статистически однородным участкам деформированных кристаллических агрегатов. Кристаллические агрегаты подвергаются экспериментальной деформации различного характера: растяжению, сжатию, скручиванию при самых разнообразных условиях температуры и всестороннего давления, в присутствии определенных растворов, под действием направленных напряжений разной интенсивности и продолжительности. Наконец, приходит пора сделать общие выводы, приложимые для объяснения полевых наблюдений.

К сожалению, экспериментальная деформация крупных блоков пород невозможна из-за характера природных условий, свойственных деформации твердых тел, в част-

ности необходимого для нее гидростатического давления и продолжительности процесса. Почти все эксперименты проводятся с образцами не более 2,5 см в диаметре и 5 см в длину — размерами, впрочем, достаточными для выявления тех или иных изменений агрегатного строения, вызванных специфическими условиями деформации. Встретив подобные виды агрегатного строения в природе, можно судить о характере деформации по аналогии.

О механизмах деформации, сбросообразования, трещиноватости, течения и т. д. судят по наблюдаемому агрегатному строению, интерпретируя его через характеристики поля напряжений в породе. Современными экспериментальными и теоретическими работами такая методика, называемая динамической, поставлена на значительно более надежную основу. Для решения аналитических проблем деформации горных пород привлекаются также некоторые второстепенные методики. Исходя из наблюдаемого агрегатного строения, его геометрии и симметрии, кинематической подход раскрывает систему движений, имевших место во время деформации. Используется и анализ напряжений, разработанный инженерной дисциплиной — сопротивлением материалов, среди которых главное внимание уделяется металлам, в меньшей степени — керамике и поликристаллическим агрегатам. Примером может служить анализ напряжений в изогнутых металлических стержнях или пластинах. Но техника эксперимента шагнула далеко вперед, используя пластичные и псевдопластичные материалы, подвергающиеся различного рода боковому сжатию и содержащие слои иной физической природы, чем та среда, в которой они заключены. Моделирование — еще одна методика, заслуживающая внимания, — воспроизводит особенности пород, деформированных в природе, на масштабных моделях, которые важны тем, что они помогают заранее представить события в их причинно-следственном течении, хотя технические материалы, используемые для конструкции масштабных моделей, не являются горными породами, а аналогия с природными условиями неполноценна.

Итак, на современной стадии аналитическое изучение деформации крупных геологических объектов совокупно основывается на анализе общей структурной формы, детальном исследовании агрегатного строения пород в природе, поскольку можно о нем судить по строению экспериментально деформированных пород, теоретическом анализе напряжений в пределах идеализированных конфигураций и материалов и, наконец, на работе с упрощенными моделями.

Обзор переменных, характеризующих обстановки в теле Земли. Обстановка, в которой происходит деформация горных пород, изменяется с глубиной, поскольку функцией глубины являются такие факторы, как геостатическое давление, поровое давление и температура. Другие условия, изменяясь менее закономерно, контролируются геологическими ситуациями.

Главное напряжение геологического тела, находящегося в процессе деформации, складывается из трех компонентов:

Общее максимальное напряжение	Геостатическое давление	Поровое давление	Дифференциальный стресс
σ_1	=	P_c	+
		P_p	+
			S_1

Геостатическое давление определяется плотностью вышележащих пород. Наименьшее его значение отвечает рыхлым отложениям, наибольшее — литифицированным осадкам и кристаллическим породам. Градиент давления, связанный с геостатическими условиями, находится в пределах 200—300 бар/км. Поровое давление в пористых и проницаемых материалах характеризуется градиентом 100 бар/км, а температура земной коры и верхней мантии в среднем возрастает со скоростью 25—30 °С/км. Скорость, с которой реализуется деформация, или скорость деформации, в основном зависит от напряжения и способа, каким оно приложено, и выражается как количество деформации в единицу времени. Скорости деформации в теле Земли находятся в следующих пределах, с⁻¹:

Метеоритные удары	10 ³ —10 ⁶
Образование трещин (катаклиз)	10 ⁻¹ —10 ³
Лабораторные испытания	10 ⁻¹ —10 ⁻⁸
Интергранулярное скольжение	10 ⁻¹² —10 ⁻¹⁸
Изостатическая компенсация в плейстоцене	10 ⁻¹⁴

Методы экспериментальной деформации. Франк Адамс, один из первых экспериментаторов в области деформации, пользовался оборудованием, состоящим в основном из цилиндра, изготовленного из никелевой стали, с просверленным в центре 2-сантиметровым отверстием и более толстыми боковыми стенками. Выпиленный по размеру отверстия или погруженный в какое-либо иное вещество образец вставлялся в цилиндр, туда же вводился поршень, и к нему с помощью пресса прикладывалась определенная нагрузка. Борта отверстия, сжимавшие образец, отвечали гидростатическому давлению, а толщина стенок цилиндра варьировалась от опыта к опыту, чтобы получать разные значения этого давления. Описанная техника поративна, позволяет варьировать температуру, гидростатическое давление, участие растворов и получать хорошие результаты. К главным ее недостаткам относятся граничные условия, создающиеся от соприкосновения образца с бортами отверстия, и невозможность точно измерить гидростатическое давление и температуру.

В общем эти недостатки устранены в современной аппаратуре, схематическая конструкция которой показана на рис. 4-1. Образец, все еще небольшой (1—2 см в диаметре, 2—4 см длиной), окружен со всех сторон жидкостью, гидростатическое давление которой можно контролировать. Испытывая гидростатическое давление, образец одновременно несет осевую нагрузку, называемую трехосным испытателем. Образец не соприкасается со стенками «бомбы», температура контролируется и измерима с достаточной точностью. Изображенное на рисунке оборудование служит для изучения осевого сжатия; другие приборы предназначены для работы со скручиванием и растяжением.

Испытываются также образцы, обернутые резиной или мягким металлом, изолирующими образец от жидкости, в которой создается гидростатическое давление (p_c). В образцы можно инжектировать различные жидкости, заполняющие таким образом поровое пространство, независимо измерять и контролировать поровое давление (p_p).

Осевая нагрузка на испытываемый образец передается гидравлическим прессом. Чаще других проводятся опыты следующих трех категорий.

1. Определенное дифференциальное напряжение в образце создается быстро и поддерживается постоянным на протяжении всего процесса деформации. Величина деформации измеряется как функция времени — испытание на ползучесть.

2. Дифференциальное напряжение прикладывается таким образом, чтобы скорость деформации была постоянной, а затем строится график изменения приложенного напряжения в зависимости от укорачивания или удлинения образца — испытание на зависимость между деформацией и напряжением.

3. Прикладывается постоянное напряжение, измеряется скорость деформации. По результатам строится график, связывающий дифференциальное напряжение со скоростью деформации, — испытание на скорость деформации.

В проект экспериментов вводится одна обычная операция — контроль всех переменных, кроме одной, и наблюдения за явлениями, отвечающими этой переменной. Переменные, участвующие в деформации, которую испытывают горные породы в теле Земли, можно разбить на две четко различающиеся группы; одни связаны с обстановкой деформации, другие — с характеристиками самой породы:

А. Обстановка деформации

1. Геостатическое давление (p_c)
2. Пороговое давление (p_p)
3. Направленный стресс (S)
4. Способ приложения напряжения (сжатие, растяжение, скручивание)
5. Химически активные растворы
6. Скорость деформации
7. Время
8. Температура

Б. Характеристики породы

1. Химический и минералогический состав
2. Размер, форма и ориентация зерен
3. Степень однородности

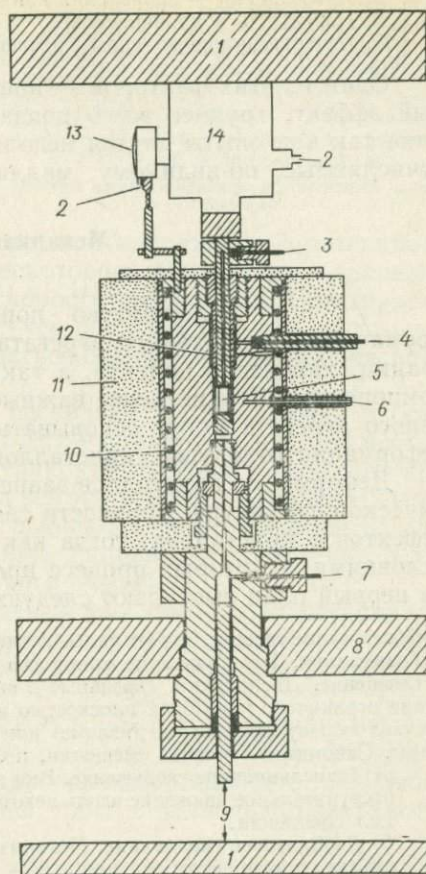


Рис. 4-1. Схематическое изображение одного из типов прессов, применяемых в экспериментальных исследованиях деформации горных пород.

С помощью этого пресса можно изменять все три параметра — температуру, гидростатическое давление и направленное напряжение. Устройство приспособлено для работы со сжатием (заимствовано у Грисса и др. [Griggs e. a., 1960]).

1 — закрепленная плита; 2 — вывод к самопишущему потенциометру Брауна; 3 — к внутреннему жидкостному насосу; 4 — к усилителю уплотняющего давления; 5 — образец; 6 — термopара; 7 — к усилителю гидростатического давления и насосу в 50 000 атм; 8 — подвижная плита; 9 — гидравлический домкрат; 10 — плоские нагревательные элементы Колрода; 11 — изоляционный материал; 12 — упаковочная гильза Ньюхолла; 13 — калибр с циферблатом; 14 — нагрузочная камера Болдуина.

4. Анизотропия — проявления кливажа, слоистости и т. д.
5. Пористость и проницаемость
6. Интергранулярные силы сцепления и цементация.

Один из этих факторов — время — хотя и может давать самый сильный эффект, труднее всего поддается экспериментальному прослеживанию, так как опыты длятся недолго, а диастрофизм охватывает периоды, исчисляемые, по-видимому, миллионами лет.

Механизмы деформаций в отдельных кристаллах

Большинство пород — кристаллические агрегаты. Деформация любого такого агрегата зависит от размера зерен, формы их границ, характера цемента, а также от свойств отдельных минеральных компонентов. Тем не менее важные соображения относительно поведения целого агрегата могут основываться на изучении типичных механизмов деформации отдельных кристаллов.

Деформация кристаллов зависит от атомной конфигурации в кристаллической структуре, прочности связей атомов друг с другом, присутствия дефектов в кристаллах, тогда как механизм деформации контролируется условиями, в которых процесс протекает. Среди такого рода механизмов на первый план выступают следующие.

1. **Образование трещин.** Утрата силы сцепления плоскостями, проходящими через кристалл.
2. **Грануляция.** Раздавливание кристалла в условиях, запрещающих раскрытие трещин.
3. **Смещение.** Дислокации, связанные с внутрикристаллическим смещением. Иногда смещение ограничено некоторой плоскостью или рядом параллельных плоскостей. В других случаях образуются полосы (излома) или пластинки с признаками вращения материала среды. Синонимы — полоса смещения, полоса деформации, пластинка деформации.
 - а) **Трансляционное скольжение.** Вид внутрикристаллического смещения, при котором поступательное движение вдоль некоторых направлений решетки не приводит к утрате сил сцепления.
 - б) **Двойниковое скольжение.** Механизм смещения, приводящий к образованию в кристалле механических двойников.
 - в) **Кинкинг (кинкбанды).** Вид полосовой деформации, отличающийся изменением (изломом) решетки в процессе скольжения или смещения по плоскостям дислокации внутри отдельных полос. Для большинства кинкбандов в кристаллах характерны ступенчатые края полос.
4. **Раскальвание.** Нарушение сплошности кристалла вдоль ослабленных плоскостей, созданных деформацией, таких как плоскости двойникования.

Трансляционное скольжение. Атомная структура минералов преимущественно такова, что плотность упаковки атомов в некоторых проходящих через кристалл плоскостях больше, чем в остальных. Если кристалл, подобно изображенному на рис. 4-2, сжат или растянут, в нем наблюдается тенденция к деформации путем смещений по плоскостям с высокой плотностью упаковки атомов. Если кристалл ничем не скован, плоскости дислокаций проходят через все его тело, смещая и внешние ограничения (рис. 4-2). Смещения, о которых идет речь, названные трансляционным скольжением, происходят в том случае, когда энергия сколовых напряжений достаточно велика, чтобы поднять атомы в одной плоскости, выведя их из пространственного положения, которое они занимали в ближайшем

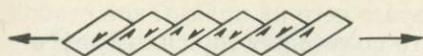


Рис. 4-2. Трансляционные скольжения, создающиеся в металлическом монокристалле при его деформации растяжением без каких-либо внешних препятствий.

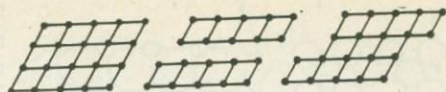


Рис. 4-3. Схематическое представление трансляционного смещения в кристалле с плотной упаковкой атомов. Центры атомов показаны до, во время и после смещения.

нижнем слое. Так обстоят дела, если сколовое напряжение в потенциальной плоскости дислокации достигает некоторого критического значения, зависящего обычно от температуры и скорости деформации. При трансляции слои атомов перемещаются более чем на одно атомное расстояние (рис. 4-3). Одновременно может образоваться большое число тесно расположенных параллельных смещений.

В некоторых кристаллах имеется несколько потенциальных плоскостей трансляционного скольжения; в качестве примера на рис. 4-4 изображены плоскости с высокой плотностью упаковки атомов в кубическом кристалле. По плотности атомной упаковки все эти плоскости неравнозначны, и поэтому склонность к смещению не одинакова во всех направлениях. Структура кристалла может ограничивать направление движения в той или иной плоскости и знак относительного смещения.

Если данный кристалл содержит целый ряд плоскостей потенциальных дислокаций, то смещение в плоскостях, ориентация которых совпадает с направлением максимального сколового напряжения, представляется наиболее вероятным.

Скольжение изгиба (рис. 4-5) — один из типов трансляционного скольжения, при котором плоскости скольжения испытывают упругую деформацию еще до начала смещения. Такая последовательность возможна, если ось нагрузки либо перпендикулярна, либо параллельна поверхности скольжения.

Явления, связанные с дефектами кристаллической решетки. Трансляционное скольжение можно изучать на примере деформации больших плотов, сделанных из маленьких дутых шариков, где последние играют роль атомов, а поверхностное натяжение симулирует атомные связи. Скольжение часто связано с подвижками по таким дефектным плоскостям, которые

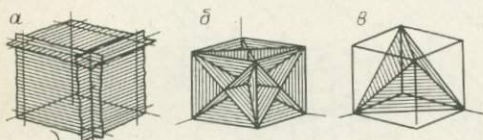


Рис. 4-4. Плоскости потенциального смещения в кубическом кристалле.

a — три плоскости (100); *b* — шесть плоскостей (110); *v* — четыре плоскости (111). Плоскости с более высокими индексами не показаны.

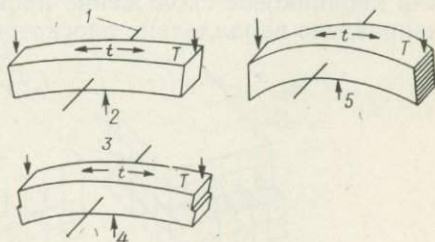


Рис. 4-5. Модель скольжения при изгибе. Кристалл изогнут подобно тому, как можно согнуть колоду карт.

1 — ось изгиба; *2* — нагрузка; *3* — упруго изогнутый кристалл; *4* — грубое проявление скольжения; *5* — линии скольжения.

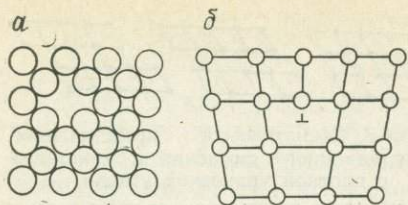


Рис. 4-6. Примеры дефектов в кристаллах.

a — линейный дефект от избыточного ряда атомов; *b* — точечный дефект от недостатка одного атома.

плоскости смещения, разрывая за один раз лишь несколько связей. Для наглядной демонстрации характера движений при скольжении пользуются также слоями мраморных шариков. В исходной позиции шарики верхнего слоя находятся в лунках нижнего, но при соответствующем нажиме поднимаются и до конца выходят из устойчивого положения. Плоты уступают этой модели из-за недостаточной жесткости дутых шариков; внешняя форма их может меняться, придавая движениям характер прогрессивного процесса. Различные способы дислокаций показаны на рис. 4-7.

Двойниковое скольжение. Действие другого важного механизма скольжения завершается двойникованием, при котором кристаллическая структура минерала становится обратно ориентированной на противоположных сторонах двойниковой плоскости. Двойниковое скольжение существенно отличается от трансляционного значением передвижения, а также наличием вращения кристаллографической структуры. При простом трансляционном скольжении все слои атомов между плоскостями скольжения перемещаются в равной мере, тогда как при двойниковом скольжении в результате скольжения каждый слой атомов, расположенный над двойниковой плоскостью, испытывает большее перемещение, чем слой атомов под этой плоскостью, как показано на рис. 4-8.

Вывод направления стресса из систем скольжения. Трансляционное или двойниковое скольжение происходит тогда, когда напряжение скола направлено параллельно плоскости скольжения и в должном направлении

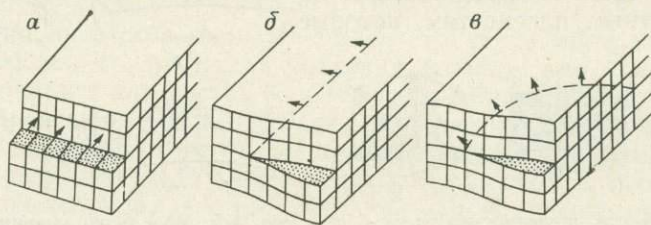


Рис. 4-7. Внутрикристаллическое смещение может завершаться проникновением дислокаций через весь кристалл.

Сдвиговые дислокации: *a* — краевая; *b* — винтовая; *v* — петельная с краевой и винтовой компонентами.

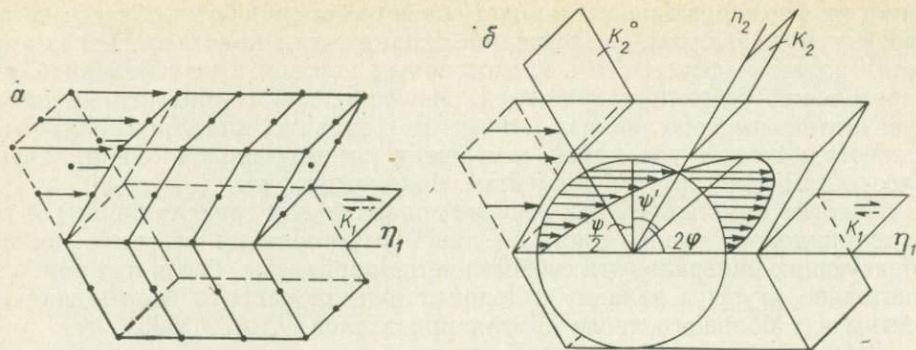


Рис. 4-8. Схематическое изображение двойникового скольжения в кристаллах.

a — атомные плоскости над двойниковой плоскостью (K_1) сдвинуты под постоянным углом к зеркальному отражению кристаллической структуры ниже K_1 ; *b* — элементы двойникового скольжения и угловые условия, представленные с помощью эллипса деформаций (из работы Картера и Рейли [Carter, Raleigh, 1969]).

этого плоского пространства достигает значения, превышающего некоторое критическое. Фридманом [Friedman, 1964] намечены следующие условия напряжения в экспериментально деформированном кальците — минерале, в котором признаки скольжения наиболее четко выражены (рис. 4-9):

- 1) среднее напряжение направлено параллельно плоскости потенциального скольжения и перпендикулярно к направлению скольжения;
- 2) направление максимального напряжения наклонено под углом 45° к потенциальной плоскости скольжения и ориентировано таким образом, чтобы у тягового усилия в плоскости скольжения получался правильный знак;
- 3) направление минимального напряжения расположено под углом 45° к плоскости скольжения и лежит в плоскости, содержащей направление максимального напряжения.

Представление о том, что структура минералов и горных пород может непосредственно увязываться с условиями напряжения, сопровождаю-

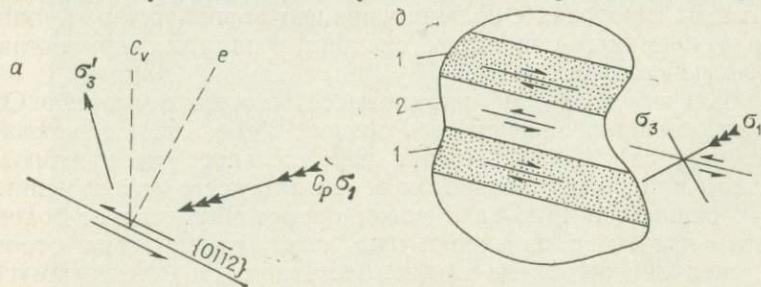


Рис. 4-9. Связь между главными направлениями напряжения и двойникового скольжения.

a — оси максимального сжимающего напряжения и максимального растягивающего усилия ориентированы так, чтобы способствовать скольжению по *e*. Разрез перпендикулярен к плоскости *e*; в его плоскости лежит направление скольжения и оптическая ось C_v ; *b* — разрез через двойникованный кристалл кальцита (1 — без двойникового, 2 — с двойникованием) (по Фридману [Friedman, 1963]).

щими их формирование, составляет основу многих работ в области петроструктурного анализа. Исследование скольжения в кристаллических агрегатах подает надежды стать плодотворным методом в решении проблемы определения условий напряжения. Изучение какого-либо агрегата требует статистического анализа данных. Как правило, для этого пользуются стереографической проекцией, изображая следы нормалей к двойниковым плоскостям или другим элементам микроструктуры.

Многие кристаллы имеют явные признаки как трансляционного, так и двойникового скольжения, но лишь у нескольких обычных породообразующих минералов эти свойства четко проявлены. Среди них наиболее тщательно изучены кальцит и доломит, однако системы скольжения известны и у большого числа других кристаллов [Clark, 1966].

Кинкинг и кинкбанды. * Границы большинства экспериментально или естественно деформированных кристаллов стеснены соседними кристаллами или собственными оболочками. В таких случаях часто наблюдаются резкие изменения ориентации плоскостей скольжения, получившие название кинкбандов (полос изломов), причем ограничивающие их поверхности пересекают активные плоскости скольжения. Во время деформации материал кинкбанда поворачивается относительно внешней среды, которая может оставаться ненарушенной. Вначале поворот совершается вокруг оси, расположенной в плоскости скольжения перпендикулярно к направлению последнего. В ходе дальнейшей деформации поворот может охватить и материал внешней среды, но действуя в обратном направлении (наружу) по отношению к повороту плоскостей скольжения внутрь (рис. 4-10). Местная деформация, связанная с этими поворотами, выражается как

$$S = \text{ctg } \alpha + \text{ctg } \beta,$$

где S — деформация скола, а α и β — углы между плоскостью скольжения и границей кинкбанда, измеренные соответственно внутри его и снаружи [Turner, 1962; Borg Handin, 1966].

Образование плоскостных изломов можно обнаружить в кристаллах различного типа, но особенно четкие кинкбанды наблюдаются в монокристаллах слюды и породах с большим процентом минералов группы слюд, например в кремнисто-глинистых сланцах, филлитах, кристаллических сланцах и гнейсах (рис. 4-11).

Для объяснения кинкинга выдвигаются гипотезы двух типов. Согласно гипотезе миграционного развития [Peterson, Weiss, 1961] образование изломов начинается со скольжения, параллельного расслоению. Образуется узкий кинкбанд с поворотом в нем плоскостей расслоения. Дальнейшее укорачивание кристалла может происходить за счет боковой миграции зоны излома без изменения угла между плоскостями скольжения внутри и снаружи кинкбанда или же благодаря продолжающемуся повороту плоскостей расслоения в зоне излома.

Альтернативное представление заключается в том, что плоскости расслоения поворачиваются в кинкбандах с фиксированными границами,

* Эти явления в монокристаллах биотита и кристаллических агрегатах с большим процентом слюд рассмотрены Боргом и Хэндином [Borg, Handin, 1968].

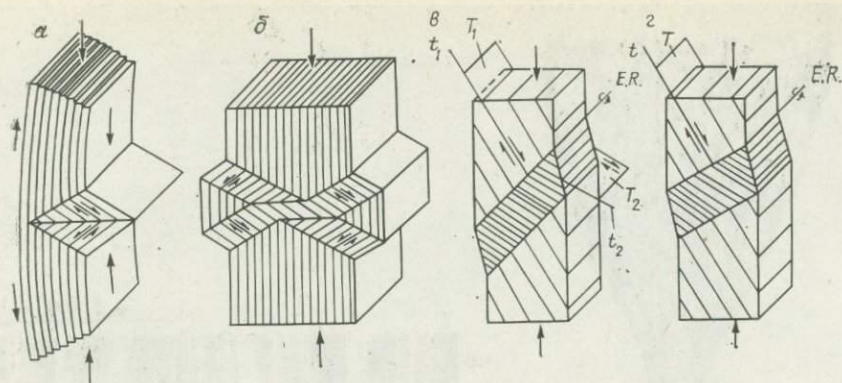


Рис. 4-10. Схематическое изображение четырех типов кинкбандов в кристаллах.

a — кинкбанды в кристаллах, нагрузка на которые действует параллельно сильной плоскостной анизотропии; *б* — своеобразные сопряженные изломы под нагрузкой, действующей параллельно плоскостной анизотропии; *в* — симметричный плоскостной излом в кристалле с плоскостью внутрикристаллического смещения, ориентированной по большому напряжению скола; *г* — асимметричный плоскостной излом в кристалле с плоскостью внутрикристаллического смещения, ориентированной по большому напряжению скола (из работы Картера и Рейли [Carter, Raleigh, 1969]).

которые не могут мигрировать в процессе образования изломов [Donath, 1963]. Исходной деформацией является смещение по плоскостям расслоения, которое приводит к нарушению стабильности, что и вызывает образование изломов. При дальнейшей деформации поворот плоскостей расслоения в кинкбанде продолжается вплоть до достижения некоторой предельной ориентации, и на этой стадии какой-либо дополнительный поворот

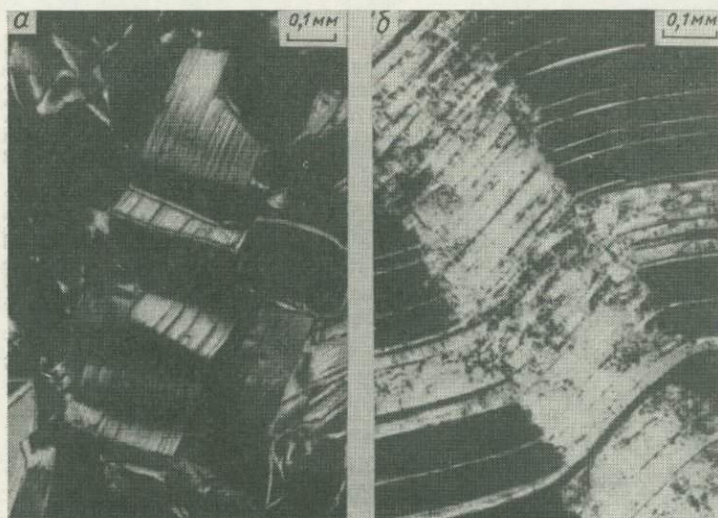


Рис. 4-11. Кинкбанды в природно деформированных кристаллах.

a — биотит; *б* — плагиоклаз (из работы Картера и Рейли [Carter, Raleigh, 1969]).

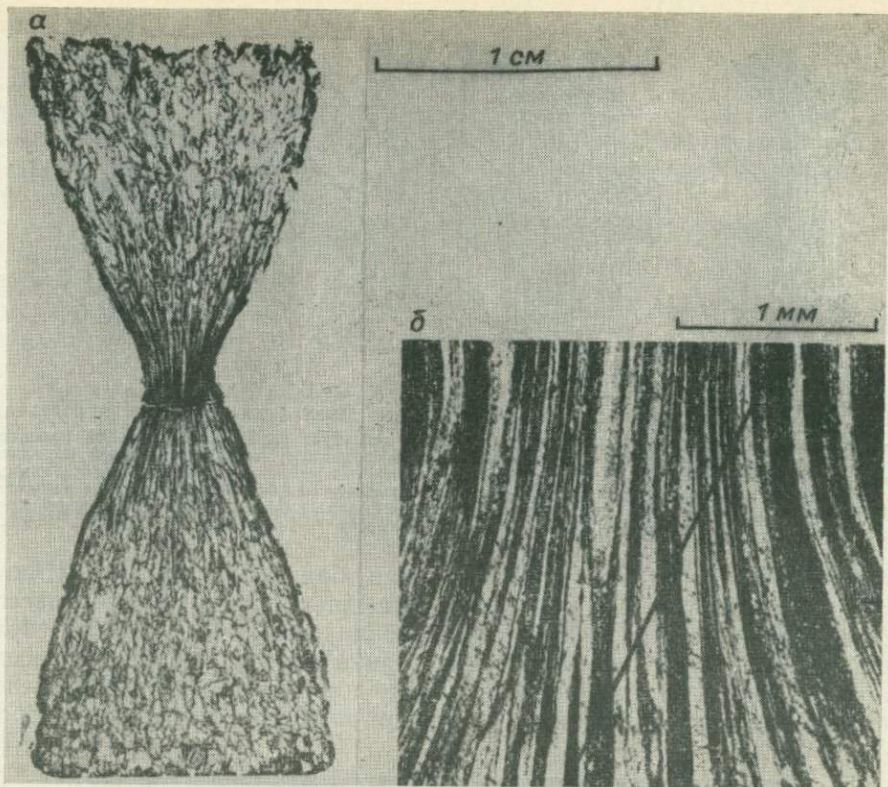


Рис. 4-12. Разрез образца юльского мрамора, деформированного растяжением при температуре 600 °С и всестороннем давлении 3 кбар.

Обращает на себя внимание, как образец перетянут в срединной части. На увеличенном изображении этой «тали» (б) видно, как кристаллы кальцита, потеряв свою первоначальную выдержанную форму, отклоняются в стороны по причине двойникования. Концы образца сравнительно мало деформированы (из работы Григса и др. [Griggs e. a., 1960]).

становится уже невозможным; тогда либо образуется вторая зона излома, либо происходят разрывные нарушения вдоль границ кинкбанда.

В серии экспериментов Доната ширина кинкбандов изменялась в зависимости от общего (гидростатического) давления. Широкие зоны излома (5 мм +) появлялись только при низких давлениях (не более 200 бар), а при переходе к повышенным давлениям становились все уже и уже. Таким образом, ширина кинкбандов может служить надежным полевым указателем глубины, на которой происходила деформация, вызвавшая образование плоскостных изломов.

Механизмы деформации кальцита. * В кристаллах кальцита наблюдаются двойниковое и поступательное скольжение, пластинки смещения, трещины раскалывания и кинкбанды, но главным механизмом деформации

* См. работы Тернера, Григса и Харда [Turner, Griggs, Heard, 1954]; Белла [Bell, 1941]; Картера и Рейли [Carter, Raleigh, 1969]; Фридмана [Friedman, 1964].

является в данном случае двойниковое скольжение (рис. 4-12) в плоскости, обозначаемой индексом $e = \{01\bar{1}2\}$. Такой характер деформации принимает всякий раз, как только ориентация кристалла благоприятствует движению в этой плоскости. При низких температурах кальцит обладает значительно большим сопротивлением ввиду неблагоприятной ориентации его кристаллов для скольжения, с которым связано двойникование; при повышении температуры эта разница стирается. Таким образом, при высоких температурах можно скорее ожидать течения пород, богатых кальцитом.

Механизмы деформации кварца. Поведение кварца особенно интересно в связи с тем, что он является одним из самых распространенных породообразующих минералов. У кварца нет плоскостных размещений атомов, которые способствовали бы трансляционному и двойниковому скольжению, но зато четко проявляются другие виды деформаций, что можно видеть на рис. 4-13—4-15. Если при деформации кристаллическая структура кварца изгибается, то в поляризованном свете его зерна дают волнистое угасание. Края кварцевых зерен в некоторых образцах гранулированы, для кварца сильно деформированных пород характерна трещиноватость, и в деформированных кристаллах кварца бывают заметны пластинки деформации. В кварце, экспериментально деформированном при высоких общем давлении (20 кбар) и температуре (500 °С), вторичные пластинки ориентированы тремя различными способами. Самая обычная их ориентация параллельна оси a , реже они расположены под углом 20—60° к оси a и в третьем случае — субпараллельно c . Пластинки часто сопровождаются изломами в плоскостях смещения. Наиболее распространены смещения в плоскостях базопинакоида у всех тех зерен, которые ориентированы таким образом, что базис является плоскостью высокого сколового напряжения.

Механизмы деформации других кристаллов. Результаты изучения других обычных породообразующих минералов вкратце суммированы ниже.

Д о л о м и т. При низких давлении и температуре деформация выражается в трансляционном скольжении в плоскости базопинакоида парал-

Рис. 4-13. Микрофотография (при ярком освещении поля) ряда параллельных кинкбандов северо-восточного простирания.

Полосы, изобилующие трещинами, почти перпендикулярными к их границам, деформированы сравнительно слабо. В более интенсивно деформированных полосах пластинки едва заметны (из работы Кристи и др. [Christie e. a., 1964]).



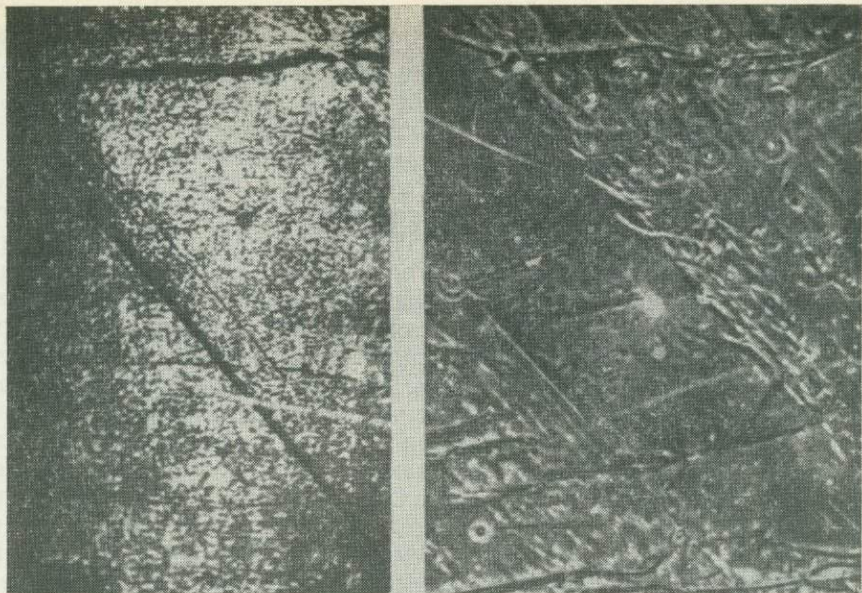


Рис. 4-14. На шлифованной поверхности видны полосы внутрикристаллического смещения и пластинки деформации.

Кристалл кварца, сжатый перпендикулярно к r (сверху вниз) при температуре 500 °С и всестороннем давлении 20 кбар с сокращением на 1%. Широтные трещины образовались при снятии нагрузки (из работы Кристи и др. [Christie e. a., 1964]).

лельно оси a . При 5 кбар и 300—400 °С у благоприятно ориентированных кристаллов проявляется смещение по базопинакноиду, становится существенным двойниковое скольжение. Как и в случае кальцита, главные напряжения можно определить по двойникам. Важное наблюдение заключается в том, что в сравнимых условиях доломит более прочен и хрупок, чем известняк [Handin, Fairbairn, 1955].

О л и в и н. Деформируется путем внутрикристаллических смещений, но в различных плоскостях в зависимости от температуры и скорости деформации [Raleigh, 1968].

П и р о к с е н. Диопсид деформируется путем смещений и двойникования при температурах от средних до высоких и общем давлении 5 кбар. Им также можно пользоваться для определения ориентации напряжений [Raleigh, Talbot, 1967].

О р т о п и р о к с е н. Претерпевает трансляционное скольжение, но механически не двойникуется.

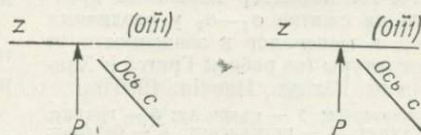
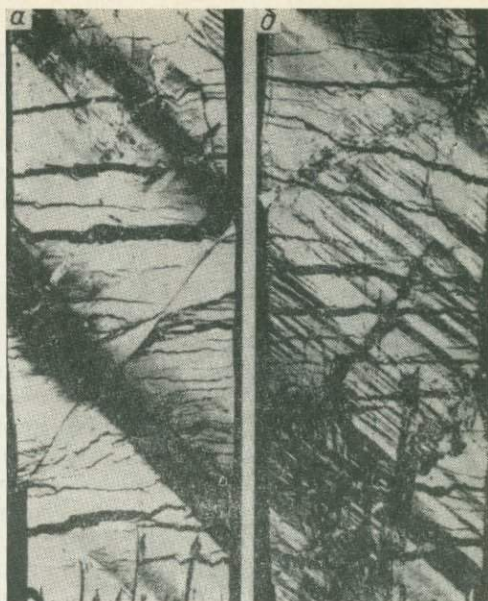
П л а г и о к л а з. Подвержен механическому двойникованию, но, поскольку двойники в плагиоклазе могут быть также продуктами роста, непригоден для анализа напряжений в тектонитах. В деформированном плагиоклазе наблюдаются и кинкбанды.

С л ю д а. О трансляционном скольжении и развитии кинкбандов в биотите уже говорилось выше.

Рис. 4-15. Кристаллы кварца, сжатые перпендикулярно к $(0\bar{1}11)$.

Направление сжатия P и ориентация кристалла показаны под фотографиями. Широкие горизонтальные разрывы — трещины растяжения, образовавшиеся при снятии нагрузки с образца. Ширина образцов около 3 мм.

a — деформация при 400°C и всестороннем давлении 23 кбар; образец сократился на 10%. Широкие полосы северо-западного простирания — зоны волнистого угасания, обусловленные своим происхождением изгибам кристаллической структуры; b — деформация при 750°C и всестороннем давлении 22 кбар; образец сократился на 15%. Полосы деформации, субпараллельные оси c , широко развиты в шлифе (из работы Картера и др. [Carter e. a., 1964]).



Деформации кристаллических агрегатов *

Деформация кристаллических агрегатов отличается от деформации монокристаллов главным образом той ролью, которую играют границы зерен и отдельных кристаллов. Границы зерен в большинстве кристаллических пород образуют мозаичную картину из участков с различной атомной конфигурацией. Даже в мономинеральных породах они тяготеют к разнонаправленной ориентации: одни благоприятны для той или иной системы скольжения, другие — нет. Границы зерен в обломочных породах имеют еще большее значение, за исключением тех случаев, когда породы плотно сцементированы, в особенности кремнеземом. Хотя граничный эффект и важен, однако большего внимания заслуживает общая реакция породы, т. е. соотношения деформации и напряжения в различных условиях температуры и геостатического давления. Такого рода данные сведены для ряда распространенных пород на графике, связывающем сопротивление сжатию с температурой (рис. 4-16).

* За всесторонним обсуждением вопроса и списком литературы читатели отсылаются к работам Григса, Хэндина [Griggs, Handin, 1960] и Харда, Борга, Картера [Heard, Borg, Carter, 1972].

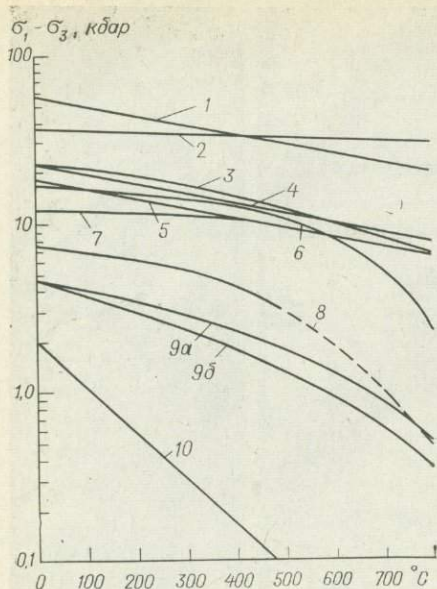


Рис. 4-16. Характер изменений прочности на сжатие $\sigma_1 - \sigma_3$ у различных пород и минералов в зависимости от температуры (из работы Григса и Хэндина [Griggs, Handin, 1960]).

1 — кварц $\parallel c$; 2 — кварц $\perp c$; 3 — гранит; 4 — дунит; 5 — пироксенит; 6 — базальт; 7 — доломит; 8 — золенгофенский известняк; 9 — юльский мрамор (растяжение: а — $\varepsilon = 3$, б — $0,2\%$ /мин.); 10 — кальцит (τ_c по ρ).

меньше соответственно 400°C и 3000 атм. Когда они выше, для получения наперед заданной деформации требуется меньшее напряжение).

3. Возрастает предразрывное значение деформации. В большинстве экспериментов разрыву сплошности образца предшествует деформация более 10% , а при очень высоком гидростатическом давлении недостаточно и этого значения.

Влияние нагрева известняка как на сжатие, так и на растяжение выражается в трех главных явлениях:

- 1) возрастает деформация при данном дифференциальном напряжении;
- 2) возрастает предразрывная деформация;
- 3) уменьшается максимальное дифференциальное давление в образце, устанавливаемое до разрыва его сплошности.

В смысле качественных изменений рост температуры и гидростатического давления оказывает одинаковое влияние на породу при растяжении и при сжатии. Поведение известняка с повышением температуры и давле-

Использование экспериментальных данных для интерпретации микроструктурных особенностей пород в полевых условиях рассматривается Тобином и Донатом [Tobin, Donath, 1971], а также Донатом, Фэллом и Тобином [Donath, Fail, Tobin, 1971].

Влияние температуры и общего давления

Деформация мраморов и известняков. * Обширные исследования кристаллических агрегатов кальцита проводились на материале юльского мрамора и золенгофенского известняка. Результаты принято выражать графически (рис. 4-17—4-19).

Повышение гидростатического давления на известняк следующим образом влияет как на сжатие, так и на растяжение.

1. Увеличивает дифференциальное напряжение, которое выдерживает порода перед разрывом ее сплошности.
2. Увеличивает дифференциальное напряжение, необходимое для получения наперед заданной деформации. (Заметим, что сказанное справедливо только для температур и давлений

* [Griggs, Miller, 1951; Griggs, Handin, 1960; Heard, 1960].

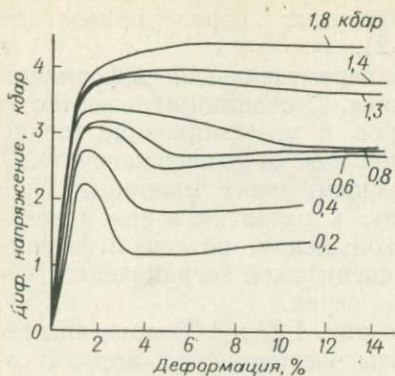


Рис. 4-17. Влияние роста всестороннего давления на предельное дифференциальное напряжение (прочность) известняка Краун-Пойнт.

Кривые, связывающие дифференциальное напряжение с продольной деформацией, показывают повышение прочности, вызванное увеличением давления, и характер ее изменений, а именно переход от хрупкой реакции при низком всестороннем давлении к пластичной при высоких его значениях (из работы Доната [Donath, 1970]).

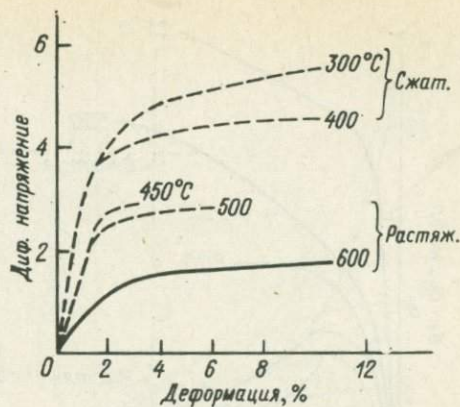


Рис. 4-18. Влияние температуры на прочность по данным ряда соответствующих экспериментов с образцами золенгофенских известняков.

Все испытания проводились при всестороннем давлении 3000 атм. Как при растяжении, так и при сжатии повышение температуры вызывает уменьшение прочности (по Харду [Heard, 1960]).

ния меняется от реакции хрупких тел до реакции пластичных материалов.* Выразив переход от ломкой реакции к ковкой как функцию общего давления и температуры (рис. 4-20), можно ясно показать разницу в поведении известняка при деформациях растяжения и сжатия. При растяжении значительно выше гидростатическое давление, необходимое для того, чтобы деформация вызвала у материала пластичную реакцию. Разницу в поведении известняка при деформации сжатия и растяжения показывает также сравнение кривых, связывающих напряжение и деформацию (рис. 4-18 и 4-20). Для получения заданного значения деформации при растяжении требуются более низкие дифференциальные напряжения. Для наглядного

* Термины компетентный и некомпетентный глубоко укоренились в литературе по структурной геологии. Уиллисом [Willis, 1923] слово «компетентность» употребляется в следующем смысле (с. 149): «Чтобы слой был компетентным, определенные характеристики должны быть ему присущи в большей степени, чем другим слоям. Эти качества таковы: а) сопротивление сколу; б) способность залечивать трещины; в) неподатливость. С другой стороны, благоприятными условиями некомпетентности пластов при складкообразовании являются: а) отсутствие сил сцепления; б) неспособность к цементации; в) податливость. Слабые пласты часто некомпетентны противопоставить свою подъемную силу какой-либо ощутимой части общего давления. Они вынуждены двигаться пассивно. Сильные пласты, напротив, компетентны передавать движение пассивным слоям и активно нести нагрузку расположенной выше толще».

Термины компетентный и некомпетентный еще не вышли из употребления, но постепенно заменяются более строго определяемыми характеристиками, такой, например, как пластичность — суммарный процент деформации породы на грани разрыва ее сплошности в данных условиях.

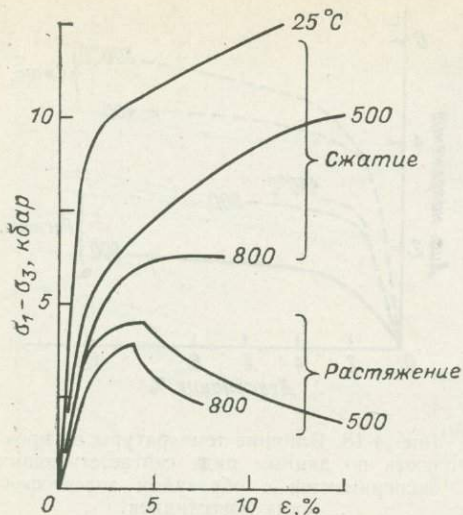


Рис. 4-19. Влияние температуры на зависимость деформации от напряжения у доломита, деформированного сжатием и растяжением при всестороннем давлении 5 кбар (из работы Григса и др. [Griggs e. a., 1960]).

располагаются под небольшим углом к направлению главного напряжения. Большинство трещин возникает поперек оси растяжения и представлено трещинами отрыва. Необычно, что трещиноватость имеет избирательную ориентацию, связанную с приложенной системой напряжений; поскольку у зерен песка только точечные контакты друг с другом, это создает условия для развития сложной системы напряжений, от которой можно было бы ожидать образования более случайной картины трещин.

Если зерна слегка вытянутой формы, то в большинстве испытаний на растяжение у них проявляется тенденция к повороту. Их длинные оси, поворачиваясь, стремятся занять положение, параллельное наибольшему растяжению. Ориентация оптических осей зерен кварца также избирает в соответствии с приложенным напряжением некоторую предпочтительную систему.

Для деформации песка часто применяют выражение «катакластическое течение», включающее: 1) образование трещин скола и разрыва; 2) повороты зерен; 3) случайные раскалывания зерен.

Образование трещин играет исключительно важную роль в экспериментах с сухим песком, но раздавливание зерен становится все менее значимым по мере роста порового давления, потому что высокое поровое давление снижает внутреннее трение.

Деформации песчаников с кальцитовым цементом изучались Фридманом [Friedman, 1963]. Им установлено, что кальцит деформируется преимущественно путем двойникового скольжения, а зерна кварца, полевого шпата и граната — путем образования трещин. Как трещины, так и двой-

сравнения пластичности ряда пространственных пород приводится рис. 4-21.

Экспериментальная деформация песчаника. Песчаники отличаются от мраморов и известняков не только тем, что сложены почти исключительно кварцем, менее склонным, чем кальцит, к развитию в нем плоскостей скольжения, но еще и физической спецификой ограничений отдельных зерен.

На рис. 4-22 и 4-23 показаны результаты экспериментов Борга с соавторами [Borg e. a., 1960] с сухим и дезинтегрированным песком из песчаника Сент-Питер. Песок не связан никаким цементом, и поэтому движения вдоль ограничений отдельных зерен совершаются в нем значительно свободнее, чем в мраморах и подобных им породах. Образование трещин служит основным процессом деформации песка (рис. 4-24), причем трещины

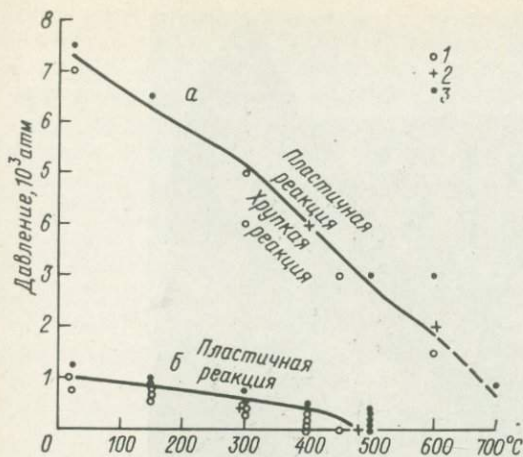


Рис. 4-20. Температура и всестороннее давление (переходная область), при которых происходит переход от разрывных нарушений в хрупком известняке к его пластичной деформации под действием сжатия (б) и растяжения (а).

Экспериментальные реакции: 1 — хрупкая; 2 — переходная; 3 — пластичная (из работы Харда [Heard, 1960]).

никовые пластинки непосредственно связаны в своей ориентации с направлением главных напряжений (рис. 4-25).

Деформация изверженных и метаморфических пород. * Борг и Хэндин [Borg, Handin, 1966] сопоставили реакции кристаллических пород, деформированных в условиях, отвечающих глубине 3,5 км, с поведением других образцов, которые подверглись испытаниям в условиях, отвечающих 18-километровой глубине. На небольших глубинах породы по большей части реагируют хрупко и достаточно упруго до нарушения их трещинами скола. Только кристаллические сланцы испытывают необратимые нарушения без потери сил сцепления, и они же проявили себя самыми слабыми из пород, участвовавших в этой серии экспериментов, показав предельное сопротивление на разрушение всего лишь 2 кбар против 3,3 кбар у гранита и 8,2 кбар у гранодиорита (табл. 4-1). Мелкозернистые породы в рассматриваемых условиях прочнее своих грубозернистых аналогов, а породы, сложенные кварцем и полевым шпатом, отличаются в целом большей прочностью от разновидностей, богатых цветными минералами.

Условия высоких температур и давлений, отвечающие большим глубинам, порождают большое разнообразие деформаций. Не содержащие слюд анизотропные породы (амфиболиты и перидотиты) типично хрупкие, а рассланцованные разновидности с содержанием слюд до 10% относятся ча-

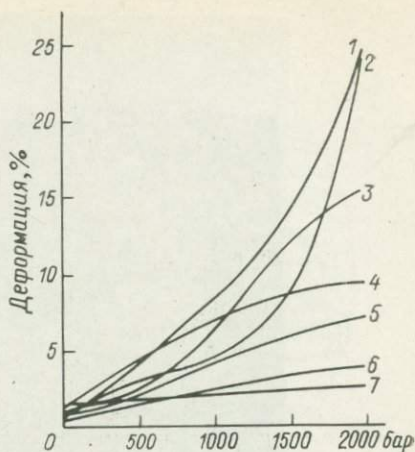


Рис. 4-21. Пластичность (процент деформации) перед самым образованием разломов со смещением или без него) некоторых распространенных пород как функция общего давления.

1 — глинистый сланец; 2 — песчаник; 3 — известняк; 4 — ангидрит; 5 — доломит; 6 — кварцит; 7 — твердый сланец.

Кривые показывают, что пластичность всегда повышается с возрастанием всестороннего давления, но в самой различной степени (данные по некоторым породам заимствованы у Хэндина и Хагера, 1957) (из работы Доната [Donath, 1970]).

* Анализ данных о деформации дунитов и перидотитов можно найти в работе Картера и Аве-Ляллемана [Carter, Avé Lallemant, 1970].

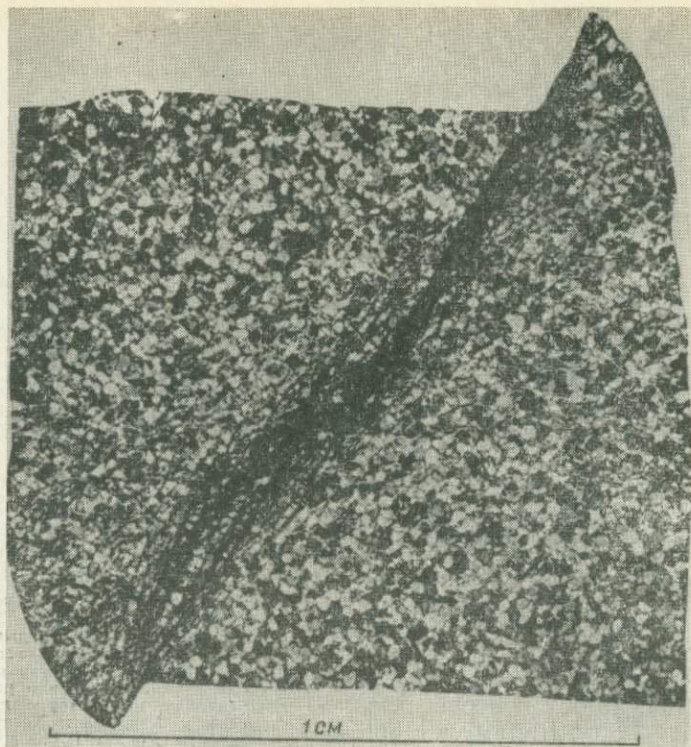


Рис. 4-22. Образец песка Сент-Питер, укороченный на 40% при всестороннем давлении 50 кбар, давлении воды в интерстициях 1 кбар и температуре 500 °С. Обращает на себя внимание отсутствие дробления зерен на всей площади шлифа, если не считать прибортовой зоны взброса (из работы Григса и Хэндина [Griggs, Handin, 1960]).

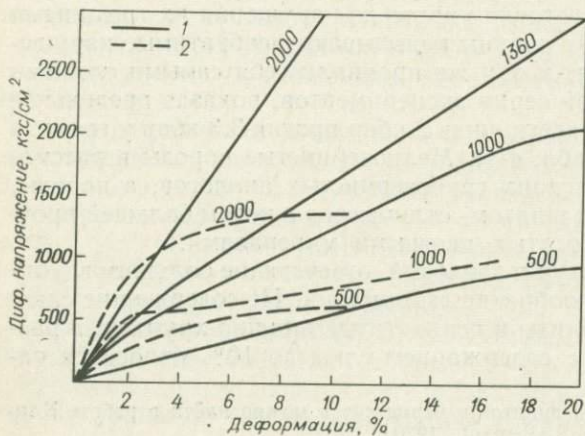


Рис. 4-23. Кривые, связывающие деформацию с напряжением, полученные на материале сухого сыпучего (деагрегированного) песка (250—300 мкм) Сент-Питер, деформированного сжатием (1) и растяжением (2) при различном всестороннем давлении. На кривых указано всестороннее давление в барах (из работы Борга и соавторов [Borg e. a., 1960]).

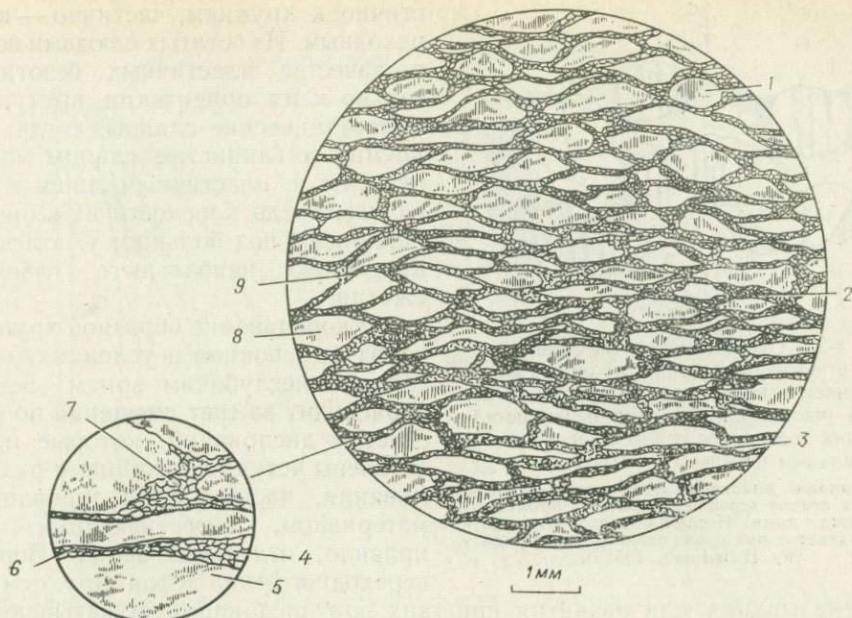


Рис. 4-24. Образование катакlastической структуры в кварците (из работы Хиггинса [Higgins, 1971]).

1 — округленное зерно кварца; 2 — перекристаллизованный кварц, цемент; 3 — кварцевое зерно с исключительно большим удлинением; 4 — перекристаллизованный цемент (обратите внимание на деформацию); 5 — деформированное зерно кварца; 6 — мусковит; 7 — обратите внимание на деформацию; 8 — зерно кварца (обратите внимание на резкие контуры и «полувертенную» форму); 9 — мусковитовый «шлейф» на краю зерна кварца.

Таблица 4-1

Реакция и прочность пород на сжатие при общем давлении 5 кбар и температуре 500 °С по Боргу и Хэндину [Borg, Handin, 1966]

Реакция	Порода	Прочность, кбар
Ломкая	Диабаз	5,5
	Диорит	7,1
	Гранит	8,3
	Липарит	10,5
	Амфиболит ($\perp s$)	11,4
	Бiotитовый гнейс ($\perp s$)	11,3
	Гранито-гнейс ($\perp s$)	11,5
	Мигматит ($\perp s$)	9,9
	Перидотит ($\perp s$)	4,0
Переходная	Габбро	8,2
	Пироксенит	6,4
	Фордхемский гнейс ($\parallel s$)	8,8
	Мигматит ($\parallel s$)	6,7
Пластичная	Фордхемский гнейс ($\perp s$)	4,3
	Кровельный сланец ($\parallel s$)	6,3
	Кристаллический сланец ($\perp s$)	6,1

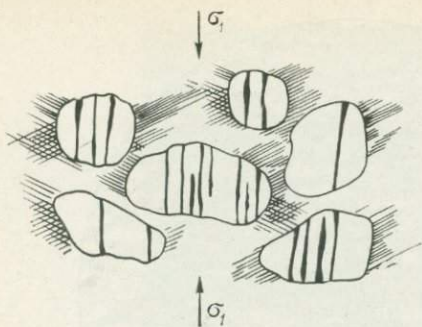


Рис. 4-25. Схематическая зарисовка трещин в песчаных зернах и двойниковых пластинок в кристаллах кальцитового цемента (частая картина при перекристаллизации песчаников с известковистым базальным цементом. — *Прим. ред.*)

Двойниковые пластинки лучше всего развиты с обеих сторон зерен и затухают в промежутках между ними. Несколько пластинок получило развитие над и под зернами (по Фридману [Friedman, 1963]).

тем скалывания или развития широких зон дислокаций, охватывающих целые системы сколов, где в кристаллах слюд и пироксенов наблюдаются элементы внутрикристаллического течения и кинкинга, пластичная реакция, типичная для более глубинных условий, характеризуется внутрикристаллическим течением в кинкбандах и скольжением изгиба у слюд наряду с интергранулярным скалыванием по плоскостям с надлежащим образом ориентированных кристаллов этого минерала. Образуются и разрывные нарушения, но только после интенсивной и перманентной деформации.

Влияние порового давления. Вода попадает в интергранулярное поровое пространство отложений во время их накопления, ее сорбируют также глины и другие коллоиды. Часть воды вытесняется в процессе уплотнения и цементации, но главная масса ее остается, а в изверженных и метаморфических породах растворы могут присутствовать как в поровом пространстве, так и в виде включений. Жидкости способствуют перекристаллизации пород, в которых они содержатся, и влияют на характер их деформации. Давление поровых растворов, которое называется поровым давлением, иногда становится очень высоким, приближаясь даже к геостатическому, если водонепроницаемые слои препятствуют свободному выходу поровых растворов из вмещающего их горизонта. Поровое давление играет важную роль в образовании трещин и динамических разрывных нарушений, в развитии некоторых осадочных текстур.

При экспериментальном изучении поробарического эффекта образцы помещались в непроницаемые чехлы таким способом, чтобы давление в поровом пространстве (p_n) можно было поднимать независимо от всестороннего давления (p_0) на образец. При соблюдении такого условия поровое давление уменьшает действие всестороннего, что выражается как эффективное всестороннее давление $p_0 - p_n$.

стично к хрупким, частично — к переходным. Из богатых слюдами пород в качестве пластичных безотносительно к их ориентации выступают кристаллические сланцы, тогда как кремнисто-глинистые сланцы можно относить к пластичным лишь в том случае, когда плоскости их кливажа наклонены под большим углом к направлению наибольшего главного сжатия.

Укорачивание образцов хрупких пород (в основном в условиях, отвечающих неглубоким зонам Земли) происходит за счет смещений по плоскостям дислокаций, которые представлены четкими трещинами раздавливания, часто с гранулированным материалом, пересекающими, как правило, отдельные зерна. Породы переходного типа деформируются путем

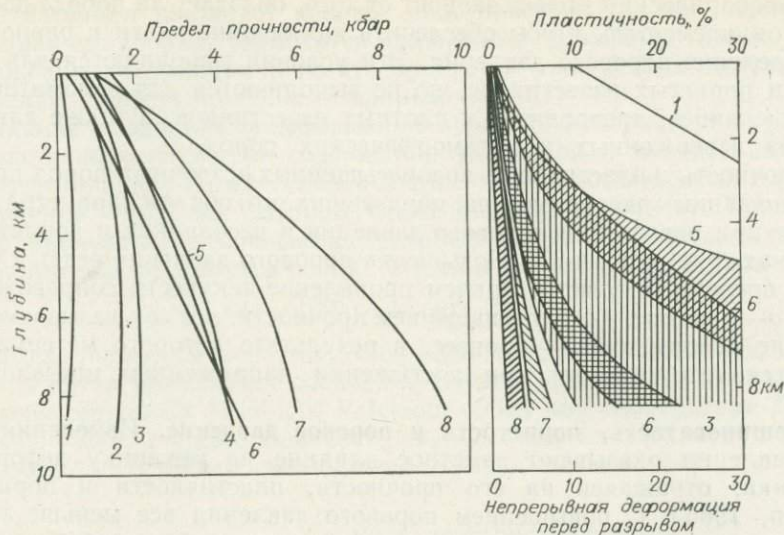


Рис. 4-26. Предельные значения прочности на сжатие и пластичности сухих пород как функции глубины.

Учтено влияние всестороннего (геостатического) давления и температуры (30 °С/км).
 1 — каменная соль; 2 — алевролит; 3 — глинистый сланец; 4 — алевролит; 5 — известняк; 6 — песчаник; 7 — доломит; 8 — кварцит (из работы Хэндида и соавторов [Handin, 1963]).

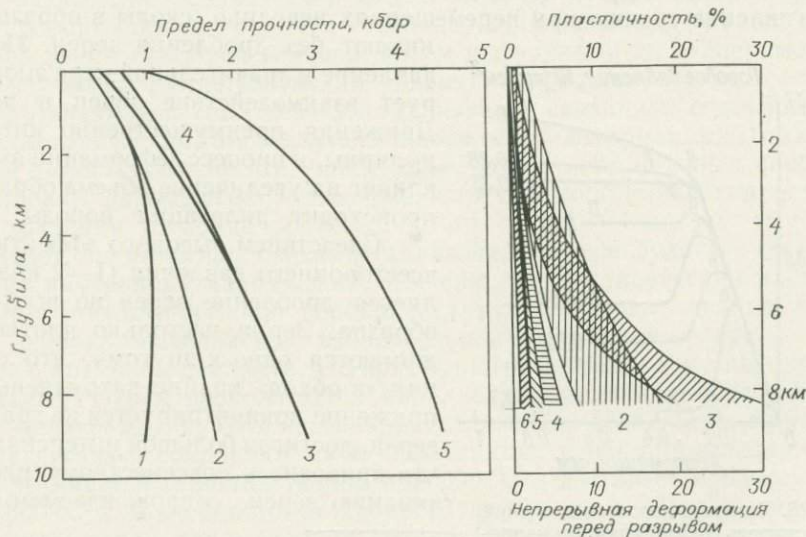


Рис. 4-27. Предельные значения прочности на сжатие и пластичность водонасыщенных пород как функции глубины.

Учтено влияние всестороннего (геостатического) давления, температуры (30 °С/км) и «нормального» формационного (порового) давления. 1 — алевролит; 2 — глинистый сланец; 3 — известняк; 4 — песчаник; 5 — доломит; 6 — кварцит (из работы Хэндида и соавторов [Handin e. a., 1963]).

Поробарический эффект зависит от того, обладает ли порода достаточной проницаемостью, чтобы обеспечить впитывание влаги и равномерное распределение порового давления. Эти условия выполняются для песчаников и пористых известняков, но не выполняются для доломитов, глинистых сланцев, алевролитов и плотных известняков, а также для большинства изверженных и метаморфических пород.

Прочность и пластичность водонасыщенных осадочных пород предсказуемы по данным экспериментов, показавших, что оба эти параметра уменьшаются при повышении порового давления в песчаниках и пористых известняках (рис. 4-26, 4-27). Повышение порового давления ведет к снижению и предела текучести, причем проявление текучести сопровождается (точки *a—g* на рис. 4-28) уменьшением прочности; это так называемое размягчение деформацией — процесс, в результате которого материал размягчается (отпускается) при достижении напряжением предела текучести. *

Трещиноватость, пористость и поровое давление. Изменения порового давления оказывают заметное влияние на механику деформации песчаника, отражаясь на его прочности, пластичности и пористости [Handin, 1966]. С повышением порового давления все меньше трещин проникает в зерна, порода становится более хрупкой и слабой, когда же эффективное всестороннее давление приближается к нулю, порода теряет силы сцепления и за деформацию ответственны уже исключительно интергранулярные движения, поскольку сопротивление трению сходит на нет.

При низком эффективном всестороннем давлении (0,25 кбар и менее) сопротивление трению при перемещениях невелико, сколы в образце возникают без дробления зерен.

Поровое давление в значительной мере амортизирует взаимодействие зерен в породе. Движения преимущественно интергранулярны, и процесс деформации активно влияет на увеличение объема образца — происходит дилатация породы.

Следствием высокого эффективного всестороннего давления (1—2 кбар) является дробление зерен во всей массе образца. Зерна настолько плотно прижимаются одно к другому, что смещения «в обход» крайне затруднены. Напряжение концентрируется на границах зерен, достигая большой интенсивности, что приводит к повсеместному растрескиванию зерен, сопровождаемому рез-

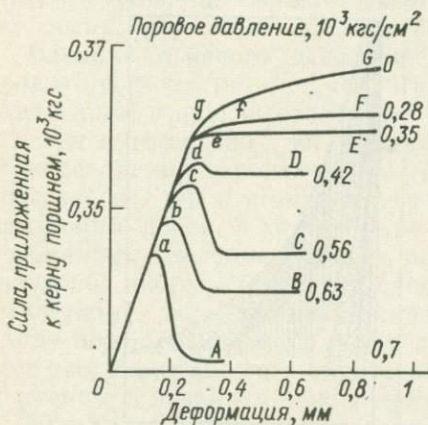
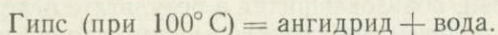


Рис. 4-28. Влияние порового давления на зависимость деформации от напряжения, полученную для индианского известняка, деформированного сжатием при ограничивающем давлении 10 000 фунтов/дюйм² (из работы Робинсона [Robinson, 1959]).

* Упрочение деформацией (механическое упрочение) распространено в металлах; после первого проявления текучести металл становится «закаленным», и при повторном приложении нагрузки предел текучести оказывается выше.

ким сокращением пористости, ввиду того что в ходе деформации измельченный материал заполняет поровое пространство. Наконец, происходит его полная закупорка, тормозится дальнейшее дробление зерен, и для продолжения деформации агрегата требуется уже весьма значительное увеличение дифференциального напряжения.

Влияние жидкостей на деформацию пород. Поробарический эффект — не единственное следствие содержания растворов в породе, влияющее на ее деформацию. Химические реакции, перекристаллизация, фазовые превращения — все эти факторы также снижают прочность пород. Например, прочность гипса падает до 0,1 своего значения при низкой температуре, когда она повышается до 100 °С и гипс переходит в ангидрит:



Выделение воды способствует повышению порового давления, заметно ослабляя интергранулярное сцепление [Heard, Rubey, 1966]. Аналогично ведет себя серпентин [Raleigh, Paterson, 1965] при температуре дегидратации 300—500 °С, и даже прочность кварца и других силикатов в присутствии воды существенно уменьшается [Griggs, Balucic, 1965].

Роль перекристаллизации

В метаморфических породах встречаются и деформированные, и недеформированные окаменелости. * Присутствие почти недеформированных ископаемых остатков в сильно рассланцованных метаморфических породах свидетельствует о том, что реальная деформация этих пород значительно меньше, чем можно было бы думать. Дело в том, что в ходе деформации совершается также перекристаллизация пород, и в настоящее время накоплен большой объем информации по экспериментальному изучению соответствующих явлений и процессов.

Различают два типа перекристаллизации, связанной с деформацией: 1) синтетектоническая, протекающая в ходе самой деформации; 2) так называемая деформация отжига, требующая, чтобы материал был сперва деформирован, затем нагрет и выдерживался при постоянном гидростатическом давлении до конца процесса.

Будет ли материал перекристаллизован или не будет — зависит от энергии внутренних напряжений, температуры и присутствия растворов. При синтетектонической перекристаллизации слюды, кварца и кальцита широко развивается избирательная ориентация зерен. Опыты Григса с мрамором показали, что кристаллографическая ось *c* перекристаллизованных зерен располагается параллельно максимальному главному напряжению сжатия, хотя неперекрысталлизованные компоненты вмещающего агрегата и сохраняют иную ориентацию; перекристаллизация мрамора начинается приблизительно при 300 °С и достигает максимума при 400—600 °С в зависимости от скорости деформации. Процесс протекает как внутри зерен, так и вдоль их границ. Интергранулярная перекристал-

* Обзор экземпляров окаменелостей в метаморфических породах можно найти у Бачера [Bucher, 1953].

лизация наиболее четко выражена в той части образцов, которая имела сильно вытянутую форму.

Синтектоническая перекристаллизация кварца и кальцита имеет некоторые общие черты. Первые признаки изменений вдоль границ кварцевых зерен появляются при 1000 °С (зубчатый контур). Новые кристаллы образуются вдоль полос смещения и возле границ первичных зерен, замещающая их на более поздней стадии перекристаллизации целиком агрегатами с четко выраженной избирательной ориентацией кристаллических новообразований. Оси c деформированного α -кварца образуют на стереографической проекции кружок с центром в σ_1 . Оси c β -кварца становятся, грубо говоря, параллельными σ_1 . Присутствие воды способствует увеличению размеров зерен, образовавшихся в результате перекристаллизации. Экспериментально полученные структуры синтектонически перекристаллизованных кварцитов обладают замечательным сходством с аналогичными природными образованиями [Carter, Christie, Griggs, 1964].

Перекристаллизации отжига юльского мрамора отвечает критическая температура 500 °С. У его экспериментально перекристаллизованных образцов структуры сходны с гранобластической и порфиробластической — метаморфических пород; новые кристаллы лишены избирательной ориентации [Griggs, Paterson, Heard, Turner, 1960]. Условия экспериментальной перекристаллизации отжига для случая кварца таковы: сжатие на 11 %, отжиг при 1500 °С, гидростатическое давление 22 кбар. Новые кварцевые зерна отличаются четкой избирательной ориентацией вдоль зон основных полос смещения и разрывных дислокаций.

Фактор времени в деформации пород

Оценка фактора времени в деформации пород* — дело первоочередной важности. Непродолжительные эксперименты помогают распознать строение и генезис минеральных агрегатов, но нельзя не учитывать, что во многих геологических процессах участвуют напряжения, приложенные на протяжении огромных отрезков времени. Опыты, как правило, длятся не более нескольких дней, породы же, медленно погружаясь в условиях геосинклинали или зоны субдукции, испытывают чрезвычайно растянутое во времени нарастание литостатического давления (миллионы лет). Для оценки влияния времени на деформацию проводились опыты двух категорий.

1. Испытания на ползучесть, при которых внешние условия и дифференциальное напряжение поддерживаются постоянными. По данным таких экспериментов построены кривые зависимости деформации от времени (рис. 4-29).

2. Испытания при постоянной скорости деформации, когда переменные среды сохраняют постоянное значение, а к породе прикладывается такое напряжение, чтобы скорость деформации была постоянной. Графики, как правило, выражают зависимость деформации от разности напряжений.

Скорость ползучести (отношение деформации ко времени в устойчивом процессе) у металлов служит важным параметром при определении их полезной стойкости. Аналогично проявляется ползучесть и в горных по-

родах, представление о ней дает рис. 4-29. Сперва материал испытывает упругую деформацию, за которой следует интергранулярная и внутрикристаллическая пригонка границ, составляющая пластическую деформацию. Последняя сменяется длинным периодом медленно, но устойчиво возрастающей деформации с постоянной скоростью, и, наконец, наступает третья стадия, продолжающаяся до образования трещин, на которой деформация ускоряется. Итак, наблюдаются три стадии ползучести:

1) мгновенная упругая деформация и нестационарная ползучесть — начальная стадия;

2) стационарная ползучесть — скорость деформации остается постоянной;

3) ускоренная ползучесть — конечная стадия перед разрушением; на этой стадии скорость деформации быстро возрастает. Скорость деформации крайне чувствительна к температуре; при высоких температурах наблюдаются резко повышенные скорости процесса.

После снятия нагрузки с породы, которая выдерживалась в напряженном состоянии достаточно долго для проявления в ней ползучести, происходит частичная компенсация: снимается упругая деформация и часть пластической, т. е. компенсируется первая стадия — нестационарная ползучесть (рис. 4-30).

Изучение ползучести золенгофенского известняка [Robertson, 1960] показало, что ее скорость уменьшается с ростом гидростатического давления. Ползучесть почти одинакова у сильно трещиноватых и вовсе не разбитых трещинами образцов. Образование трещин является только одним из механизмов ползучести, распространены и другие — скольжение, перекристаллизация, интергранулярная пригонка границ. Накладывание одной дислокации на другую при интергранулярном смещении, которое таким путем постепенно тормозится, характерно, по-видимому, для нестационарной ползучести; решающее значение на стадии стационарной ползучести

Рис. 4-30. Кривая изменения деформации со временем, отражающая упругую и ползучую деформацию с явлениями последействия.

Обращает на себя внимание, что упругая деформация снимается почти мгновенно, большая же часть пластической компоненты никогда не компенсируется.

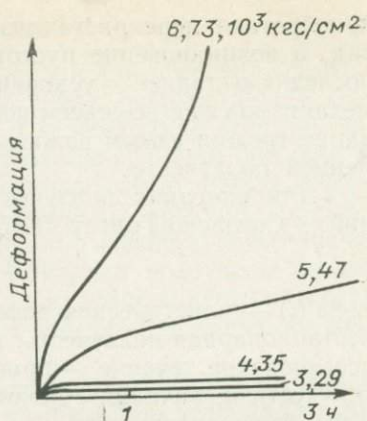
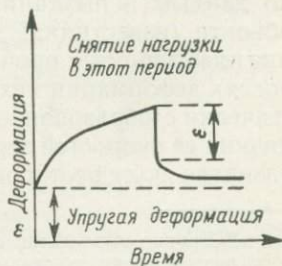


Рис. 4-29. Изменение деформации со временем (кривая ползучести) для известняка.

Нагрузка не менялась с момента ее приложения за все время измерения деформации. Самая нижняя кривая (3290 кгс/см^2) показывает, что после первой, упругой, деформации изменения были незначительными. Непрерывно развивающаяся деформация наблюдается при нагрузке $35\ 400 \text{ кгс}$, а при более высоких нагрузках скорость деформации увеличивается со временем (из работы Григса [Griggs, 1939]).



приобретают перекристаллизация, интергранулярное смещение и диффузия, а возникновение пустоток и катакластического течения маркирует последнюю стадию — ускоренную ползучесть. Относительное значение этих механизмов еще не совсем ясно, но с уверенностью можно считать образование трещин самым важным феноменом на заключительном этапе ускоренной ползучести.

Для описания ползучести предложен ряд математических выражений. * Согласно Григсу [Griggs, 1939], уравнения ползучести имеют вид

$$\varepsilon(t) = a + b \log t + ct,$$

где $\varepsilon(t)$ — пластическая деформация; a — упругая деформация; $b \log t$ — нестационарная ползучесть; t — время; a , b и c — постоянные. Член ct — псевдовязкое течение — приобретает важное значение в долговременной текучести и, начиная с некоторого момента, делается главным в выражении общей деформации.

Влияние скорости деформации на ее характер

Скорости деформации в природных процессах варьируют в широких пределах — от мгновенности метеоритных ударов до сравнительно низких значений при изостатической компенсации. Считается, что коровые плиты перемещаются со скоростями до 10—12 см/год, а скорости сокращения земной коры в орогенических поясах находятся в пределах от долей до 10 см/год. Интуитивно ясно, что скорости деформации, проявляющиеся в качестве фациального фактора механических изменений горных пород, определяют и сам механизм их деформации. Влияние скорости деформации на ее характер демонстрируется в настоящее время экспериментальными данными, накопленными в значительном объеме.

Кривые, построенные по данным испытаний образцов при постоянной скорости их деформации и выражающие зависимость разности напряжений ($\sigma_1 - \sigma_3$) от времени, можно разбить на четыре части:

- 1) упругая деформация;
- 2) нестационарная область; четко выражены явления, связанные с упрочением деформацией (механическим упрочением);
- 3) стационарное течение при постоянном напряжении;
- 4) напряжение, непрерывно возрастающее до тех пор, пока не появятся разрывы сплошности пород.

Такая разбивка аналогична подразделениям кривых, построенных по данным испытаний на ползучесть. Замедление деформации каждого объекта (известняка, доломита, кварцита и гранита) вызывает увеличение пластичности; прочность при этом заметно снижается. При высоких скоростях деформации механические изменения кварцита происходят катакластически с образованием сколов по границам и внутри зерен, в случае же низких ее скоростей зерна внутри почти не растрескиваются, зато широкое развитие получают повороты зерен и внутрикристаллические смещения.

* Другие выражения см. у Харда [Heard, 1963] и Шольца [Scholz, 1968], отводящих растрескиванию главную роль в ползучести хрупких пород.

Понятие реида

Большое значение фактора времени для поведения деформируемых пород подчеркивается Кэри [Carey, 1954], разработавшим геологические приложения модели Эндрейда *. В геотектонике действие нагрузки занимает, как правило, огромные интервалы времени; они фактически настолько велики, что нестационарная ползучесть и вязкая деформация (стационарная ползучесть), две зависящие от времени характеристики, приобретают для процесса деформации главенствующее значение. На коротких отрезках времени нестационарная ползучесть может превосходить вязкую деформацию ввиду большого коэффициента вязкости горных пород, но в долгодействующем процессе деформации ее вязкий компонент становится главным (рис. 4-31).

О природе вязкости η пород известно очень немного, но экспериментально показано, что у нее есть компоненты ламинарного течения (аналогия с ньютоновой вязкостью) и такие признаки, как внутрикристаллическое смещение, которые зависят от напряжения. Ввиду сказанного она называется псевдовязкостью, и можно показать, что величина η изменяется в зависимости от приложенного напряжения, согласно выражению $\eta = e^{-A\sigma}$ (где A — некоторая постоянная), и температуры, как $\eta = e^{B/(kT)}$

* Общая деформация = упругий компонент + пластический компонент + нестационарная ползучесть + вязкая деформация.

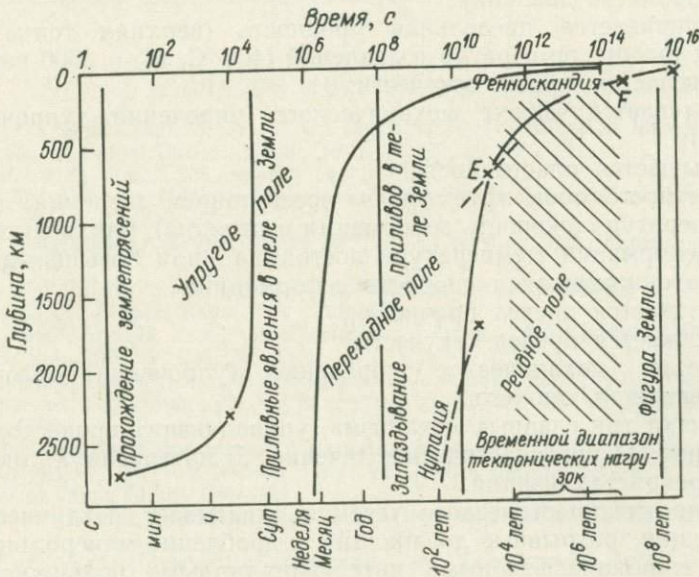


Рис. 4-31. Реидная реакция мантии как функция глубины и времени.

Верхние части литосферы и мантии ведут себя, как упругие тела, даже при очень медленных деформациях, а для сейсмических волн упругим является и весь разрез мантии, и все же основная часть мантии представляет собой реид для нагрузок, приложенных в течение длительных периодов времени, охватывающих продолжительность тектонических деформаций (из работы Кэри [Carey, 1954]).

(где B — энергия активации, k — постоянная Больцмана и T — абсолютная температура).

Реидность материала определяется как отрезок времени, необходимый для того, чтобы вязкий компонент деформации стал в тысячу раз больше упругого компонента. Она равна $(\eta/\mu) \cdot 10^3$ (η/μ — релаксационное время Максвелла). Это время условно принимается за порог вполне жидкостного поведения. «Реид — это вещество с температурой ниже точки плавления, деформация которого путем вязкого течения за время эксперимента становится по крайней мере на три порядка больше упругой деформации в тех же условиях» [Carey, 1954]. Приведем приблизительные значения реидности некоторых распространенных геологических материалов:

Лед	2 недели
Каменная соль	$10^6 - 10^8$ с (10 лет)
Гипс	1 год
Серпентин	10 000 лет

Резюме [Handin, 1968]

Экспериментальное изучение кристаллических агрегатов раскрыло следующие явления (см. кривые, связывающие деформацию с напряжением, рис. 4-17—4-19).

1. При постоянных температуре и скорости деформации: возрастающее эффективное всестороннее давление; реакция пород в целом изменяется в направлении от хрупкой к пластичной с увеличением эффективного всестороннего давления:

а) увеличивается предельная прочность (верхняя точка кривой) в условиях низких температур и давлений (400°C , $p_0 = 3000$ бар);

б) повышается предел текучести;

в) усиливается эффект механического упрочения (упрочения деформацией);

г) повышается пластичность.

2. При постоянном эффективном всестороннем давлении: повышающаяся температура (скорость деформации постоянна), или повышающаяся скорость деформации (температура постоянна), или повышающаяся температура и снижающаяся скорость деформации:

а) понижается предел прочности;

б) понижается предел текучести;

в) исчезает механическое упрочение (упрочение деформацией);

г) повышается ковкость.

Различают три главных механизма, управляющих процессом течения горных пород: 1) катакластическое течение, 2) интергранулярное смещение, 3) перекристаллизация.

Понятие катакластического течения охватывает механическое раскрытие трещин, разрывные дислокации и дробление минеральных зерен наряду с широкомасштабными интергранулярными подвижками. Этот механизм срабатывает в условиях, благоприятствующих перечисленным явлениям, и в материалах (пример — кварц), которым свойственна хрупкая реакция. Важную роль играет эффект трения. Благоприятными для катакластического течения условиями являются: 1) низкое всестороннее

давление (малые глубины); 2) высокое поровое давление, 3) низкая температура, 4) большая скорость деформации, 5) большое дифференциальное напряжение.

Интергранулярное смещение характеризуется явлениями трансляционного и двойникового скольжения, типичными для кальцита. У одних материалов чувствительность к механизму смещения больше, у других — меньше, на что уже обращалось внимание. Эти явления шире распространены в более глубоких зонах Земли; им благоприятствуют: 1) высокое всестороннее давление, 2) пониженное поровое давление, 3) повышенные температуры, 4) пониженные скорости деформации, 5) пониженное дифференциальное напряжение.

Течение, движимое перекристаллизацией, имеет место в основном как результат нарушения порядка размещения молекул под действием растворителей или новых осадителей наряду с местным плавлением и диффузией в твердых телах. Этим процессам благоприятствуют: 1) присутствие химически активных растворов, 2) высокие температуры, 3) низкие скорости деформации, 4) низкое дифференциальное напряжение.

Благодаря изменчивости обстановок деформации многие породы испытывают действие переходных механизмов между рассмотренными выше. У ряда материалов механизмы деформации изменяются в направлении от катаклического течения к интергранулярному смещению по мере роста всестороннего давления и температуры или уменьшения порового давления и скорости деформации. Такая последовательность механизмов деформации совпадает с изменением поведения материалов от хрупкой реакции до пластичной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Adams, F. D., and Nicholson, J. T.*, An experimental investigation into the flow of marble. Royal. Soc. (London) Philos. Trans., 1901, v. 195, p. 363—401.
- Andrade, E. N. C.*, Royal Soc. London Proc., 1914, v. A90.
- Bailey, S. W.*, and others, Plastic deformation of quartz in nature. Geol. Soc. America Bull., 1958, v. 69, p. 1443—1466.
- Bell, J. F.*, Morphology of mechanical twinning in crystals. Am. Mineralogist, 1941, v. 26, p. 247—261.
- Borg, Iris, and Handin, John*, Experimental deformation of crystalline rocks. Tectonophysics, 1966, v. 3, No. 4, Spec. Issue, New York. Elsevier.
- Borg, Iris, and Maxwell, J. C.*, Interpretation of fabrics of experimentally deformed sands. Am. Jour. Sci., 1956, v. 254, No. 2.
- Borg, Iris, and Turner, F., J.*, Deformation of Yule marble, Pt. VI, Identity and significance of deformation lamellae and parting in calcite grains. Geol. Soc. America Bull., 1953, v. 64, p. 1343—1352.
- Borg, Iris, and others*, Experimental deformation of St. Peter sand: A study of cataclastic flow. In: Griggs, D. T., and Handin John, eds., Rock deformation — A symposium. Geol. Soc. America Mem. 79, p. 133—191.
- Bucher, W. H.*, Fossils in metamorphic rocks. Geol. Soc. America Bull., 1953, v. 64, p. 275—300.
- Bucher, W. H.*, Role of gravity in orogenesis. Geol. Soc. America Bull., 1956, v. 67, p. 1295—1318.
- Byerlee, J. D.*, Brittle—Ductile transition in rocks. Jour. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 14, p. 4741 ff.
- Carew, S. W.*, The rheid concept in geotectonics. Geol. Soc. Australia Jour., 1954, v. 1, p. 67—117.

- Carey, S. W., Folding. Alberta Soc. Petroleum Geologist Jour., 1962, v. 10.
- Carter, N. L., Principal stress directions from plastic flow in crystals. Geol. Soc. America Bull., 1969, v. 80, p. 1231—1264.
- Carter, N. L., and Avé Lallemant, H. G., High temperature flow of dunite and peridotite. Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, No. 8, p. 2181—2202.
- Carter, N. L., and Raleigh, C. B., Principal stress directions from plastic flow in crystals. Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, p. 1231—1264.
- Carter, N. L., Christie, J. M., and Griggs, D. T., Experimental deformation and recrystallisation of quartz. Jour. Geology, 1964, v. 72, p. 687—733.
- Carter, L. N., and others, Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand. Jour. Geophys. Research, 1961, v. 66, p. 2518—2519.
- Christie, J. M., Griggs, D. T., and Carter, N. L., Experimental evidence of basal slip in quartz. Jour. Geol., 1964, v. 72, p. 734—756.
- Christie, J. M., and Raleigh, C. B., The origin of deformation lamellae in quartz. Am. Jour. Sci., 1959, v. 257, No. 6.
- Clark, S. P., Jr., ed., Handbook of physical constants. Geol. Soc. America Mem. 97, 1966.
- Crampton, C. B., Muscovite, biotite and quartz fabric reorientation. Jour. Geology, 1958, v. 66, No. 1.
- Dieterich, J. H., Time-dependent friction in rocks. Jour. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 20, p. 3690 ff.
- Donath, F. A., Fundamental problems in dynamic structural geology. In: Donnely, T. W., ed., The earth sciences, Problems and progress in current research. Chicago, Univ. of Chicago, 1963, p. 83—103.
- Donath, F. A., Some information squeezed out of rock. American Scientist, 1970, v. 58, No. 1, p. 54—72.
- Donath, F. A., and Fruth, L. S., Jr., Dependence of strain-rate effects on deformation mechanism and rock type. Jour. Geology, 1971, v. 79, No. 3, p. 347—371.
- Donath, F. A., Fail, R. T., and Tobin, D. G., Deformational mode fields in experimentally deformed rock. Geol. Soc. America Bull., 1971, v. 82, No. 6, p. 1441 ff.
- Friedman, Melvin, Petrofabric analysis of experimentally deformed calcite—cemented sandstones. Jour. Geology, 1963, v. 71, p. 12—37.
- Friedman, Melvin, Petrofabric technique for the determination of principal stress directions in rocks. In: Judd, W. R., State of stress in the earth's crust, New York, Elsevier, 1964.
- Friedman, Melvin, and Stearns, D. W., Relations between stresses inferred from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton anticline, Montana. Geol. Soc. America Bull., 1971, v. 82, No. 11, p. 3151 ff.
- Goranoon, R. W., Flow in stressed solids—an interpretation. Geol. Soc. America Bull., 1940, v. 51, p. 1023—1034.
- Griggs, D. T., Deformation of rocks under high confining pressures. Jour. Geology, 1936, v. 44, p. 541—577.
- Griggs, D. T., Creep of rocks. Jour. Geology, 1939, v. 47, p. 255.
- Griggs, D. T., Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallisation. Geol. Soc. America Bull., 1940, v. 51, p. 1001—1022.
- Griggs, D. T., and Balacic, J. D., Quartz: anomalous weakness of synthetic crystals. Science, 1965, v. 147.
- Griggs, D. T., and Bell, J. A., Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. Geol. Soc. America Bull., 1938, v. 49, p. 1723—1746.
- Griggs, D. T., and Handin, John, eds, Rock Deformation — A symposium. Geol. Soc. America Mem. 79, 1960.
- Griggs, D. T., and Miller, W. B., Compression and extension experiments on dry Yule marble at 10,000 atmospheres confining pressure, room temperature, pt. 1. In: Deformation of Yule marble (colo.). Geol. Soc. America Bull., 1951, v. 62, p. 583—862.
- Griggs, D. T., Paterson, M. S., Heard, H. C., and Turner, F. J., Annealing recrystallisation in calcite crystals and aggregates. In: Griggs, D. T., and Handin, John, eds., Rock deformation — A symposium. Geol. Soc. America Bull., 1960, Mem. 79, p. 21—39.
- Griggs, D. T., Turner, F. J., and Heard, H. C., Deformation of rocks at 500 °C. In: Griggs, D. T., and Handin, John, eds., Rock deformation — A symposium. Geol. Soc. America Mem. 79, 1960, p. 39—104.

- Griggs, D. T., and others, Effects at 150 °C, Pt. 4. In: Deformation of Yule marble (Colo.). Geol. Soc. America Bull., 1951, v. 62, p. 1385—1405.
- Griggs, D. T., Deformation of rocks at 500 °C, 5000 atmospheres pressure. Geol. Soc. America Bull., 1954, v. 65, p. 1258.
- Groshong, R. H., Jr., Strain calculated from twinning in calcite. Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, No. 7, p. 2025 ff.
- Gzoksky, M. V., The use of scale models in tectonophysics. Inetnat. Geology Rev., 1959, v. 1, No. 4, p. 31—47.
- Hahn, S. J., Ree, Taikyue, and Eyring, H., Mechanism for the plastic deformation of Yule marble. Geol. Soc. America Bull., 1967, v. 78, p. 773—782.
- Handin, John, On the Coulomb—Mohr failure criterion. Jour. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 22, p. 5343—5348.
- Handin, John, and Fairbairn, H. W., Experimental deformation of Hasmark dolomite. Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 66.
- Handin, John, and Hager, R. V., Jr., Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Tests at high temperature. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1958, v. 42, p. 2892—2934.
- Handin, John, and others, Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Pore pressure tests. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1963, v. 47, p. 717—755.
- Hansen, Edward, and Borg, Iris, The dynamic significance of deformation lamellae in quartz of a calcite-cemented sandstone. Am. Jour. Sci., 1962, v. 260, No. 5.
- Heard, H. C., Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestones as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure. In: Griggs, D. T., and Handin, John, eds., Rock deformation — A symposium: Geol. Soc. America Mem. 79, 1960.
- Heard, H. C., Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble. Jour. Geology, 1963, v. 71, p. 162—195.
- Heard, H. C., and Raleigh, C. B., Steady-state flow in marble at 500 °C to 800 °C. Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, No. 4, p. 935 ff.
- Heard, H. C., and Rubey, W. W., Tectonic implications of gypsum dehydration. Bull. Geol. Soc. America, 1966, v. 77.
- Heard, H. C., and Borg, J. Y., and Carter, N. L., eds., Flow and fracture of rocks. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1972, No. 16.
- Higgins, M. W., Cataclastic rocks. Geol. Survey Prof. Paper 687, 1971.
- Higgs, D. V., and Handlin, John, Experimental deformation of dolomite single crystals. Geol. Soc. America Bull., 1959, v. 70, No. 3, p. 245—277.
- Hobbs, B. E., Recrystallization of single crystals of quartz. Tectonophysics, 1968, v. 6, No. 5, p. 353—401.
- Hörz, Friedrich, Static and dynamic origin of kink bands in mica. Jour. Geophys. Res., 1960, v. 75, No. 5, p. 965—977.
- Hubbert, M. K., Scale models and geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 1937, v. 48, p. 1459.
- Hubbert, M. K., Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 1951, v. 62, No. 4, p. 255—372.
- Kamb, W. V., Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. Jour. Geology, 1959, v. 67.
- Kamb, W. B., The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. Jour. Geophys. Res., 1961, v. 66, p. 259—271.
- Knoff, E. B., and Ingerson, E., Structural petrology. Geol. Soc. America Mem. 6, 1938.
- Lomnitz, C., Creep measurement in igneous rocks. Jour. Geology, 1956, v. 64, p. 473—479.
- Mogi, Kiyoo, Fracture and flow of rocks. In: Ritsema, A. R., The upper mantle. Tectonophysics, 1972, v. 13, p. 541—568.
- Mügge, O., Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. Neues Jahrbuch Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, Abh. B., 1898, v. 1, p. 71—75.
- Nádai, A., Theory of flow and fractures of solids, v. 1, 2d ed. New York, McGraw-Hill, 1950.
- Orowan, E., A type of plastic deformation new in metals. Nature, 1942, v. 149, p. 643—644.

- Orowan, E., Creep in metallic and non-metallic materials. Proc., 1st Natl. Cong. Appl. Mech., ASME, p. 453—472, 1952.
- Paterson, M. S., The experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. Geol. Soc. America Bull., 1958, v. 69, p. 465—476.
- Paterson, M. S., and Weiss, L. E., Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. Geol. Soc. America Bull., 1961, v. 72, p. 841—882.
- Raleigh, C. B., Mechanisms of plastic deformation of olivine. J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
- Raleigh, C. B., and Paterson, M. S., Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. Jour. Geophys. Res., 1965, v. 70.
- Raleigh, C. B., and Talbot, J. L., Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside. Amer. Jour. Sci., 1967, v. 265, No. 2.
- Robertson, E. C., Experimental study of the strength of rocks. Geol. Soc. America Bull., 1965, v. 66, p. 1275—1314.
- Robertson, E. S., Creep of Solenhofen limestone under moderate hydrostatic pressure. In: Griggs, D. T., and Handlin, John, eds. Rock deformation — A symposium. Geol. Soc. America Mem. 79, 1960.
- Robinson, L. H., Jr., The effect of pore and confining pressure on the failure process in sedimentary rock. Colorado School Mines Quart., 1959, v. 54, No. 3, p. 177—199.
- Rutter, E. H., The influence of interstitial water on the rheological behaviour of calcite rocks. Tectonophysics, 1972, v. 14, p. 13—33.
- Rutter, E. H., and Schmid, S. M., Experimental study of unconfined flow of Solenhofen limestone at 500 °C to 600 °C. Geol. Soc. America Bull., 1975, v. 86, p. 145—152.
- Schock, R. N., Heard, H. C., and Stephens, D. R., Stress-strain behavior of a granodiorite and two grauwackes on compression to 20 kilobars. Jour. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 26, p. 5922 ff.
- Scholz, C. H., Mechanism of creep in brittle rock. Jour. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 10, p. 3295—3302.
- Seifert, K. E., Strain rate vs. displacement rate. Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, No. 6, p. 1853 ff.
- Spang, J. H., and Van Der Lee, Joyceanne, Numerical dynamic analysis of quartz deformation lamellae and calcite and dolomite twin lamellae. Geol. Soc. America Bull., 1975, v. 86, p. 1266—1272.
- Tobin, D. G., and Donath, F. A., Microscopic criteria for defining deformational modes in rock. Geol. Soc. America Bull., 1971, v. 82, No. 6, p. 1463 ff.
- Tullis, T. E., and Wood, D. S., Correlation of finite strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. Geol. Soc. America Bull., 1975, v. 86, p. 632—638.
- Turner, F. J., Rotation of the crystal lattice in kink bands, and twin lamellae of strained crystals. Nat'l. Acad. Sci. Proc., 1962, v. 48, No. 6, p. 955—963.
- Turner, F. J., and Verhoogen, John, Igneous and metamorphic petrology, 2d ed., New York, McGraw-Hill, 1960.
- Turner, F. J., Griggs, D. T., and Heard, H. C., Experimental deformation of calcite crystals. Geol. Soc. America Bull., 1954, v. 65, p. 883—934.
- Van Vlack, L. H., Elements of materials science. Cambridge, Mass., Addison-Wesley, 1964.
- Verhoogen, Jean, The chemical potential of a stressed solid. Am. Geophys. Union Trans., 1951, v. 32, p. 41—43.
- Willis, Bailey, Geologic structures. New York, McGraw-Hill, 1923.

ХРУПКОЕ РАЗРУШЕНИЕ ПОРОД

Разрушение пород в аспекте теории
и эксперимента *

Установление характера связи между задеганием зон разлома и направлением приложенного напряжения при деформации материалов с хрупкой реакцией можно считать одним из самых важных наблюдений, сделанных в ходе экспериментальных исследований. Сжатие вызывает у таких материалов либо появление продольных разломов, ориентированных параллельно главным направлениям напряжения, либо деформацию скалывания по плоскостям, наклоненным под углом 45° (или меньше) к главным напряжениям. Растяжение действует на рассматриваемые материалы таким образом, что их нарушения представлены либо развитием трещин растяжения, перпендикулярных к направлению растягивающих усилий, либо скалыванием с образованием разломов, причем направление растягивания является биссектрисой тупых углов между их плоскостями (рис. 5-1 и 5-2). Полевые исследования

* Термин разлом (fracture) понимается здесь в ограниченном смысле как поверхность, по которой в породе не действуют силы сцепления, но и не происходит заметных подвижек; таким образом, он употребляется как синоним термина «трещина» (joint).

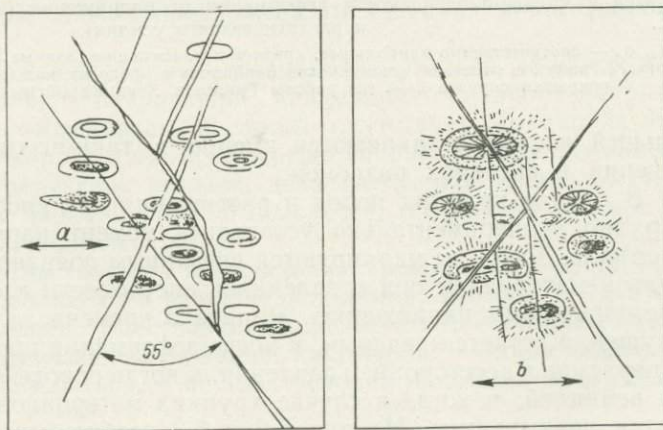


Рис. 5-1. Деформированные оолиты и связанные с деформацией трещины скола и растяжения, район Саут-Маунтин, Мэриленд. Как характер трещин, так и сплюснутость оолитов указывают на сокращение породы в вертикальном направлении (из работы Клооса [Cloos, 1947]).

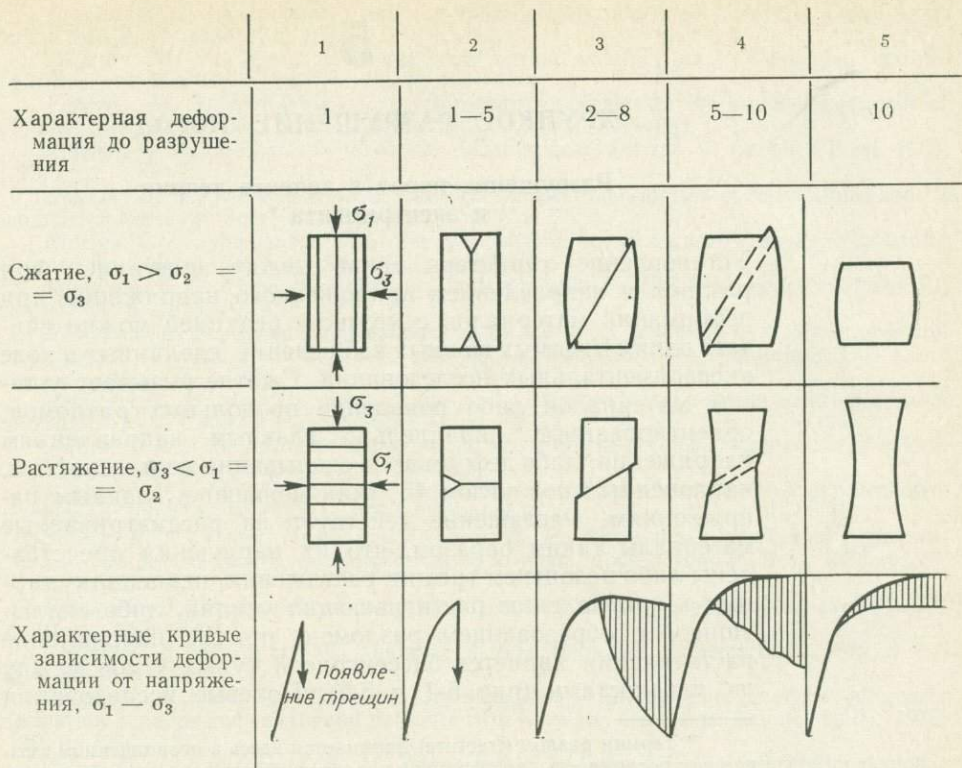


Рис. 5-2. Схематическое представление ряда реакций от хрупких нарушений материалов до пластического течения с характерными для каждого случая деформациями на пределе разрыва и кривыми зависимости деформации от напряжения (одноосного сжимающего и растягивающего усилия).

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ — соответственно наибольшее, среднее и наименьшее главные напряжения. Заштрихованные части графиков отвечают возможности вариантов в пределах каждого случая и частичного перекрытия случаев 3—5 (из работы Григса и Хэндина [Griggs, Handin, 1960]).

большой частью сталкиваются именно с такими типами угловых соотношений в системах разломов.

В случае хрупких пород и растяжения как способа их деформации нетрудно экспериментально установить момент нарушения сплошности материала. Разрывы маркируются внезапным появлением трещин, резкой утратой материалом сил сцепления и способности к сопротивлению дифференциальному напряжению. Вопрос о времени заложения разрывных нарушений остается неясным, и когда деформация протекает при высоких температуре и всестороннем давлении, и когда породы отличаются пластичной реакцией, и когда в случае хрупких материалов их разрывы вызываются скальванием. На рис. 5-2 и 5-3 изображены разломы, экспериментально полученные в мраморе и известняке, механическая реакция которых варьирует от хрупкой до пластичной. Согласно Григсу и Хэндину [Griggs, Handin, 1960], реакция всех пород контролируется, вероятно,

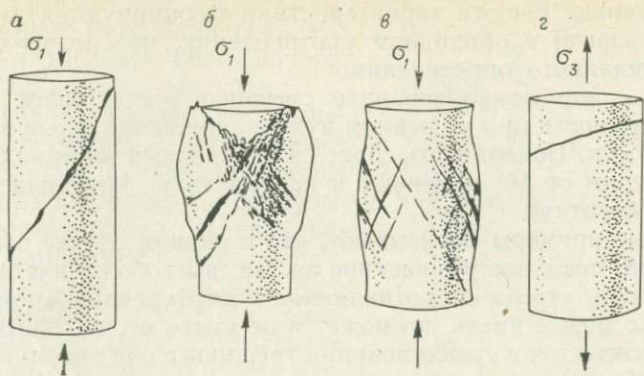


Рис. 5-3. Трещины скола и сбросы, типичные при разрушении сухого известняка и мрамора. *а* — мрамор, хрупкое разрушение; 25 °С, 35 бар, деформация 1%; *б* — мрамор, разрушение переходного типа; 25 °С, 280 бар, деформация 20%; *в* — золенгофенский известняк, почти пластичное разрушение; 25 °С, 1000 бар, деформация 11,2%; *г* — золенгофенский известняк, пластичная реакция с последующим разрывом; 150 °С, 6500 бар, деформация 9,1% (по Харду [Heard, 1960]).

подобными режимами (даже в существенно разных условиях). Вообще говоря, материалы при низких температуре и всестороннем давлении отличаются хрупкой реакцией. С повышением температуры и давления возрастает выносливость материалов по отношению к перманентной деформации. При высоких термодинамических параметрах важным фактором непрерывной деформации большинства пород следует считать постоянное повторное залечивание потенциальных трещин, пока они еще не успевают лишиться сил сцепления, а энергия деформации — высвободиться. Принимая во внимание переходный характер хрупко-пластичных реакций, трудно рассчитывать на получение ясного представления об условиях заложения разрывных нарушений горных пород. Григсом и Хэндином [Griggs, Handin 1960, с. 348] предложена трехчленная классификация разломов и течений.

1. Трещина растяжения — это поверхность раздела в каком-либо теле, перпендикулярная к направлению наименьшего главного напряжения. Смещение вдоль поверхности трещины отсутствует. Только на этом критерии и основана корреляция между трещиной растяжения и главными напряжениями, не требующая никаких дополнительных предположений. Поверхность раздела параллельна той плоскости, где тангенциальное напряжение (скола) равно нулю.

Термин трещина растяжения и выражение трещина растягивающего усилия иногда употребляются в качестве синонимов. Термин растягивающее усилие подразумевает существование определенного состояния напряжения, по времени отвечающего трещине. Растяжение — более общее понятие; им можно пользоваться, и не зная условий напряжения в указанный момент.

Термин трещина как синоним разлома употребляется здесь сознательно, поскольку рассматриваемое явление охватывает полную потерю сил сцепления, разделение на две части, высвобождение накопленной энергии упругой деформации и утрату сопротивляемости дифференциаль-

ному напряжению. Все эти характеристики ассоциируются со словом трещина (или разрыв) в обиходном употреблении, что подчеркивает однозначность сделанного определения.

2. Сброс — это локализованное смещение вдоль более или менее плоской поверхности при не равном нулю напряжении скола в параллельной ей плоскости. Поверхность сброса в однородных материалах располагается под углом от 45° и меньше к направлению наибольшего главного напряжения (сжатия).

Изученные примеры показывают, что в данном случае общая потеря сил сцепления, реальное разобщение частей, высвобождение накопленной упругой энергии, утрата сопротивляемости дифференциальному напряжению — все это может иметь, но может и не иметь места. Иными словами, явление не нуждается в существовании трещины в обиходном смысле этого слова. Во избежание разночтений авторы цитируемой работы предпочитают пользоваться термином сброс, вкладывая в него то же содержание, не шире и не уже, чем в практике полевых геологов.

Сколовая трещина — ходовое выражение у металлургов, соотносящих его с трещинами, параллельными плоскостям максимального сколового напряжения, а значит, только с плоскостями, наклоненными под углом 45° к экстремальным главным напряжениям. Это особый случай сбросообразования, равно как и трещина от срезания в терминологии инженеров, понимающих под этими словами плоскость, полностью лишенную сил сцепления.

3. Однородное течение означает макроскопически гомогенную деформацию. Существует три главных механизма течения: а) катаклиз с его дроблением, грануляцией и интергранулярной пригонкой зерен, где важную роль играет трение, б) интергранулярное скольжение с его трансляцией (внутрикристаллическим смещением) и двойникованием, где трению отводится сравнительно незначительная роль, и в) перекристаллизация в процессе самого плавления или твердой диффузии в одних случаях и как результат действия химических агентов — в других. Авторы цитируемой работы подчеркивают, что указанные механизмы не всегда отличимы один от другого или от сбросовых явлений по характеру связи между деформацией и напряжением, установленному в ходе кратковременных трехосных испытаний.

Обращает на себя особое внимание, что сбросовые подвижки возможны в любом материале без потери сил сцепления отдельными его плоскостями, т. е. без трещин в обычном смысле слова. Итак, рассматривая явления тектонических нарушений, мы вынуждены мысленно охватывать весь ряд реакций, варьирующих в зависимости от сорта материала, условий всестороннего давления, температуры, скорости деформации и способа приложения напряжения. Этот ряд разбит нами на пять случаев с выделением сжатия и растяжения в каждом из них (рис. 5-2). Условное разграничение этих случаев опирается на значение деформации (удлинение или сокращение образца), так что границы между выделенными типами реакций нельзя считать однозначными. Примеры показывают, что они заходят одна за другую. Ряд в целом отражает переход материалов от хрупкой реакции к пластичной; поэтому материал, хрупкий в нормальных условиях (слу-

чай 1), может реагировать по типу более пластичного материала, если температуру и всестороннее давление повысить каким-либо способом.

Хрупкие материалы, деформируемые растяжением, испытывают сперва упругие изменения формы, которые резко обрываются нарушениями в форме трещин, перпендикулярных к направлению растяжения. В процессе сжатия хрупких материалов происходят аналогичные явления, причем трещины располагаются параллельно оси нагрузки. Растягиваемые пластичные материалы, пройдя через стадию упругой деформации, испытывают пластические изменения формы с образованием пережима (утолщение срединной части образца), и, наконец, развиваются разрывные нарушения с коническими углублениями и выступами на их поверхностях. В зоне сброса часто наблюдается волокнистая текстура. При сжатии у пластичных материалов вслед за упругими изменениями формы развивается пластическая деформация или течение (рис. 5-3).

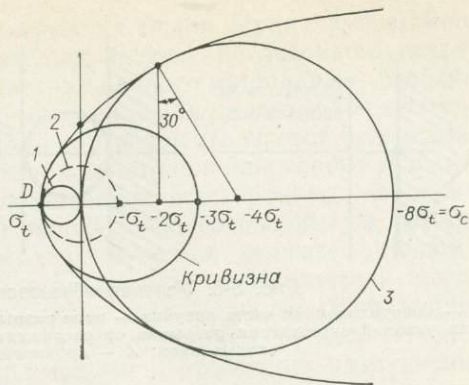


Рис. 5-4. Круги напряжений, построенные для условий чистых растяжения (1), скалывания (2) и сжатия (3) и показывающие соотношения между σ_c (прочностью на сжатие) и σ_t (прочностью на растяжение) в гипотезе Гриффита (из работы Одэ [Odé, 1960]).

Представление критериев методом Мора. Графическое представление напряжений методом Мора делает наглядными различные критерии, которыми пользуется теория разрушения. На рис. 5-4 диаграмма Мора показывает условия напряжения в случаях чистых растяжения, скалывания и сжатия. Каждое из условий определяется через максимальные и минимальные значения главных напряжений. Для растягивающего усилия эти значения оказываются соответственно отрицательным и нулевым, для скалывания — отрицательным и положительным (равными по абсолютному значению), а для сжатия — нулевым и положительным.

Легко строить на графике Мора и предельные условия напряжения, выдерживаемые материалом без разрушения. * Рассмотрим некоторый материал в заданных условиях напряжения. Положение круга Мора указывает на тип напряженного состояния, а размер отвечает разности максимального и наименьшего главных напряжений. Постепенно увеличивая диаметр круга, т. е. разность между экстремальными главными напряжениями, мы достигнем некоторого частного значения этой разности, при котором в материале возникают разрушения. **

Прочность материала можно определить как максимальную стрессовую разность, которую он способен выдержать без разрушения при

* См. ссылку на Браса (Brace) в работе Риккера [Riecker, 1968].

** Хрупкое разрушение материалов, по Брасу, — это такое явление, когда материал дробится и разделяется на куски, подверженные незначительной остаточной деформации.

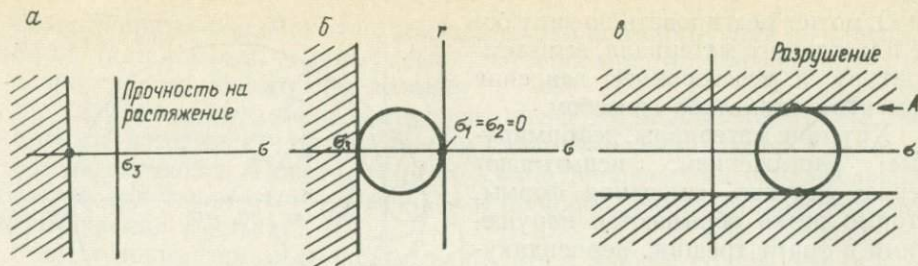


Рис. 5-5. Условия образования разрывных нарушений.

а — заштрихованная часть рисунка — поле разрывов от растяжения; б — круг Мора, построенный для условий зарождения разрывов от растяжения; в — поле разрывных нарушений, вызванных скальванием; А — прочность материала на скальвание.

некоторых частных условиях напряжений. Прочность зависит от продолжительности действия приложенного напряжения и от основных физических факторов (в том числе температуры, всестороннего давления, скорости деформации и способа приложения стресса), контролирующих процесс деформации. Вообще говоря, прочность на сжатие больше прочности на растяжение, превосходя ее в десять раз у многих материалов.

Рассмотрим теперь представление на диаграмме Мора процесса разрушения. При заданной прочности материала на растяжение все σ_3 , меньшие этого значения, попадают на диаграмме в область разрушений (рис. 5-5, а).

Пусть условие напряжения выражается в одноосном растяжении; тогда $\sigma_2 = \sigma_1 = 0$, и условие разрушения представляет одна точка окружности (рис. 5-5, б).

Другое условие разрушения можно выразить через максимальное сколовое напряжение, которое способен выдержать данный материал, τ , равное некоторому значению А. Соответствующий график приводится на рис. 5-5, в, где поле неустойчивости заштриховано. Прямые, разграничивающие устойчивые и неустойчивые области, получили название огибающего фронта Мора. Заметим, что точки касания на огибающем фронте, представляющие разрушение, соответствуют плоскостям, расположенным

с обеих сторон под углом 45° к направлению σ_3 .

Обратимся теперь к ряду экспериментов, в ходе которых материал попадает в различные условия напряжения, причем деформация в каждом опыте доводится до разрушения. Круг Мора для каждого испытания строится согласно условиям напряжения и значению стессовой разности в момент нарушения сплошно-

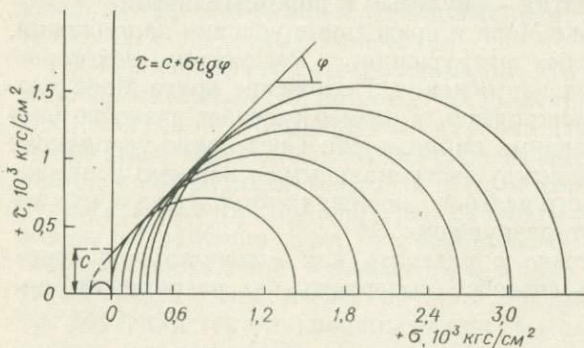


Рис. 5-6. Круги Мора с огибающим фронтом, построенные для песчаника Пеннант (по Прайсу [Price, 1958]).

сти материала. В конечном итоге получается целая серия кругов Мора (рис. 5-6). Линия, проведенная касательно к этой последовательности, представляет собой важную характеристику данного материала — огибающий фронт Мора. Для большинства материалов он является параболой. В случае чистого растягивающего усилия круг Мора отличается малым диаметром. Последний становится больше при переходе к одноосному испытанию, продолжая увеличиваться с повышением всестороннего давления в трехосном испытании, что придает параболе более раскрытую форму.

Критерии разрушения. В теориях разрушения делаются попытки формализовать некоторые критерии, позволяющие математически выразить состояние разрушения. В числе наиболее удачных укажем следующие.

1. Критерий Кулона (называемый также критерием Кулона—Навье, частный случай критерия Мора). Прогнозным в отношении разрушений является некоторое предельное значение сколового напряжения в плоскостях потенциального скольжения.

2. Критерий Треска и фон-Мизе (для плоских напряжений) или критерий максимального напряжения скалывания. Нарушение сплошности материала течением или дроблением наступает в том случае, когда максимальное напряжение скалывания принимает некоторое постоянное значение, служащее характеристикой данного материала.

3. Критерий Гриффита. Нарушение сплошности материала связано с углублением трещин, берущих свое начало от мелких каверн, крошечных трещинок и посторонних включений.

Варнес [Varnes, 1962, с. В-17] отмечает трудности, связанные с применением этих критериев в геологических ситуациях: «Следует подчеркнуть, что мы еще далеки от совершенного понимания законов, управляющих развитием разломов и течений в твердых телах. Внутреннее течение вещества и продолжительность состояния стресса — только два из многих факторов, влияющих на образование разломов в дополнение к общим соотношениям главных напряжений. Прочность многих геологических материалов и тип их разрушения в значительной мере подвластны температурным условиям и химическому действию растворов».

Критерий разрушения Кулона. Как показано на рис. 5-6, нормальные и сколовые напряжения в некоторой плоскости изменяются в зависимости от угла наклона этой плоскости к главным направлениям напряжения. Сколовые напряжения достигают максимума в плоскостях, расположенных под углом 45° к главному направлению стресса. Между тем эксперименты показывают, что у материалов, сплошность которых нарушается скалыванием, угол между плоскостями скола и главным направлением стресса несколько меньше 45° . По мнению Навье, эта разница получается за счет внутреннего трения и характера сил сцепления (когезии) у материалов. * В одном из методов оценки внутреннего трения песка или почвы применяется ящик специальной конструкции (рис. 5-7). Варьируя нагрузку N , определяют значение сколового напряжения, способного вызвать движение сыпучей массы в ответ на каждое приращение нагрузки.

* Брас, цитируемый в работе Риккера [Riecker, 1968, с. 82], отмечает трудности, связанные с пониманием свойства когезии, и предпочитает не следовать за теми, кто пользуется этим понятием.

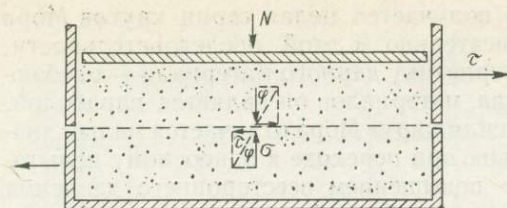


Рис. 5-7. Ящик для измерения τ/σ — отношения, при котором происходит механическое смещение (из работы Хабберта [Hubbert, 1951]).

роды) и такими телами, как песок, которые практически их лишены, французский физик Кулон сформулировал равенство, выражающее $\text{tg } \varphi$ для монолитных материалов как

$$\text{tg } \varphi = (\tau - \tau_0)/\sigma,$$

где τ_0 — когезионное сколовое напряжение, присущее данному материалу. Это равенство можно переписать в виде $\tau = \tau_0 + \sigma \text{tg } \varphi$ и на графике зависимости τ от σ провести линии разрушения для данного материала с его τ_0 и φ (рис. 5-8). Трещины скола располагаются таким образом, что главное напряжение служит биссектрисой образованного ими острого угла. Два сопряженных скола пересекаются на направлении среднего напряжения*.

Результаты трехосных испытаний, графически представленные кругами Мора (рис. 5-6), показывают последовательное увеличение эффекта сжатия. В начале этих испытаний всестороннее давление доводилось до определенного предела, а затем следовало повышение направленного давления, продолжавшееся до момента заложения трещин. Всестороннее давление переводилось на более высокий уровень, и проходила новая серия испытаний. Касательная к окружностям на графике, называемая огибающим фронтом, аппроксимирует ориентацию трещин, полученную при экспериментах в области механики грунтов с рыхлыми зернистыми материалами, а также у некоторых пластичных тел. Критерий разрушения Кулона, согласно которому выделяется пара прямых (рис. 5-8), отвечающая ориентации трещин, хорошо увязывается с результатами экспериментов по деформации пород сжатием, но

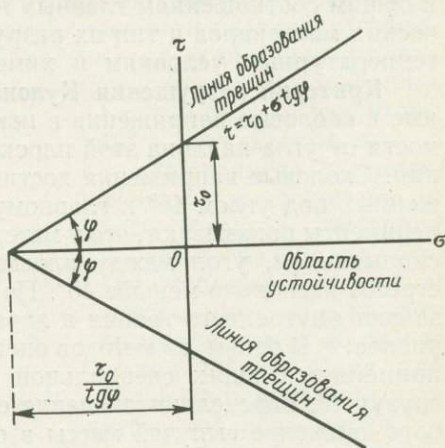


Рис. 5-8. Положение дизъюнктивных линий на графике $\tau(\sigma)$ для когезивных материалов (по Хабберту [Hubbert, 1951]).

* Слово сопряженные означает относящиеся ко одному и тому же состоянию напряжения.

не удовлетворяет поставленной задаче при испытаниях на растяжение, поскольку наблюдаемый угол оказывается в этом случае значительно меньше предсказанного.

Угол φ , как показано Мором, не остается постоянным при всех давлениях. Он не только характеристика материала, но и функция давления. Поэтому огибающий фронт Мора не всегда представлен прямыми линиями.

Теория хрупкого разрушения Гриффита. Согласно теории, сформулированной Гриффитом [Griffith, 1920, 1924], трещины в хрупких материалах (он пользовался стеклом) распространяются из мельчайших замкнутых трещинок, случайно распределенных в материале. Теория первоначально была предложена для трещин растяжения, а затем распространена на случай сжатия. В математической разработке теории замкнутые трещинки формализованы как эллипсоиды с очень большим эксцентриситетом. Анализируются напряжения в эллипсоидальных трещинках, расположенных под самыми разными углами к главным направлениям напряжения. Гриффит старался определить, какие же из них остаются стабильными и какие порождают разрывы. Оказалось, что напряжение возрастает на концах благоприятным образом ориентированной каверны, способствуя распространению разрыва перпендикулярно к растяжению. Такими кавернами могут служить поровые пространства, полости между границами зерен, включения и др.

Основные выводы рассматриваемой теории следующим образом обобщаются в работе Одэ [Odé, 1960].

1. В случае растягивающего усилия замкнутая трещинка, требующая минимального главного напряжения для нарушения стабильности, расположена перпендикулярно к главному направлению стресса.

2. В случае сжатия замкнутая трещинка, порождающая нарушение стабильности, расположена под углом 30° к направлению главного напряжения.

3. Нетрудно рассчитать огибающий фронт всех кругов напряжений, очерчивающих пределы, за которыми возникают разрывные нарушения, и показать, что он имеет форму параболы (рис. 5-4). Этот вывод особенно важен, поскольку огибающий фронт, экспериментально полученный для образцов различных горных пород, испытания которых проводились в условиях гидростатического давления, близок к параболическому.

Теория Гриффита обладает рядом отрицательных сторон, в ней, например, постулируется, что упругая реакция материалов имеет место вплоть до момента разры-

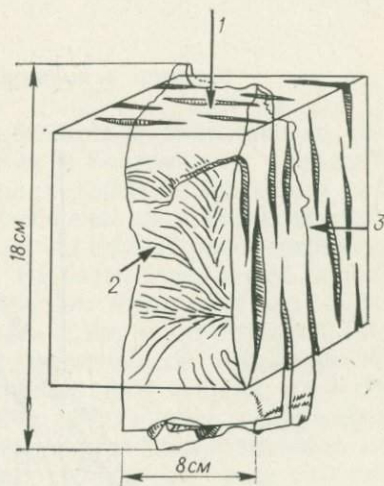


Рис. 5-9. Нарушения от хрупкой деформации, выражающиеся в образовании трещин, ориентированных в плоскости сигма 1—сигма 2.

1 — основное главное напряжение; 2 — малое главное напряжение; 3 — среднее главное напряжение. Примечательна перистая скульптура на поверхности трещин (по Грамбергу [Gramberg, 1965]).

ва — условие, не выполняющееся в случаях песка, глины и ряда других материалов при больших значениях всестороннего давления и температуры.

Эксперименты по хрупкому разрушению. Эксперименты с хрупкими материалами воспроизводимо показывают, что параллельно направлению максимального напряжения развивается система трещин, получивших название осевых (рис. 5-9). Они располагаются в плоскости наибольшего и среднего напряжений. Продолжая сжимать образец и после заложения рассматриваемых трещин, можно создать зоны трещиноватости, ориентированные под углом 45° к сжимающему напряжению, а как раз такая ориентация чаще других указывается в описаниях экспериментов и в полевых отчетах.

В одном из интересных экспериментов, проведенных Грамбергом [Gramberg, 1965], сжатию подвергался цилиндрический образец из монокристалла каменной соли, где плоскости спайности располагались под углом 36° к направлению максимального напряжения. Хотя доопытная тре-

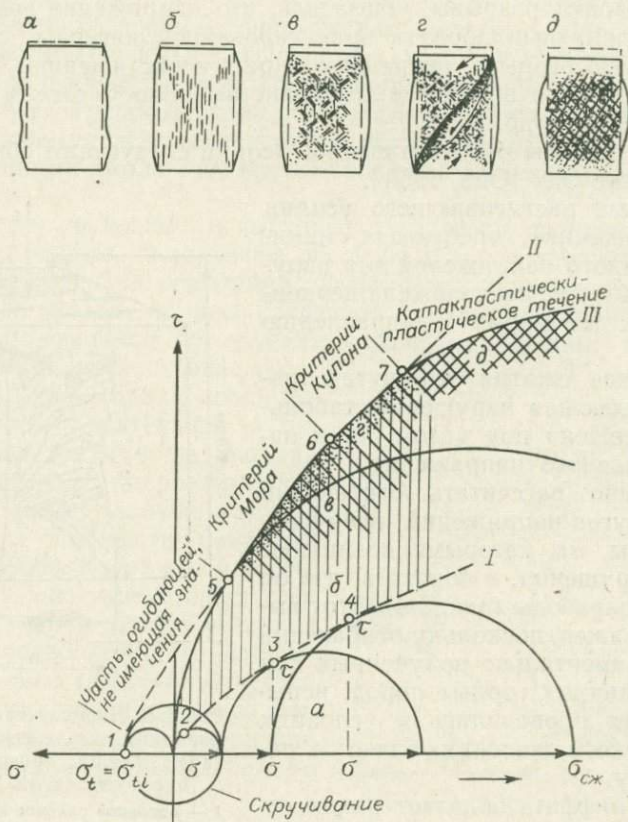


Рис. 5-10. Представление деформации с помощью кругов Мора. Каменный материал проходит различные структурные стадии под действием сжимающей нагрузки (по Грамбергу [Gramberg, 1965]).

щина протягивалась параллельно спайности, она изменила свое направление на секующее спайность, расположившись параллельно оси сжатия. Установленный факт убеждает, что такая ориентировка трещиноватости оказывается предпочтительнее, чем растрескивание по спайности. При продолжении деформации за стадией заложения первоначальных трещин порода постепенно становится ареной катаклаза. Изменяется форма образца, он делается короче и круглее, возрастает объем, развиваются диагональные сдвиги.

На рис. 5-10 последовательные стадии хрупкой деформации представлены с помощью кругов Мора, построенных для сжимающей нагрузки. На графике выделяются следующие зоны [Gramberg, 1965]:

а) в материале еще нет разрывов. Это зона чисто упругой реакции; в ней не происходит никаких структурных изменений, граница I отделяет ее от области заложения трещин;

б) зона с четко выраженными явлениями катаклаза. Испытываемый материал уже не однороден, характерно его распространение в стороны;

в) продолжение развития разрывных нарушений с возникновением зон скалывания и движений в плоскостях скольжения; «пластическое течение» в своей катакластической форме разрушает породу скалыванием;

г) разрушение породы сдвиговыми смещениями;

д) зона интенсивного пластического течения в его катакластической форме. Существование этой зоны вытекает из критерия Мора—Кулона; огибающий фронт III — граница области интенсивного пластического течения.

Нахождение разрывов в природе

Разрывные нарушения встречаются в большинстве тел, сложенных изверженными, метаморфическими и осадочными породами, нередко и в нелигифицированных отложениях. Обычно это серии субпараллельных трещин, пространственная разобщенность которых местами достаточно велика, чтобы порода разбивалась на блоки; распространены системы, состоящие из двух и более серий. Разбитые трещинами породы представляют интерес как возможные коллекторы грунтовых вод, нефти и газа; в карьерах трещины способствуют выемке крупного строительного камня; при строительстве плотин и закладке фундаментов разрывные нарушения составляют основную проблему инженерной геологии; наконец, они дают ценный ключ к расшифровке истории развития деформаций.

Разрывные нарушения можно наблюдать в недеформированных нелигифицированных осадках, в пологосводовых структурах угольных пластов, во всех интрузивных массивах и в большинстве эффузивных образований; сложнейшие дизъюнктивные системы участвуют в строении орогенных поясов и докембрийских кристаллических комплексов. Широкое географическое распространение разрывных нарушений наряду с присутствием их во всех типах горных пород свидетельствует о многообразии условий их генезиса. Происхождение разрывных нарушений следует рассматривать в свете той геологической ситуации, в которой они обнаружены. Описанные выше трещины, созданные экспериментальным путем, явились

результатом действия напряжений, приложенных к образцу извне. Экспериментальные разрывы привнесены в материал, тогда как происхождение многих природных трещин явно не связано с внешней нагрузкой. Об этом свидетельствует трещиноватость недеформированных лавовых покровов и илов высохших озер. Вполне вероятно, что большинство трещин в дайках, силлах и интрузивных массивах сформировалось под действием внутренних напряжений, вызванных остыванием и сжатием этих тел. Серии трещин обычно широко развиты в горизонтально залегающих осадочных породах (литифицированных и нелитифицированных), в которых не наблюдается никаких признаков существенной деформации. Такие серии трещин и прекрасно оформленные трещинные ограничения кубических блоков, столь характерные для битуминозных углей даже в случае их горизонтального залегания, убеждают в необходимости искать объяснения причин в таких процессах, как литификация, уплотнение и усыхание — процессах диагенетического ряда. Указанные трещины генетически связаны с природой того материала, в котором они залегают.

Характерные соотношения между направлением деформирующего напряжения и элементами залегания трещин в условиях сжатия и растяжения установлены экспериментально, показаны теоретически и подтверждены целым рядом полевых наблюдений. Вместе с тем трещины могут складываться в сложные системы, возникая самым различным способом. Одни разрывы привносятся в породу внешним полем напряжений местного характера, исходящим, например, от складки или от сброса, другие — не увязываются с внешними напряжениями и должны относиться к деформациям, вызываемым внутренними причинами; некоторые серии трещин являются частью региональной системы разрывных нарушений, вопрос о происхождении которой остается открытым; одни разрывы образуются в результате наложенной деформации, другие — генетически связаны с природой материала и типом его реакции на напряжение и, наконец, встречаются такие разрывные нарушения, которые возникают в граничных условиях, создаваемых местными неоднородностями.

Для того чтобы интерпретация трещин была достаточно убедительной, рекомендуется тщательно их исследовать, учитывая при этом:

- 1) геометрию всей системы трещин и относительный возраст отдельных серий;
- 2) характерные особенности поверхности трещин;
- 3) геометрические соотношения системы трещин со структурой геологического объекта, содержащего эту систему;
- 4) изменения системы трещин от участка к участку более крупной структуры, в которую она входит;
- 5) связь трещиноватости со структурой породы;
- 6) физические параметры породы и весь комплекс тех ее особенностей, которые могут служить указателями условий, в которых создавались разрывные нарушения.

Наконец, немаловажные выводы можно сделать, опираясь на пространственную разобщенность, степень однородности, число направлений и характер цементации трещин, на соотношение трещин данного горизонта с разрывами в подстилающем и перекрывающем слоях.

Характерные особенности поверхности трещин.* Главная поверхность разрыва часто несет на себе лучевидные ребра, которые расходятся от центральной оси, образуя перистую структуру, несколько более крупную, но рисунком напоминающую поверхность трещин, созданных экспериментально под действием осевой нагрузки (рис. 5-9). В местах, где они расположены перпендикулярно к напластованию, многие трещины такого вида образовались, вероятно, в результате приложения вертикальной нагрузки, что в особенности относится к трещинам в не затронутых складчатостью осадочных толщах. Лучевидные ребра — следы поперечных трещин, кулисно ориентированных по отношению к главной плоскости разрыва.

Даже слабые смещения в плоскости разрыва оставляют на ней зеркала скольжения. Для появления зеркал и борозд скольжения на поверхности трещин последние при тектонических подвижках должны плотно прижиматься одна к другой; этих особенностей трудно ожидать в трещинах растяжения, если не считать случаев вторичной деформации породы.

Большинство разрывных нарушений, лишенных зеркал и борозд скольжения или обладающих зиянием (отрывом), Грамберг [Gramberg, 1966] относит к трещинам растяжения.

Определение возраста трещин

Точная датировка трещин связана с большими трудностями. Даже очевидное положение, когда трещины в осадочных породах образуются после формирования самой породы, усложняется рядом новых наблюдений, согласно которым трещины в рыхлых отложениях и осадочных породах могут быть унаследованы от подстилающих пород «фундамента», как, например, в случае Большого каньона [Hodgson, 1965]. Это представление родилось из сходства трещин в докембрийских кристаллических породах Канадского щита, с одной стороны, и в перекрывающих их нелигитифицированных отложениях — с другой. Картину трещин, сформировавшихся в такой ситуации, проще всего увязать с системой напряжений, действовавших на фундамент еще до накопления осадочного покрова. Само существование унаследованных трещин находит достаточно веские подтверждения, но механизм этого явления остается малопонятным.

Серии трещин в литологически разнородных слоях однородно деформированной толщи часто обладают различной ориентацией. Этот факт находится в явном противоречии с представлением об унаследованных системах трещин. Нет оснований считать, что трещины различной ориентации в таких толщах образовались несинхронно или же под воздействием различных полей напряжений.

Открытые трещины — «зеленая улица» для циркуляции флюидов: кальцит, кварц и эпидот — одни из наиболее частых жильных выполнений, наблюдаемых в трещинах. Дайковый и другие типы жильных выполнений открывают широкие возможности для датировки трещин или, по крайней мере, установления конечного возраста инъецированных флюидами трещинных серий. Абсолютный возраст пегматитовых жил и даек определяется радиометрическими методами, другие же дайки можно датировать

* См. [Woodworth, 1896; Hodgson, 1961; Gramberg, 1966].

по возрасту самого молодого интродуцированного горизонта, по несогласиям, срезающим дайку, по характеру иных пересечений. Классическая работа по выделению даек различного возраста проделана Ричи [Richey, 1939] в Шотландии. На ее территории распространены многочисленные серии даек и родственные им интрузии различного возраста. Группы даек генетически увязываются с различными региональными системами напряжений, действовавшими в разные периоды времени. Относительный возраст серий трещин определяется по характеру их пересечений. Отождествив затем любую из этих серий по петрографическим признакам с уже датированной, можно выделять дайки по возрасту и на тех участках, где пересечения их не встречаются. Принц [Printz, 1964] широко использовал эту методику в горах Бэртус в штатах Монтана и Вайоминг.

Более общее суждение о характере трещин во время внедрения магмы можно составить по тому, какие из трещин податливы к инъекциям. Легче всего проникает магма в трещины, открытые в период интрузивной деятельности. Одна или несколько серий открытых трещин свидетельствуют о том, что занятая ими территория находилась под действием растяжения вдоль прямой, перпендикулярной к этой серии.

Выделение системы трещин

Выделение системы трещин является ключевой проблемой в большинстве исследований разрывных нарушений. Система известна, когда в произвольной точке можно описать число и направление серии трещин параллельного или субпараллельного простирания и геометрический закон, по которому эти серии варьируют от точки к точке на данной площади или в пределах изучаемой структуры. Для установления географического распределения трещинных серий пользуются различными методами. К ним относятся в основном определения числа и направления трещинных серий в рамках небольших участков, называемых станциями, и последующее сравнение станций в свете полученных данных. Если геологическое строение района известно, станции можно специально локализовать на осях или крыльях складок и в любых других характерных пунктах, выбранных для изучения связи разрывных нарушений с более крупной структурой, на которой они расположены. В противном случае станции помещаются в узлах произвольно выбранной сетки. Часто измеряют региональные системы разрывных нарушений, пользуясь аэрофотоснимками, на которых фиксируются линеаменты (рис. 5-11).

Различные способы отбора и камерального исследования образцов входят в комплекс работ по выделению трещинных систем. В случае единственной серии трещин задача проста. Однако, как правило, приходится иметь дело с несколькими сериями, и в каждой из них простирание и падение трещин, хотя и слабо, но изменяется. На помощь приходит математическая статистика [Pipcus, 1951]. Делается много (обычно 100) измерений простирания и падения трещин; полученные данные наносятся затем на точечную диаграмму. После проведения изолиний определяются центры сгущений, которые и отражают элементы залегания трещинных серий.

Одной из самых трудных задач интерпретации точечных диаграмм в изолиниях является разбраковка сгущений. Иногда имеется лишь не-



Рис. 5-11. Аэрофотоснимок разрывных нарушений на плато Колорадо (Геологическая служба США).

сколько центров, но значительно чаще оконтуривается ряд слабых максимумов. При большом числе сгущений следует применять определенные критерии для выделения таких центров, которые можно признать значительными. Вероятности появления различных уровней сгущений на точечной диаграмме приблизительно оцениваются путем применения закона Пуассона (экспоненциального предела биномиального распределения) [Pipcus, 1951; Spencer, 1959]. Идеально равномерное распределение 100 измерений выражается в наличии одной точки в каждой однопроцентной ячейке счетной площади. Закон Пуассона дает вероятности нахождения на любой однопроцентной площади числа точек, превосходящего каждую из указанных ниже цифр:

Число точек	Вероятность
0	1,00
1	0,63
2	0,26
3	0,08
4	0,02
5	0,005
6	0,0006

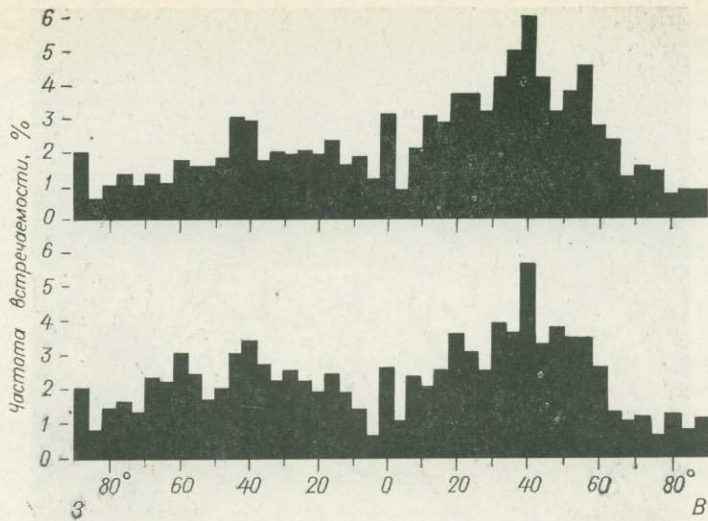


Рис. 5-12. Гистограмма линеаментов, интерпретируемых по аэрофотоснимкам как разрывные нарушения.

Положительное отклонение от четырехпроцентного сгущения при случайном распределении равносильно, таким образом, одному из 50 случаев. Угол между максимумами трещин удобно находить, пользуясь стереограммой. В случае вертикального падения всех трещин или же при изучении трещин, связанных с линеаментами, по аэрофотоснимкам данные целесообразно представлять в виде гистограмм или роз трещиноватости (рис. 5-12 и 5-13).

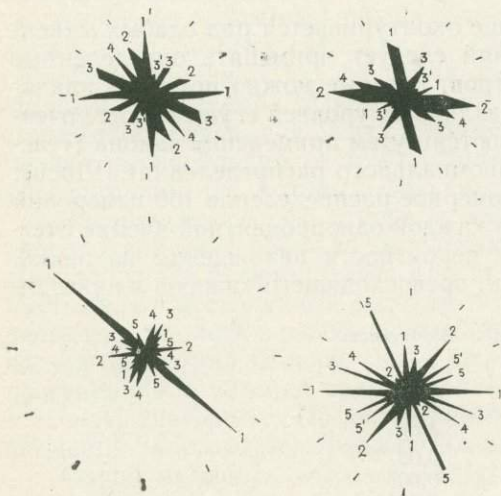


Рис. 5-13. Розы трещин, показывающие направление линейности, выявленной по аэрофотоснимкам, южная часть провинции Саскачеван.

Эти направления сходны с расположением трещин в подстилающих коренных породах. Почти перпендикулярно к каждому направлению выявляется другое, сопряженное с ним, но менее четко выраженное направление [по Mollard, 1959].

Трещинные серии нередко встречаются в значительном числе и кучно, бывают также случаи, особенно в областях повторных деформаций, когда картина крайне запутана. Ее камеральный анализ облегчается в первую очередь полевыми средствами классификации трещинных серий. Полевая классификация может опираться на характер выполнения, особенности поверхности и пространственную разобщенность трещин. При отсутствии индикаторных признаков, по которым можно выделять различные серии трещин, следует использовать большой объем случайного отбора образцов.

Пространственная разобщенность трещин. Пространственной разобщенности трещин уделялось мало внимания в ходе полевых исследований, пока Стирнс [Stearns, 1968] не показал, какие возможности скрыты в этой характеристике для анализа систем разрывных нарушений. Большинству пород в условиях малой глубинности одинаково присуща пластичная реакция, но при увеличении гидростатического давления в ходе экспериментов пластичность подобных материалов становится все более контрастной.

Стирнс [Stearns, 1968] изучал пространственную разобщенность трещин в породах различного типа, залегающих в антиклинали, которая ко времени деформации уже была погребена приблизительно 3000 м осадочного покрова, достаточно мощного, чтобы влияние геостатического давления на отдельные разновидности пород могло выявить их относительную пластичность. Плотность трещин («интенсивность трещиноватости», по другим авторам) выражалась через показатель разобщенности трещин (ПРТ) — среднее число трещин, приходящееся на 100 футов (30,5 м) прямой, перпендикулярной к их плоскости [например, показатель 100 означает, что на 1 фут (30,5 см) приходится одна трещина].

В порядке увеличения пластичности породы располагаются следующим образом:

Высокий ПРТ	Кварцит Доломит Песчаник с кремнистым цементом Песчаник с кальцитовым цементом	Хрупкие ↓ Пластичные
Низкий ПРТ	Известняк	

Системы трещин, связанные со складками. * Четко выраженные системы трещин часто связаны генетически со складками, в которых они наблюдаются. Известен ряд форм складчатости с механикой различного типа (см. гл. 11). Рассматриваемые в этом разделе разрывные нарушения приурочены к так называемым концентрическим складкам, образованным по типу продольного изгиба.

В ледниках, подобных шельфовым ледникам моря Росса, наблюдается простой вариант развития складок этого типа. Слой льда ограничен в достаточной мере свободными поверхностями с подошвы и кровли, и в леднике можно видеть прекрасно оформленные складки. На рис. 5-14 схематически представлены наиболее часто встречающиеся трещины в гляцио-

* Подробности в работе Стирнса [Stearns, 1968]. Региональное изучение трещин на обширных поднятиях плато Колорадо проводилось Келли и Клинтоном [Kelley, Clinton, 1960].

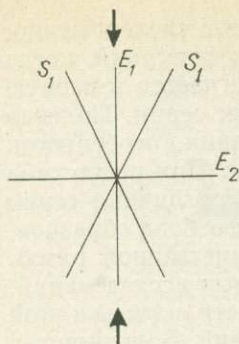


Рис. 5-14. Серии вертикальных трещин растяжения (E) и скола (S), образованные под действием давления, показанного стрелками.

пликативных структурах. Все показанные трещины отличаются вертикальным или крутым падением; буквами E и S обозначены соответственно трещины растяжения и скола, а подстрочными индексами — их серии. Таким образом, S_1 и E_1 принадлежат одной серии. Ориентация нарушений, возникших в случае экспериментально деформированных пород, полностью отвечает рассматриваемой, соотносясь с главными напряжениями по схеме, изображенной на рис. 5-2 (σ_1 параллельно E_1 ; σ_2 вертикально; σ_3 параллельно оси складки). Трещины E_1 ориентированы по типу растяжения, найденному экспериментально, а два направления S_1 являются сопряженными сколами, причем биссектрисой угла между ними служит σ_1 . Отметим также, что ось складки, как и следовало ожидать, протягивается перпендикулярно к наибольшему главному напряжению. И наконец, подчеркнем, что трещины E_1 и S_1 (серия 1) относятся к системе,

возникшей под действием региональных напряжений, ответственных за образование складок изгиба. Трещины указанных направлений характерны и для складок изгиба в осадочных толщах.

Трещины другого направления (E_2) простираются параллельно оси и особенно хорошо развиты в шарнире складки. В гляциопликативных структурах эти трещины часто открыты, образуясь в процессе продольного изгибания льда. При пликативной деформации кровля изогнутого слоя подвергается растяжению, в результате которого в шарнире складки возникают трещины соответствующей природы. Их направление контролируется локальной системой напряжений, связанной с образованием складки, а не с региональной стрессовой системой.

Результаты изучения трещин на антиклинали Тетон, расположенной на восточном склоне хр. Сотуз, Монтана, приводятся в работе Стирнса [Stearns, 1968], обнаружившего там четыре самостоятельные трещинные серии. В каждую серию входят одна трещина растяжения и две сопряженные трещины скола (рис. 5-15). Соотношение между трещинами растяжения и сопряженными сколами выдерживается по всей системе, что наводит на мысль о постоянстве относительных направлений главных напряжений во время образования трещин. Эту картину нетрудно расшифровать, подметив, что три направления трещин в каждой серии имеют общую линию пересечения, отвечающую направлению среднего напряжения σ_2 .

Серия 1 (рис. 5-15). Направление трещин такое же, как и в случае гляциопликативной структуры. Оно определяется тем, что σ_1 перпендикулярно к оси складки при вертикальном σ_2 . По-видимому, эти разрывные нарушения относятся к ранней стадии тектонического развития, отражая региональные напряжения. E_1 перпендикулярно к оси складки, как в экспериментах с хрупкими материалами.

Серия 2. Трещины расположены в соответствии со схемой, вытекающей из теоретического представления о растягивающем напряжении в изогнутом слое. Ориентация сколов совпадает с ожидаемой, если исходить из

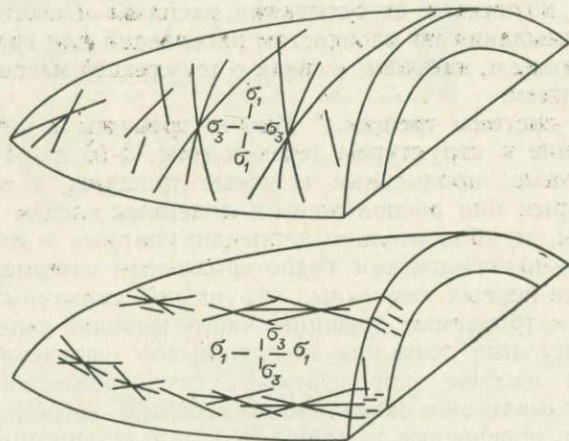
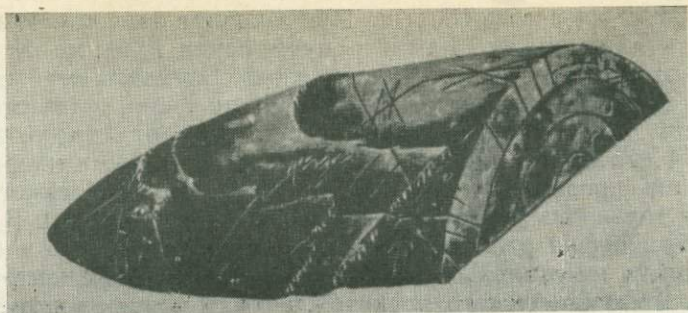


Рис. 5-15. Схематическое изображение собранной в складки осадочной толщи с ожидаемыми в ней трещинами. Внизу — ориентация главных напряжений, обусловивших возникновение некоторых трещинных серий (по Стирнсу [Stearns, 1968]).

параллельности σ_1 оси складки, но с учетом того, что грещины скола в случае растяжения развиваются по схеме, изображенной на рис. 5-2 (случай 3), без приложенных сжимающих усилий. E_1 перпендикулярно к напластованию, простираясь параллельно оси складки, как это и следует из рассмотрения напряжения, действующего на слой перпендикулярно к оси складки.

Серия 3. Третья серия ориентирована по такой схеме, когда σ_1 вертикально при параллельном оси складки σ_2 . Сколы падают почти под прямым углом к напластованию. Согласно Стирнсу, эта серия имеет чисто местное развитие и отличается небольшой длиной трещин. Возможные трещины растяжения расположены, как и в серии 2. Сколы серии 3 ориентированы относительно главных напряжений по схеме нормального сбросообразования (рис. 5-15). Они образуются при растяжении по падению, как в серии 2, но с иной ориентацией σ_2 .

Серия 4. Сколы этой серии представлены пологопадающими поверхностями, ориентированными подобно надвиговым нарушениям и похо-

жими иногда на плоскости сбросов. Растяжения в данном случае ориентированы по напластованию. Как и в случае серии 1, мы имеем здесь дело с поперечным к оси складки сжатием слоев. Элементы этой серии отражают, таким образом, региональные напряжения, ответственные за складчатость. Серия 1 и трещины E_2 , как правило, встречаются вместе. Серии 1 и 4 связаны в первую очередь с региональными напряжениями, вызывающими продольный изгиб слоев. Серии 2 и 3, а может быть и 4, образуются только после заложения пликативной структуры. В частности, серия 2 обусловлена растяжением пластов нормально к оси складки.

Трещины в интрузивных массивах. Интрузии часто контролируются трещинами домагматического происхождения, а мощное внедрение магмы сопровождается развитием специфической трещиноватости. Внутри массивов трещины возникают от остывания расплава и сжатия твердеющей массы, от разламывания по плоскостям расслоения или границам планарного течения магмы и, наконец, в связи с денудацией массива и последующим расслаиванием.

Первичные системы трещин. * Многие трещины в интрузиях имеют прямое отношение к структурам течения (рис. 5-16 и 5-17). Болком выделены поперечные, продольные и косые трещины, в зависимости от угла, под которым они расположены к линейным следам течения. Поперечные трещины, приблизительно перпендикулярные к линиям течения, выполнены обычно пегматитами, гидротермальным материалом и дайками. Будучи в числе первых разрывных нарушений, связанных с остыванием расплава, рассматриваемые трещины часто выходят далеко за пределы массива. Продольные трещины подчеркивают физически ослабленные направления в массиве, порождаемые структурами течения, и могут генетически увязываться с остыванием и сжатием, встречаясь, однако, не столь часто, как поперечные трещины. Косые трещины простираются под углом около 45° к линейным следам течения и, как правило, представлены двумя пересекающимися сериями, которые проще всего интерпретировать как сколовые явления в интрузивном теле. Пологозалегающие трещины, маркируемые пологими дайками или жилами, свидетельствуют о том, что твердеющая масса тяготеет к разламыванию на блоки, отделенные один от другого субгоризонтальными трещинами. В одних случаях такие трещины отдельности параллельны слоям течения, в других — этого не наблюдается. Характер залегания трещин отдельности можно частично объяснить общим сокращением объема остывающей сверху вниз магмы.

Пластовые структуры. Структурные элементы интрузивных тел, называемые пластовыми, часто субпараллельны рельефу дневной поверхности и не связаны со структурами течения или какими-либо другими первичными трещинами. Пластовые структуры часто рассматриваются как своего рода крупномасштабная расслоенность. Джанс [Jahns, 1943] описал пластовые структуры гранитов Новой Англии, где пласты повторяют форму верхней границы холмообразных апикальных частей интрузий, а на глубине уплощаются и выполаживаются. С глубиной увеличивается

* См. работы Хатчинсона [Hutchinson, 1956] и Болка [Balk, 1937].

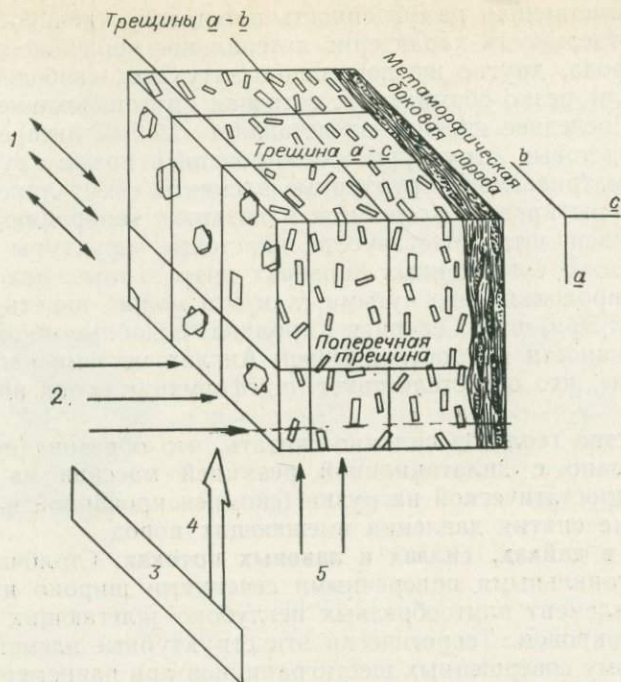


Рис. 5-16. Связь первичных трещин с первичными структурами течения.

1 — подчиненное движение на стадии течения с периферическим растяжением во время внедрения; 2 — боковое движение кристаллизующейся магмы во время движения по *a*; 3 — структура пластического течения; 4 — линейность; 5 — главное продвижение магмы на стадии течения (по Хатчинсону [Hutchinson, 1956]).

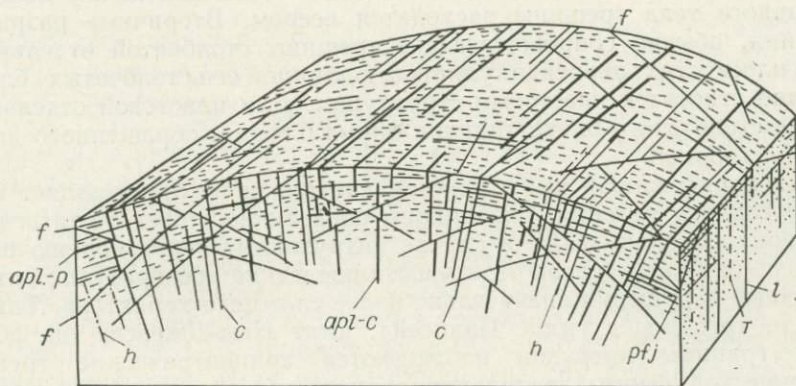


Рис. 5-17. Первичные структурные элементы и те направления, по которым они разбиты и смещены на части в массиве Стрелен. Примечательны параллельные поверхности, трещины пластовой отдельности, секущие структуры течения, поперечные трещины и пологие сколы (по Редруну, Клоосу и Балку [Balk, 1937]).

также пространственная разобщенность пластовой отдельности. Для одних трещин отдельности характерно латеральное продолжение их в трещины иного рода, другие же постепенно затухают, свободно расходясь в стороны, или резко обрываются, встречая крутопадающие разрывные нарушения. Последнее явление представляет особый интерес, указывая на то, что пластовые структуры формировались позже крутопадающих трещин. Рассматриваемые структурные элементы секут линейные следы течений, выступы кровли, ксенолиты и позднюю генерацию пегматитов. В районе Квинси, штат Массачусетс, пластовые структуры известны на глубине 97,5 м. В современных карьерах интрузивные пласты нередко оказываются продольно изогнутыми, как это можно видеть на примере карьера Маунт-Эри, штат Северная Каролина; подобные обширные блоки небольшой мощности в карьерах Новой Англии местами раскалываются или «лопаются», что свидетельствует о деформации пород под действием сжатия.

Большинство геологов склонно считать, что образование пластовых структур связано с дилатационной реакцией массива на ослабление первичной гидростатической нагрузки (скомпенсированной в теле интрузии) вследствие снятия давления вмещающих пород.

Трещины в дайках, силлах и лавовых потоках. Столбчатая отдельность с полигональными поперечными сечениями широко известна как структурный элемент плитообразных неглубоко залегающих интрузий и эффузивных покровов. Теоретически эти структурные элементы должны принимать форму совершенных шестигранников при равномерном остывании расплава и однородном составе твердеющей массы, и, действительно, трещины многих интрузивных тел (Башня дьявола в Вайоминге, Мостовая гигантов в Ирландии) близки к шестиугольным очертаниям в разрезе отдельных блоков (рис. 5-8). Столбчатые блоки закладываются нормально к фронту охлаждения (и изотермам), поэтому в субгоризонтальных силлах они занимают вертикальное положение. В местах изменения мощности интрузивного тела трещины расходятся веером. Вторичные разрывные нарушения, обычно сопровождающие трещины столбчатой отдельности, лежат в плоскостях, перпендикулярных к длинной оси столбчатых блоков; их обычно относят к пластовым структурам. Для пластовой отдельности в составе столбчатого блока типична форма блюда, обращенного вверх вогнутой стороной.

Хотя нарисованная выше простая картина и не представляет собой исключительного явления, она никоим образом не может считаться универсальной, поскольку даже в случае интрузивных тел с хорошо развитыми трещинами столбчатой отдельности последние преобразуются иногда в разрывные нарушения значительно более сложного характера. Таковы, например, трещины в силле Палисейд, штат Нью-Джерси, где вблизи верхней границы интрузии наблюдаются концентрические трещины цилиндрической формы, радиально расходящиеся плоские трещины и разрывы по незамкнутым кривым поверхностям. Все они, грубо говоря, нормальны к поверхности силла. Аналогичные столбчато-цилиндрические трещинные ограничения отмечены в менее мощных докембрийских дайках в горах Бэртус [Prinz, Bentley, 1964]. Из трех главных трещинных серий

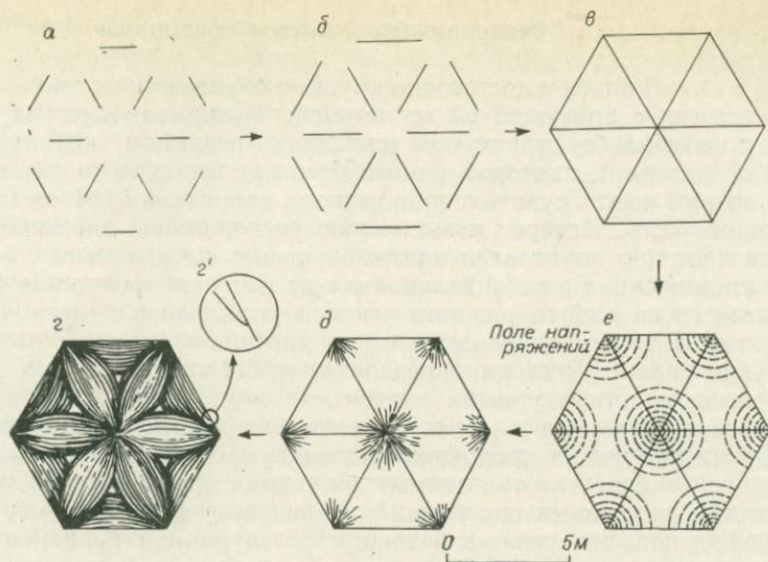


Рис. 5-18. Возможное происхождение трещин отдельности с кривыми поверхностями.

a—в — одно гипотетическое поперечное сечение в три различных момента времени, разделенные 1 мс, на котором показано продвижение кверху основных трещин столбчатой отдельности, заложенных ниже, в основании столба; их фронт выгнут кверху; *в* — промежуточный период неизвестной продолжительности; напряжения концентрируются вдоль ребер трехгранных призм (на рисунке представлены треугольниками); *д* и *г* — одно гипотетическое сечение в два момента времени, разделенные 1 мс, на котором показаны трещины с кривыми поверхностями, начинающиеся от ребер призм, восходяще фронт, выгнутые кверху, и развивающиеся перпендикулярно к линиям напряжений на *г*; *г'* — прямоугольная проекция допускаемого, но не установленного в поле соотношения между основными (планарными) трещинами отдельности с отдельностью по кривым поверхностям (по Хиллу [Hill, 1965]).

указанных даек одна параллельна бортам дайки, другая, цилиндрическая серия, нормальна к бортам, а третья представлена радиально расходящимися трещинами.

Хилл [Hill, 1965] рассмотрел возможные способы развития концентрических и незамкнутых трещин с кривыми поверхностями в одном из долеритовых силлов Тасмании. Этот автор придерживается мнения, что системы такого рода трещин образуются от взрывной реализации напряжений, накопившихся в центральной части силла во время остывания магмы. Поверхность остывающей магматической колонны находится под действием растягивающих усилий в ответ на сжатие, вызванное охлаждением, а центральная ее часть является средоточием сжимающих напряжений [Preston, 1926]. В процессе продолжающегося остывания интрузии трещины распространяются от периферии к центру, где скорость раскалывания делается исключительно высокой, действительно, взрывного порядка. На рис. 5-18 схематически показан возможный способ образования трещин с кривыми поверхностями.

Региональные системы трещиноватости

В каждом достаточно крупном обнажении можно выделить систему трещин с присущей ей геометрией. Трещинная система бывает связана с какой-либо структурой (складкой, разломом, диапиром, метеоритным кратером), с которой данный комплекс пород соотносится таким образом, что мы можем судить о природе поля напряжений, ответственного за трещиноватость. Интерес к выделению региональной системы трещиноватости частично обусловлен надеждой судить по аналогии с обнажениями о напряжениях в региональном плане, там, где трещинная система выдерживается на всей территории или можно выделить ее региональные компоненты. Если региональные системы трещиноватости действительно существуют, важно уметь их определить, чтобы увязка других трещин с определенными структурными элементами могла увенчаться успехом. Региональные трещинные системы выделены на многих территориях, но в объяснении причин их происхождения не существует еще единого мнения. Некоторые более спекулятивные концепции претендуют на установление систем разрывных нарушений в масштабе всего земного шара. Делается ряд попыток увязать большинство глубинных разломов и подводных линейментов с глобальной сколовой системой; другие исследователи приходят к выводу о преимущественной генетической принадлежности систем разрывных нарушений к деформациям от растяжения.

Региональные трещинные системы в районах форланда. В районах форланда, расположенных западнее Аппалачского и Уошитского орогенических поясов [Parker, 1942; Nickelson, Haugh, 1967; Melton, 1929; Friedman, 1964], и в Скалистых горах Канады [Babcock, 1973] большое внима-

ние уделялось анализу региональных трещинных систем. В каждом из этих случаев асимметричные складки переходят в открытые широкие складки и сводовые структуры, пока отложения полностью не выполаживаются.

Многочисленными исследованиями трещин в аспекте их соотношений со складками в указанных зонах форланда подтверждена местная пригодность описанной выше генетической связи трещин со складками для объяснения происхождения трещинных систем. Особенно часто встречаются трещины, близкие к вертикальным, расположенные параллельно осям складок, и вертикальные сопряженные сколы (рис. 5-19). Все они легко расшифровываются в свете поперечного к зоне форланда сокращения земной коры. Однако в обеих работах — Паркера в соавторстве с Ник-

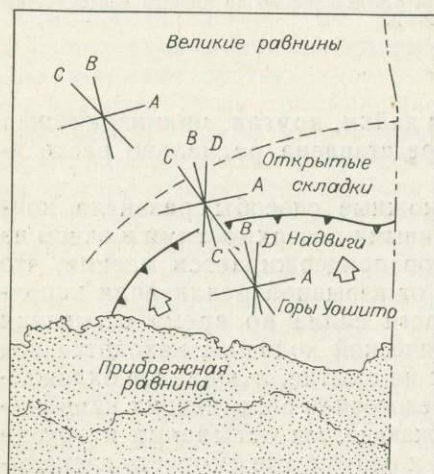


Рис. 5-19. Региональная система трещин в складчатых и надвиговых поясах Великих равнин и гор Уошито в штате Оклахома (по Фридману [Friedman, 1964]).

кельсоном и Ога — делается вывод, что в районе Аппалачей данные соотношения сохраняются далеко не повсеместно. Вместо того, как показало прослеживание трещин от южной части района до гор Кэтскилл на севере, некоторые серии трещин постепенно отклоняются от своего общего простирания, и при этом их соотношения со складками испытывают хотя и постепенные, но непрерывные изменения. Кроме того, трещины в угольных пластах и аргиллитах, по-видимому, в целом не связаны с региональными напряжениями, вызвавшими складчатость, и резко отличаются от трещинных систем в других породах, с которыми они чередуются.

Трещиноватость пород фундамента. * Породы фундамента в Большом каньоне разбиты тремя сериями трещин [Hodgson, 1961 b]. Трещины выполнены пегматитовыми дайками докембрийского возраста. Разломы идентичного общего простирания активизировались во время ларамийской складчатости, и те же тектонические направления начали закладываться в осадочном чехле. Многие трещинные системы в осадочных образованиях, по-видимому, унаследованы от разрывных нарушений фундамента, и эти его ослабленные зоны часто в определенной мере контролировали развитие структурных элементов чехла во время активизации.

Хотя направления трещин в осадочном чехле те же, что и в фундаменте, докембрийские породы часто отличаются большей сложностью систем разрывных нарушений, куда входят и другие серии трещин. ** Системы трещиноватости определяются также литологическим фактором, нередко варьируя от слоя к слою, когда состав толщи не однороден.

Зоны разлома в фундаменте. Кристаллические породы фундамента почти повсеместно разбиты сложными системами трещин. Иногда разломообразование прослеживается в мелких объектах, вплоть до монокристаллов полевого шпата, но мы лучше знакомы с этим явлением по крупным трещинам в коренных выходах и в зонах разлома. Последние часто маркируются сбросами или дайками, но бывают случаи (так называемые зоны дробления), когда сбросовые или сдвиговые подвижки нельзя с уверенностью фиксировать. Это зоны интенсивной трещиноватости; ширина их от метра до первых десятков метров. Они выступают на аэрофотоснимках в виде резких линейментов и, по всей вероятности, играли исключительно важную роль в тектоническом развитии территории. В типичном случае зоны разлома ориентированы так же, как и крупные серии трещин в породах за пределами этих зон. Зоны разлома часто являются ослабленными зонами фундамента, которыми определяется положение сбросов и тектонических поднятий при последующих деформациях. Они служили, по-видимому, естественными ослабленными направлениями и для латеральных движений земной коры в плоскости разломов.

Происхождение разломов фундамента и ослабленных зон остается неясным. Скорее всего, они закладывались после остывания магмы и изменения пород в процессе метаморфизма высокой ступени. Четко выра-

* Сводка и анализ большого числа работ по изучению нарушений в фундаменте выполнены Геом [Gay, 1973].

** Сложность трещинных систем фундамента подчеркивается в работах Хуппина и Пальмквиста [Hoppin, Palmquist, 1965], Визе [Wise, 1964], Молларда [Mollard, 1959], Спенсера [Spencer, 1959], Спенсера и Козака [Spencer, Kozak, 1964].

женные линеаменты, как отмечает Моллард [Mollard, 1959], встречаются также в горизонтально залегающих осадочных породах палеозоя и в плейстоценовых отложениях на территории Канадского щита. Поверхности, на которых они обнажаются, крайне разнообразны: ложа ледниковых озер, речные поймы, торфяники, днища болот и коренные породы со следами ледникового выпаживания. Итак, запечатлеваются тектонические направления в рыхлых средах и в наши дни.

Для объяснения рассматриваемых систем трещиноватости привлекаются главным образом следующие факторы.

1. Приливы и отливы в теле Земли (слишком слабые в настоящее время, чтобы служить причиной заложения разломов, но, по-видимому, достаточно эффективные для распространения разломов фундамента по восстанию в толщу осадочного чехла, кроме того, предположительно более мощные в раннем докембрии).

2. Колебательный эффект (вероятно, резонанс) как реакция на неколебательное действие, например землетрясений.

3. Сжатие земной коры на глубине.

4. Изостатическая компенсация, вызывающая растяжение.

5. Расширение земных недр, вызывающее растяжение земной коры.

Критериев, на основании которых можно было бы дать окончательную оценку перечисленным возможностям, к сожалению, еще не найдено.

Грамбергом [Gramberg, 1966] предложена гипотеза, согласно которой вертикальные трещины в земной коре, лишенные следов скальваний в плоскости разрыва, — результат действия растягивающих напряжений. Им выделены два типа внешней нагрузки:

1) нагрузка прямого растяжения, когда раскалывание происходит в плоскостях, перпендикулярных к растягивающему усилию; при образовании трещины остается открытая щель, ограниченная стенками с грубым рельефом;

2) нагрузка косвенного или наведенного растяжения, когда плоскость разрыва распространяется в направлении оси главной нагрузки и перпендикулярно к наименьшей.

Трещины растяжения возникают под действием таких внешних факторов, как конвективные токи в мантии или расширение Земли. Цитируемый автор выделяет следующие три зоны:

1) глубинная зона, где породы находятся в пластичном состоянии, исключая хрупкую реакцию с образованием трещин;

2) зона, где породы находятся в хрупком состоянии и залегают достаточно глубоко, чтобы вертикальное литостатическое давление могло вызвать образование трещин от косвенного растяжения;

3) приповерхностная зона с хрупкими породами, залегающими на слишком малой глубине для наведенной трещиноватости от литостатического давления.

Согласно модели Грамберга, большинство региональных трещинных систем, в частности систем, принадлежащих фундаменту, образуется в результате пластического течения в зоне 1, которое служит причиной снятия горизонтальных напряжений в зонах 1 и 2. Поскольку оба главных напряжения — наименьшее и среднее — ориентированы горизонтально,

следует ожидать образования двух систем вертикальных трещин, расположенных под прямым углом друг к другу, а за несколько периодов снятия напряжений могут возникнуть разнообразно ориентированные по этой схеме вертикальные трещины.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Биэксцентриальная деформация. Деформация с искажением формы при простом растяжении по двум осям.

Зона дробления. Область беспорядочного растрескивания или раскалывания пород с возможной минерализацией трещин с образованием решетчатой системы жил.

Катаклиз. Процесс деформации пород, завершающийся раскалыванием и поворотом минеральных зерен или их агрегатов без химической регенерации.

Катакластическое течение. Течение с интергранулярным движением, т. е. механическим смещением одних частиц тела относительно других.

Косая трещина. Трещина, плоскость которой простирается косо по отношению к простиранию главных тектонических направлений в районе.

Критерий Кулона для разрушения. Критерий хрупкого сколового разрушения, основанный на том, что сколовое разрушение в данной плоскости наступает тогда, когда оно достаточно велико, чтобы преодолеть силу сцепления частиц материала плюс сопротивление трения механическому смещению.

Кулисные (выклинивающиеся) трещины. Небольшие трещины растяжения, расположенные под углом к сбросу (сдвигу) рядами внахлестку или ступенчато с тенденцией оставаться открытыми.

Монэксцентриальная деформация. Деформация с искажением формы при простом растяжении вдоль одной оси.

Неротационная деформация. Деформация в точке, когда положение осей деформации остается неизменным.

Сгибающий фронт Мора. Сгибающая ряда кругов Мора; геометрическое место точек, координаты которых отображают напряжения, вызывающие разрушение.

Одноосное сжатие. Система сил или напряжений, стремящаяся сократить размер тела по одной оси.

Однородное течение. Течение без конвергенции и дивергенции.

Осевая трещина. Тип трещин, при котором плоскости разрыва расходятся веером под углом от малого до большого с каждой стороны осевой плоскости складок.

Отдельность от снятия давления. Пластовое расслоение, охватывающее породы, первоначально глубоко захороненные, а затем приближенные к дневной поверхности эрозией, с соответствующим снятием литостатического давления.

Первично плоская отдельность. Близкая к горизонтальной плоскость отдельности в изверженных породах.

Пластическое течение. Перманентная деформация, выражающаяся в изменении формы или объема вещества без образования разрывов, которая, раз начавшись, продолжается, уже не требуя роста напряжения.

Пластичные. В отношении пород означает способные испытывать 5—10%-ную деформацию без образования в них трещин или сбросов (сдвигов).

Пластовая структура. Тип трещиноватости или отдельности, образованный кливажированием от снятия давления или расслоением плутонических горных пород.

Поперечная трещина. Трещина, плоскость которой ориентирована перпендикулярно к главным линейным структурам и общему простиранию структур в районе.

Продольная трещина. Трещина, плоскость которой ориентирована параллельно главным тектоническим направлениям в районе.

Прочность на растяжение. Максимальное растягивающее напряжение, приложенное к данному телу, но не вызывающее в нем разрывных нарушений.

Прочность на сжатие. Максимальное сжимающее напряжение, приложенное к материалу без нарушения его сплошности в данных условиях.

Разрушение. Дробление или растрескивание породы или другого материала при напряжении за пределом его самой большой выносливости.

Растяжение. Состояние стресса, при котором преобладают растягивающие усилия; напряжение, стремящееся разорвать физический объект.

Ротационная деформация. Деформированное состояние, при котором изменяется положение осей деформации.

Скл. Деформация, вызванная напряжением, которое служит или призвано служить причиной скольжения соприкасающихся частей какого-либо тела параллельно плоскости их контакта.

Столбчатая отдельность. Параллельные призматические столбы в базальтовых покровах и других эффузивных и интрузивных телах, формирующиеся в результате сжатия пород при остывании.

Трещина (разрыв). Общий термин для любого нарушения сплошности породы (независимо от того, служит ли оно причиной смещения), связанное с механическим разрушением под действием напряжения. Сюда относятся расколы, трещины отдельности и сбросы.

Трещина растяжения. Трещина, проходящая перпендикулярно к направлению главного напряжения и параллельно сжимающему усилию.

Трещина свола. Трещина, обусловленная напряжением сжатия.

Хрупкие. В отношении пород означает разламывающиеся при 3—5%-ной однородной или неоднородной деформации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Babcock, E. A.*, Regional jointing in southern Alberta. *Can. Jour. Earth Sci.*, 1973, v. 10.
- Balk, Robert*, Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. America Mem.* 5, 1937.
- Bombolakis, E. G.*, Photoelastic study of initial stages of brittle fractures in compression. *Tectonophysics*, 1968, v. 6, No. 6, p. 461—473.
- Bonham, L. C.*, Structural petrology of the Pico anticline. *Jour. Sed. Petrology*, 1957, v. 27.
- Brace, W. F.*, An extension of the Griffith theory of fracture to rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 1960, v. 65, No. 10, p. 3477—3480.
- Brace, W. F.*, Review of Coulomb-Navier fracture criterion. In: *Riecker, R. E.*, ed., *Rock mechanics seminar*, Bedford, Mass., Terrestrial Sciences Laboratory, 1968.
- Bucher, W. H.*, Mechanical interpretation of joints. *Jour. Geology*, 1920—1921, v. 28, p. 207.
- Casella, C. J.*, Evolution of the lunar fracture network. *Geol. Soc. America Bull.*, 1976, v. 87, No. 2, p. 226—234.
- Chapman, C. A.*, and *Roux, R. L.*, Statistical study of topography, sheeting and jointing in granite, Acadia National Park, Maine. *Am. Jour. Sci.*, 1958, v. 256.
- Chiligger, G.*, and *Richards, C. A.*, Use of gash fractures in determining direction and relative amount of movement along faults. *Compass*, 1954, v. 31.
- Cleary, J. M.*, Hydraulic fracture theory, pts. I and II. *Illinois Geol. Survey Circ.* 281, 1958.
- Cleary, J. M.*, Hydraulic fracture theory, pts. III. *Elastic properties of sandstone*. *Illinois Geol. Survey Circ.* 251 and 252, 1959.
- Cloos, Ernst*, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. America Bull.*, 1947, v. 58, p. 843, 918.
- Cloos, Ernst*, Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. America Bull.*, 1955, v. 66, p. 241—256.
- Cloos, Ernst*, Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1968, v. 52, No. 3, p. 420—444.
- Donath, F. A.*, Experimental studies of shear failure in anisotropic rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, No. 6, p. 985—989.
- Donath, F. A.*, Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock. *Internat. Conf. of stress in Earth's Crust Proc.*, Santa Monica, Rand Corp., 1963.
- Dunn, D. E.*, *LaFountain, L. J.*, and *Jackson, R. E.*, Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. *Jour. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, No. 14, p. 2403ff.
- Fairhurst, C.*, ed., *Rock mechanics*. New York, Pergamon, 1963.
- Firman, R. J.*, The relationship between joints and fault patterns in the Eskdale granite (Cumberland) and the adjacent Borrowdale volcanic series. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 1960, v. CXVI, p. 317—347.
- Friedman, Melvin*, Petrofabric techniques for the determination of principal stress directions in rocks. In: *State of stress in the earth's crust*. New York, Elsevier, 1964.
- Friedman, Melvin*, and *Logan, J. M.*, Influence of residual elastic strain on the orientation of experimental fractures in three quartzose sandstones. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 2, p. 387—405.

- Garson, M. S., and Krs, Miroslav, Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1976, v. 87, No. 2, p. 169—181.
- Gay, N. C., and Weiss, L. E., The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks. *Tectonics*, 1974, v. 21, p. 287—300.
- Gay, S. P., Jr., Pervasive orthogonal fracturing in the earth's continental crust. *Tech. Pub.*, No. 2, American Stereo Map Co., Salt Lake City, 1973.
- Gramberg, J., Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology. *Eng. Geol.*, 1965, v. 1, p. 31—72.
- Gramberg, J., A theory on the occurrence of various types of vertical and sub-vertical joints in the earth's crust. *Internat. Soc. Rock Mechanics, Cong. Proc.*, 1st., 1966, p. 443—450.
- Griffith, A. A., The phenomena of rupture and flow in solids. *Royal. Soc. (London) Philos. Trans.*, ser. A, 1920, v. 221, p. 163—198.
- Griffith, A. A., The theory of rupture. *Proc. Internat. Cong. Appl. Mechanics*, 1st, Delft, 1924, p. 55—63.
- Griggs, D. T., and Handlin, John, Observation on fracture and a hypothesis of earthquakes. In: Griggs, D. T., and Handlin, John, eds., *Rock deformation — A symposium*. *Geol. Soc. America Mem.* 79, 1960, p. 347—373.
- Harris, J. F., Relation of deformation fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1960, v. 44, p. 1853—1873.
- Heard, H. C., Transition from brittle to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure. In: *Rock deformation*, Griggs, D. T., and Handlin, John, eds., *Geol. Soc. America Mem.* 79, 1960.
- Hill, P. A., Curvilinear (radial, boe-tie, festoon) and concentrating jointing in Jurassic dolerite, Mersey Bluff, Tasmania. *Jour. Geology*, 1965, v. 73, p. 255—271.
- Hodgson, R. A., Classification of structures of joint surfaces. *Am. Jour. Sci.*, 1961a, v. 259.
- Hodgson, R. A., Regional study of jointing in Comb Ridge—Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1961b, v. 45, p. 1—39.
- Hodgson, R. A., Genetic and geometric relations between structures. In: *Basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado Plateau and Wyoming*. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1965, v. 49, p. 935.
- Hodgson, R. A., Gay, S. P., Jr., and Benjamins, J. Y., eds., *Proc. 1st Intern. conf. on the new basement tectonics: Salt Lake City*. *Utah Geol. Assoc. Pub.*, 1976, No. 5.
- Hoppin, R. A., and Palmquist, J. C., Basement influence on later deformation: The problem, techniques of investigation, and examples from Bighorn Mountains, Wyoming. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 49, p. 993—1004, 1965.
- Hubbert, M. K., Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1951, v. 62, No. 4, p. 255—372.
- Hutchinson, R. M., Structure and petrology of the Enchanted Rock batholith, Llano and Gillespie Counties, Texas. *Geol. Soc. America Bull.* 1956, v. 67, p. 763—806.
- Jaeger, J. C., Shear failure of anisotropic rocks. *Geol. Mag.*, 1960, v. 97, p. 65—72.
- Jahns, R. H., Sheet structure in granite: Its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Jour. Geology*, 1943, v. 51, p. 71—98.
- Kelley, V. C., and Clinton, N. J., Fracture system and tectonic elements of the Colorado Plateau. *Albuquerque, Univ. New Mexico Pub. in Geology*, 1955, No. 6.
- Kelley, V. C., Fracture systems and tectonic elements of the Colorado Plateau. *Albuquerque, Univ. New Mexico Pub. in Geology*, 1960, No. 6.
- Kutina, Jan, Tectonics development and metallogeny of Madagascar with reference to the fracture pattern of the Indian Ocean. *Geol. Soc. America Bull.*, 1975, v. 86, p. 582—592.
- Lachenbush, A. H., Depth and spacing of tension cracks. *Jour. Geophys. Res.*, 1961, v. 66.
- Lovering, T. S., The fracturing of incompetent beds. *Jour. Geology*, 1923, v. 36, p. 709—717.
- McKinstry, H. E., Shears of the second order. *Am. Jour. Sci.*, 1953, v. 251, No. 6, p. 401—414.
- Melton, F. A., A reconnaissance of the joint systems in the Ouachita Mountains and Central Plains of Oklahoma. *Jour. Geology*, 1929, v. 37, p. 729—746.
- Mollard, J. D., Aerial mosaics reveal fracture patterns on surface materials in southern Saskatchewan and Manitoba. *Oil in Canada*, 1959, v. 9, No. 40, p. 26—50.

- Muehlberger, W. R., Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Jur. Geology*, 1961, v. 69, No. 2, p. 211—219.
- Nickelsen, R. P., and Hough, V. N. D., Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *Geol. Soc. America Bull.*, 1967, v. 78, p. 609—630.
- Odé, Helmer, Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. In: Griggs, D. T., and Handin, John, eds., *Rock deformation — A symposium*. *Geol. Soc. America Bull.*, 1960, Mem. 79, p. 293—321.
- Orowan, E., Fracture and strength in solids. *Repts. Prog. Physics*, 1949, v. 12, p. 185—232.
- Orowan, E., Mechanism of seismic faulting. In: Griggs, D. T., and Handin, John, eds., *Rock deformation — A symposium*. *Geol. Soc. America Mem.* 79, 1960, p. 323—346.
- Parker, J. M., Regional jointing systematic in slightly deformed sedimentary rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 1942, v. 53.
- Pincus, H. J., Statistical methods applied to the study of rock fractures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1951, v. 62, p. 403—410.
- Preston, F. W., The spalling of bricks. *Am. Ceramic Soc. Jour.*, 1926, v. 9, p. 654—658.
- Price, N. J., A study of rock properties in conditions of triaxial stress. In: Walton, W. H., ed., *Mechanical properties of nonmetallic brittle materials*. London, Butterworth, 1958, p. 106—122.
- Price, N. J., *Fault and joint development in brittle and semibrittle rock*. New York, Pergamon, 1966.
- Prinz, Martin, and Bentley, R. D., Cylindrical columnar jointing in dolerite dikes, Beartooth Mountains, Montana—Wyoming. *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75, p. 1165—1168.
- Richey, J. E., The dykes of Scotland. *Geol. Soc. Edinburgh Trans.*, 1939, v. 13, No. 4, p. 393.
- Roberts, J. C., Feather-fracture, and the mechanics of rock-jointing. *Am. Jour. Sci.*, 1961, v. 259, No. 7.
- Savage, J. C., and Mohanty, B. B., Does creep cause fracture in brittle rocks? *Jour. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, No. 17, p. 4329—4332.
- Secor, D. T., Jr., Role of fluid pressure in jointing. *Am. Jour. Sci.*, 1965, v. 263.
- Spencer, E. W., Fracture patterns in the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 467—508.
- Spencer, E. W., and Kozak, S. J., Determination of regional fracture patterns in Precambrian rocks — A comparison of techniques. In: Hodgson, R. A., Gay, S. P., Jr., and Benjamins, J. Y., eds., *Proc. 1st intern. conf. on the new basement tectonics*. Salt Lake City, Utah Geol. Assoc. Pub. 5, 1976.
- Spry, A., The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows. *Geol. Soc. Australia Jour.*, 1962, v. 8, p. 191—216.
- Stearns, D. W., Certain aspects of fractures in naturally deformed rocks. In: Riecker, R. E., ed., *Rock mechanics seminar*, Bedford, Mass., Air Force Cambridge Research Laboratories, 1968.
- Turner, F. J., and Weiss, L. E., *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill, 1963.
- Varnes, D. J., Analysis of plastic deformation according to Von Mises' theory, with application to the South Silverton area, San Juan Co., Colo. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 378-B, 1962, p. B1—B49.
- Ver Steeg, K., Jointing in the central coal beds of Ohio. *Econ. Geology*, 1942, v. 37.
- Vinogradov, S. D., On the distribution of the number of fractures in dependence of the energy liberated by the destruction of rocks. *Izvestiya. Geofiz. Trans.*, 1959, No. 12, p. 1292—1293.
- Vogt, P. R., Volcano spacing, fractures, and thickness of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1974, v. 21, p. 235—252.
- Wallace, R. E., Geometry of shearing stress and relation for faulting. *Jour. Geology*, 1951, v. 59, No. 2, p. 118—130.
- Wilson, C. W., Jr., A study of jointing in the Five Springs Creek areas, east of Kane, Wyoming. *Jour. Geology*, 1934, v. 42, p. 489—552.
- Wise, D. U., Microjointing in basement Middle Rock Mountains of Montana and Wyoming. *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75, p. 287—306.
- Woodworth, J. B., *Fracture system of joints*. Boston, Soc. Natural History Boston, 1896, v. 27.

МЕТЕОРИТНО-УДАРНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метеоритно-ударные кратеры и структуры *

Давно уже на Земле известны овальные или близкие к круглым структуры, обычно связанные с местным брекчированием и мощной дезинтеграцией пород в центральной впадине или в ее непосредственном окружении. Такие образования часто интерпретировались как криптовулканические структуры, предположительно относимые к проявлениям взрывов вулканических газов, хотя в пределах центральной впадины пепел и лавы либо отсутствуют, либо встречаются в незначительных количествах. Центральные впадины часто заполнены водой, что затрудняет их осмотр, но локализованный характер интенсивно деформированных пород и отсутствие аналогичных или родственных образований на окружающей территории явно свидетельствуют о том, что, каким бы ни было происхождение таких впадин, причины их образования действовали узко локально. Кратероподобная форма многих из описываемых структур весьма своеобразна, и с наиболее общепринятой точки зрения их генезис связывается с падением метеоритов, а не с вулканическими взрывами. Изучение метеоритно-ударных явлений получило в свое время значительный стимул как часть исследований поверхности Луны, теперь же сведения о лунных кратерах проливают свет на строение их земных аналогов;

* **Криповулканические структуры.** Структуры округлой формы, образующиеся в приповерхностных условиях при быстром или взрывном выходе пара, газа или лавы в процессе вулканической деятельности. **Криптоэксплозивные структуры.** Структуры округлой формы, образующиеся при любого рода приповерхностных взрывах. **Метеоритно-ударные структуры.** Структуры округлой формы, своим происхождением обязанные высокоимпульсному удару метеоритов. **Астроблемы.** Древние эродированные реликты метеоритно-ударных структур.

Выборочная библиография по образованиям ударных волн

Теория. [Gault, 1974; Gault e. a., 1968; Short, 1966 — обзор].
Кратеры на Земле. Метеоритный кратер, штат Аризона — Bjork [1962] и Shoemaker [1960, 1963]. Гроссис-Блаф, Австралия — Milton e. a. [1972]. Брент, штат Колорадо (рис. 6-1) — Dence [1968]. Садбери — Dietz [1964]. Бушвелд, Южная Африка — Rhodes [1975]. Уэст-Хок-Лейк, Канада — Short [1970].
Кратеры на Луне. [Oberbeck, 1975; Chao, 1974; Head, 1972, 1975].
Взрывы (ядерные). Симпозиум по образованию кратеров — Jour. Geophys. Res., v. 66, № 10, 1961.

в этом смысле исключительно информативны также сведения о кратерах, образующихся при подземных ядерных испытаниях [Nordyke, 1961].

К подобного рода земным кратерам очень крупного размера относятся впадина Рис в ФРГ, насчитывающая 26 км в диаметре, структуры Вредефорт в Южной Африке (диаметр более 40 км) и оз. Клируотер (диаметр 33 км) в Квебеке. В большинстве же своем такие структуры близки по размеру к Метеоритному кратеру (1,3 км) в Аризоне и кратеру Уэлс-

Крик в Теннесси или даже еще меньше и не сравнимы с самыми крупными кратерами на Луне, в отдельных случаях достигающими 1000 км в диаметре.

Метеоритный кратер в Аризоне *

Метеоритный кратер в Аризоне несомненно является наиболее детально изученным из криптоэксплозивных образований на земном шаре. Это изолированная впадина, обрамленная пластами, падающими в сторону вмещающей ее пологой толщии песчаников и известняков, в целом существенно нарушенной. По форме эта структура сильно напоминает некоторые кратеры, образующиеся при подземных ядерных взрывах, но причиной ее возникновения служили явно иные процессы. Указанное сходство подчеркивает взрывную природу обоих явлений, объясняя присутствие оторочек из материала выб-

* См. работы Шумейкера [Shoemaker, 1960], Шорта [Short, 1966] и Бьорка [Bjork, 1962].

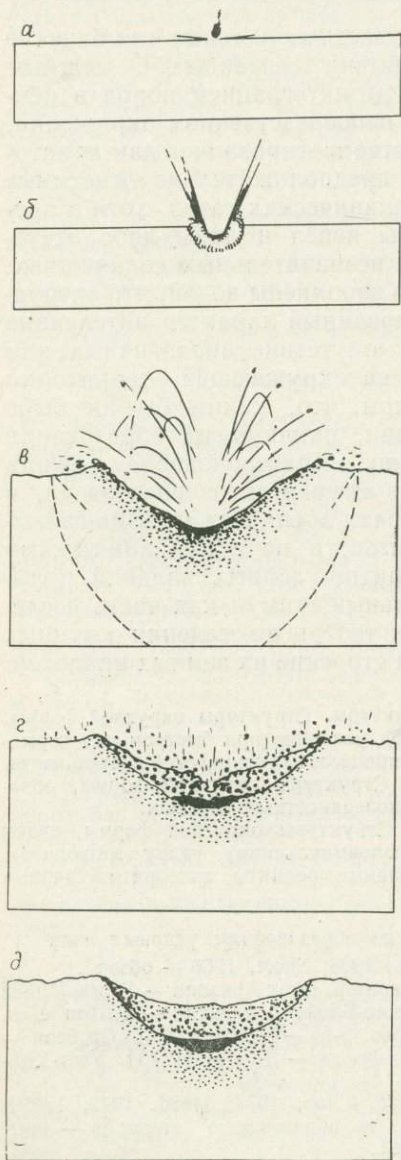


Рис. 6-1. Схематическая последовательность образования кратера Брент (простого импактного кратера на Земле) непосредственно после метеоритного удара (а).

Образуется сравнительно небольшой полусферический объем расплавленных горных пород, часть которых выбрасывается из воронок (б). Ударная волна затухает достаточно быстро за пределами этой полусферы, причиняя лишь слабые дефекты соседним участкам. Расплав же уходит на глубину, опережая метеороид, пока кратер растет, достигая максимального размера (в). Всплески расплава и обрушения бортов кратера определяют окончательный профиль последнего. В основании еще не остывшего кратера находится расплав, глубже которого ударное разрушение пород постепенно ослабевает. Ударная волна обратным ходом может неоднократно производить разрушения выше расплавленной массы (по Денсу [Dense, 1968]).

росов у крупных метеоритно-ударных образований. При падении метеорита на Землю создается мощная ударная волна как в самом метеорите, так и в пораженных им породах, которая при отдаче в метеорит полностью его измельчает, тогда как во вмещающей толще она служит причиной брекчирования, а иногда и плавления пород. Часть раздробленного материала фонтанирует в воздух и, обрушиваясь, образует оторочку кратера, главная же масса остается лежать брекчированным слоем на дне воронки.

Метеоритный кратер в Аризоне (ширина 1,3 км, глубина 300 м) устлан брекчированным материалом и окружен на расстоянии нескольких километров грунтом, в котором содержатся кусочки металлического железа; по ним масса метеорита оценивается приблизительно в 12 000—15 000 т. Вал кратера, возвышающийся примерно на 75 м над равнинной местностью, сложен несортированными угловатыми обломками от мелкого щебня до глыб 30 м в поперечнике, залегающими на горизонтальном срезе заданных кверху пластов коренных пород. В обломочном вале наблюдается слоистость, но последовательность наслоения обломочного материала обратна соответствующему коренному залеганию пластов, самые верхние из которых поставлены почти на голову или даже опрокинуты, словно взрыв счищал чешую Земли. Заданные кверху пласты разбиты множеством мелких вертикальных сбросов, сгруппированных в радиальную фигуру. Региональная трещиноватость влияет на конфигурацию кратера и контролирует, в большей или меньшей мере, прямолинейность его очертаний.

Типичные структурные элементы метеоритно-ударных кратеров. Конфигурация и тип структурных элементов, приуроченных к метеоритно-ударным кратерам, отличаются большим разнообразием по причине различных размеров и скоростей метеоритов, а также свойств пораженного материала (петрографический тип, мощность, первичное строение, форма). Внеземные обломки небольшого размера быстро теряют свою космическую скорость и, достигая земной поверхности со скоростью свободного падения тел (0,1—0,2 км/с), не способны образовывать кратеры, тогда как крупные метеориты могут поражать породы земной коры со скоростью от 5 до 60 км/с и при массе более 10 т несомненно являются кратерогенными.

Брекчии, образованные ударной волной от падения метеоритов, похожи на другие разновидности катакластических брекчий, но местами содержат осколки оплавленного стекла и целый ряд продуктов высокотемпературных минералогических новообразований (например, полиморфные разновидности кремнезема — коэсит и стшовит) и структурных изменений, вместе относимых к явлениям ударного (импактного) метаморфизма. Диапазон структурных изменений широк: от появления трещин и дефектов кристаллической решетки в кварце и биотите до разупорядочения атомной структуры полевых шпатов и амфиболов и, наконец, до расплавления пород. Местами образуются кинкбанды и тесно расположенные планарные структуры, такие как кливаж. Часто присутствуют конусы взрыва — трещины с конической поверхностью и ребристостью, расходящейся от вершины к основанию конуса, явно формирующиеся в компрессионную фазу явления (оси конусов располагаются перпендикулярно к фронту ударной волны).

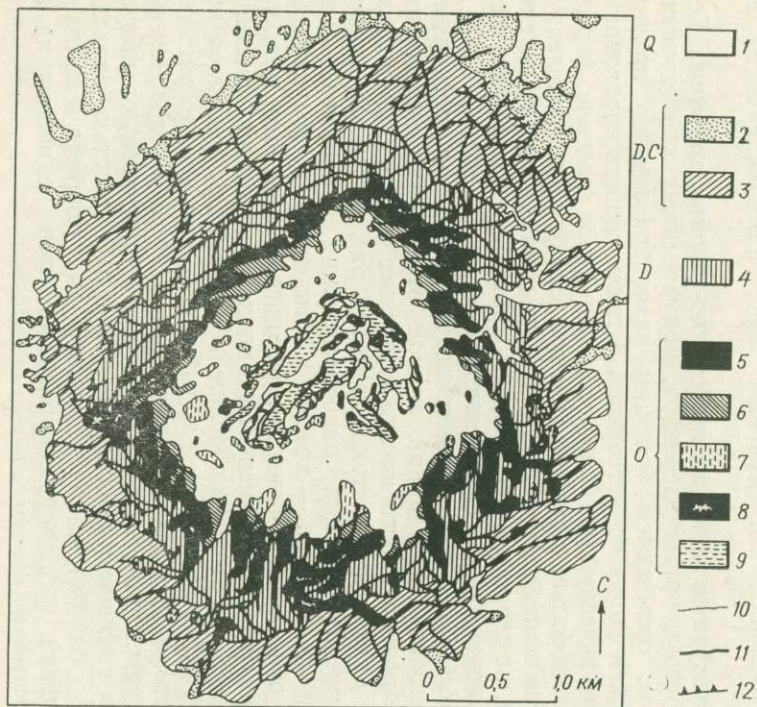


Рис. 6-2. Геологическая карта центрального поднятия импактной структуры Гроссис-Блаф.

Примечательно сложное переплетение сбросов вокруг центральной части структуры: 1 — аллювий; 2, 7 — алевролиты; 3, 8 — песчаники; 4 — песчаник Марсеней; 5 — безмянный песчаник; 6 — песчаник Кармакаэл; 9 — песчаник Стэрвей; 10 — контакт; 11 — разлом; 12 — основание перевернутой плиты (по Милтону и соавторам [Milton e. a., 1972]). Перепечатано из Am. Assoc. Adv. Sci.,

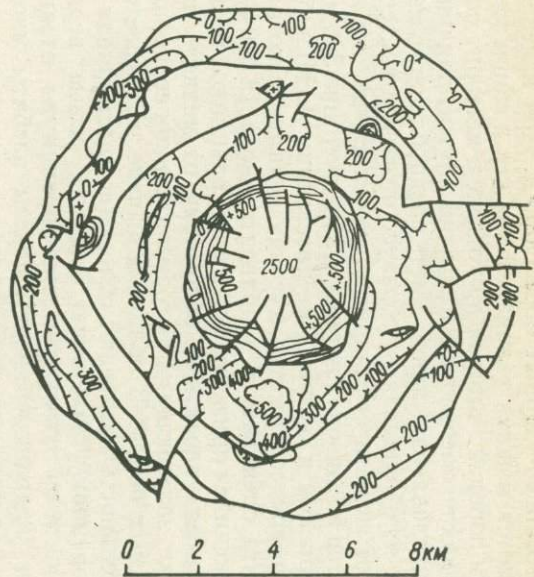


Рис. 6-3. Строение импактной структуры Уэлс-Крик в штате Теннесси.

Обратите внимание на радиальные и концентрические разрывные нарушения (по Стирнесу с соавторами [Stearns e. a., 1968]).

Системы сбросов и трещин вокруг метеоритно-ударных кратеров также широко варьируют от местных очень сложных переплетений до более типичных комбинаций концентрических и радиальных фигур, закартированных, например, при геологической съемке структур Гроссис-Блаф (рис. 6-2) и Уэлс-Крик (рис. 6-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bjork, R.*, Analysis of the formation of Meteor Crater, Arizona. *Jour. Geophys. Res.*, 1962, v. 66, p. 3379—3387.
- Bombolakis, E. G.*, Study of the brittle fracture process under unaxial compression. *Tectonophysics*, 1973, v. 18, p. 231—248.
- Chao, E. C. T.*, Impact cratering models and their application to lunar studies — A geologists view. *Proc. Fifth Lunar Science Conference, Supplement 5*, 1974, v. 1, p. 35—52.
- Dence, M. R.*, Shock zoning at Canadian craters: Petrography and structural implications. In: *Shock metamorphism of natural materials*. Baltimore, Mono Book Corp., 1968.
- Dietsch, R. S.*, Sudbury structure as an astrobleme. *Jour. Geology*, 1964, v. 72, p. 412—434.
- French, B. M.*, and *Short, N. M.*, Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, Mono Book Corp., 1968.
- Gault, D. E.*, Impact cratering. In: *A primer in lunar geology*, Greely, R., and Schultz, P., eds. Ames Research Center, NASA, 1974.
- Gault, D. E.*, and *Quaide, W. L.*, and *Oberbeck, R.*, Impact cratering mechanics and structures: Shock metamorphism of natural materials, 1968, p. 87—99.
- Head, J. W.*, Small scale analogs of the Cayley formation and Descartes Mountains in impact-associated deposits. *Apollo 16 Preliminary Science Report*, NASA Spec. Publ. SP-315, 1972.
- Head, J. W.*, Processes of lunar crater degradation: Changes in style with geologic time. *Moon*, 1975, v. 12.
- Head, J. W.*, Lunar volcanism in space and time. *Rev. Geophys. Space Physics*, 1976, v. 14.
- Milton, D. J.*, and others, Grosses Bluff impact structure, Australia. *Science*, 1972, v. 175, No. 4072, p. 1199—1207.
- Oberbeck, V. R.*, The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1975, v. 13, No. 2, p. 337—362.
- Rhodes, R. C.*, New evidence for impact origin of the Bushveld complex, South Africa. *Geology*, 1975, v. 3, No. 10, p. 549—554.
- Shoemaker, E.*, Penetration of high velocity meteorites illustrated by Meteor Crater, Arizona. *Internat. Geol. Cong.*, 21st, Norden, 1960, section 18, pt. 18, p. 418—434.
- Shoemaker, E.*, Impact mechanics at Meteor Crater, Arizona. In: *Middlehurst, B. M.*, and *Kuiper, G. P.*, eds., *The solar system*, v. 4, *The moon, meteorites, and comets*, pp. 301—336. Chicago, University of Chicago Press, 1963.
- Short, N. M.*, Shock process in geology. *Jour. Geol. Education*, 1966, v. 14.
- Short, N. M.*, Anatomy of a meteorite impact crater: West Hawk Lake, Manitoba, Canada. *Geol. Soc. America Bull.*, 1970, v. 81, p. 609—648.
- Stearns, R. G.*, and others, The Wells Creek structure, Tennessee. In: *Shock metamorphism of natural materials*. Baltimore, Mono Book Corp., 1968.

СБРОСЫ — ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ *

Та плоскость или зона в породе, по которой произошло смещение, называется сбросом. Сбросы встречаются в самых различных тектонических обстановках и масштабных вариантах, от мелких дизъюнктивных нарушений, ассоциирующих со складками, до крупных, обрамляющих горные хребты, сбросовых зон (зон сбросов) и других линейных структур глобального значения. До уровня нескольких тысяч метров от поверхности Земли зоны разлома прослеживаются непосредственно, а их существование на глубине 700 км вытекает из регистрации глубоководных землетрясений.

Сбросом может служить просто поверхность с гладким или тонкорестрированным рельефом и зеркалами скольжения, чаще же это зона от нескольких до сотен метров шириной, где породы разбиты трещинами, раздроблены, а иногда перетерты в порошокую массу (так называемая жильная глина, глина трения или тектонитовая мука) или катаклазированы и перекристаллизованы в роговикоподобный материал — милонит. Многие зоны разлома состоят из ряда субпараллельных сбросов («составные сбросы»). Смещение слоистой толщи бывает последовательным, как в случае ступенчатых сбросов, иногда же блоки пород между сбросами собраны в складки, повернуты в разных направлениях, и создается система хаотического смятия.

Номенклатура сбросов сложна ввиду большого числа переменных. В широких пределах изменяются положения самого сброса в пространстве и залегание нарушенных слоев относительно сброса, размер, направление и тип смещения блоков пород. Характер движения определяется тем, как смещаются смежные точки — поступательно, вращательно или комбинированно.

**Сбросовые движения — перемещение,
смещение, разобщение**

Размер и направление смещения между двумя блоками разделенных сбросом пород — важный аспект проблемы сбросов. Данные о движениях по сбросам приобретают

* Среди американских и английских геологов термин сброс является собирательным для любого вида нарушений, обладающих смещением, аналогично нашему: разрывное нарушение или дизъюнктивная дислокация. Нашему термину сброс (разрыв с опущенным висячим крылом) у английских и американских геологов отвечает термин нормальный сброс. — *Прим. ред.*

решающее значение на практике в тех случаях, когда в сбросовые нарушения вовлечены рудные тела, нефтеносные горизонты, основания плотин, места проходки туннелей.

Определение сбросовых движений требует тщательного выбора объекта измерений даже при существенно плоской форме поверхности сброса и поступательном типе смещения.

Суммарный результат движения в случае плоскостного сброса обычно выражается словом перемещение (синоним — амплитуда смещения по сбросу), означающим расстояние между двумя первоначально смежными точками в плоскости сброса после его образования. * Несмотря на всю простоту такого определения, им трудно, а иногда и невозможно пользоваться на практике из-за сравнительно небольшого числа естественных отметин, отвечающих этим точкам. Большинство природных точек отсчета представляет собой пересечение перечисленных ниже [Crowell, 1959] линейных структурных элементов с плоскостью сброса.

1. Линии пересечения двух плоскостей, например двух даек, дайки с пластом, двух жил и т. д.

2. Линии, представляющие собой след одной плоскости на другой:

а) след пласта, расположенного выше или ниже несогласия, оставленный на поверхности несогласия;

б) любая древняя структура, обрывающаяся на поверхности несогласия или на контакте с древним разломом (сбросы, дайки, жилы, пластовые тела, осевые плоскости складок и т. д.).

3. Линейные геологические образования:

а) погребенные русла рек, шнуровые и струйчатые пески;

б) вулканические некки, рудные столбы и т. д.;

в) новейшие геоморфологические элементы, расположенные вдоль современных сбросов.

4. Стратиграфические линии:

а) линии выклинивания;

б) линии, маркирующие смену фаций;

в) береговые линии, борта впадин.

5. Построенные на картах линии:

а) изопахиты;

в) изолинии литофаций;

в) осевые и шарнирные линии.

Перемещение — лишь один из целого класса терминов, связанных со смещением и описывающих относительное движение сбросовых блоков в действии. Среди этих терминов назовем следующие:

Амплитуда смещения по сбросу. Реальное перемещение.

Смещение по падению. Составляющая смещения по сбросу, направленная по падению сброса (смещение по падению может равняться смещению по сбросу).

Смещение по простиранию. Составляющая смещения по сбросу, параллельная простиранию сброса.

Косое смещение. Смещение, направленное не под прямым углом к падению сброса.

В тех случаях, когда размеры смещений непосредственно неопределимы, общий результат движений лучше всего выражается через разобше-

* Направление вектора смещения также должно быть известно.

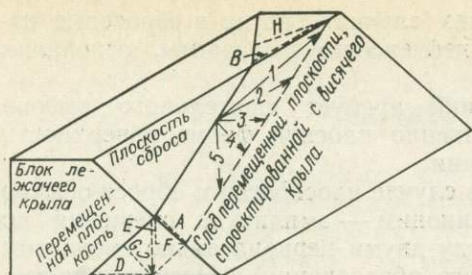


Рис. 7-1. Блок-диаграмма лежащего крыла сброса со следом маркирующей плоскости (перемещенной плоскости) этого разрывного нарушения. Показаны различные типы разобщений, а возможным смещениям отвечают пронумерованные линии (по Хиллу [Hill, 1947]).

разобщение или амплитуда (т. е. при картировании сброса выпавшая из стратиграфического разреза мощность слоев между первоначально смежными частями разреза по обеим сторонам сброса).

На рис. 7-1 показан набор разобщений и их составляющих:

- A — разобщение по падению;
- B — разобщение по простиранию;
- C — разобщение по вертикали;
- D — разобщение по горизонтали (в плоскости падения);
- E — вертикальная составляющая разобщения по падению;
- F — горизонтальная составляющая разобщения по падению;
- G — стратиграфическое или нормальное разобщение;
- H — поперечное горизонтальное разобщение.

Для классификации сбросов используются только два компонента разобщения: по падению (A) и по простиранию (B). Цифрами 1—5 обозначены возможные смещения по сбросу. У 1 имеется направленная кверху составляющая в висячем крыле (блок над сбросом), а у 5 — правосторонняя составляющая истинного относительного перемещения.

Важно четко различать понятия смещения и разобщения. Разобщение маркирующего горизонта вдоль сброса или по падению сброса известно бывает часто. При этом действительные перемещения, наоборот, лишь в редких случаях поддаются расшифровке, поскольку различные движения блоков в пространстве могут привести к одному и тому же разобщению. Геологическая карта района или разрезы скважин — наиболее употребительные средства для расшифровки сбросовых движений. Но и эти средства, успешно информируя о конкретных разобщениях, редко что-либо говорят о пространственных перемещениях.

Классификация сбросов

Существует несколько классификаций сбросов. В ряде случаев для более полных описаний сбросов составляются наборы терминов из разных классификаций. Наиболее общими и употребительными являются следующие термины, в основу которых положены наблюдаемые относительные движения блоков.

ние — расстояние между двумя любыми частями разорванной сбросом маркирующей плоскости, измеряемое в некоторых характерных направлениях. Разобщение измеряется на геологических картах или по данным, полученным в скважинах. Эту величину принято измерять в следующих направлениях:

- 1) по простиранию сброса — разобщение по простиранию;
- 2) по падению сброса — разобщение по падению;
- 3) по вертикали (т. е. по скважине) — разобщение по вертикали;
- 4) перпендикулярно к напластованию — стратиграфическое раз-

Нормальный сброс. Всячее крыло (блок над наклонной плоскостью сброса) опущено относительно лежачего крыла (блок под плоскостью сброса).

Обратный сброс. Всячее крыло приподнято по отношению к лежачему.

Надвиг (пологий). Обратный сброс с небольшим углом падения.

Сдвиг. Латеральное движение блоков происходит параллельно простиранию сброса.

Классификация типов движений. Как правило, с понятием сброс сопряжено представление о поступательном движении блоков, т. е. таком, когда все точки одного блока перемещаются в одном направлении на одинаковое расстояние. Если же происходит вращательное движение блоков, применение многих терминов классификации сбросов может приводить к противоречиям. Например, в случае блоков, разобщенных наклонным сбросом и повернутых подобно тому, как раскрываются ножницы, сброс следует относить к нормальным с одной стороны от точки поворота и к обратным — с другой. Та же проблема возникает при искривлении поверхности сброса по вертикали.

Классификация по характеру смещения. Термины, основанные на понятии смещение или на данных о действительном движении при сбросообразовании, полезны, когда смещение может быть определено. Приведем соответствующую классификацию.

Сбросы со смещением по падению. Движение, параллельное падению сброса. Термины нормальный сброс, обратный сброс и надвиг входят в комплексную терминологию для определения знака движения.

Сбросы с косым смещением. Движение, косое по отношению к падению сброса. Термины нормальный сброс, обратный сброс и надвиг также необходимы для выражения знака движения.

Сбросы со смещением по простиранию. Движение, параллельное простиранию сброса. Знак движения указывается прилагательными «левый» или «правый», что определяется по направлению сдвига противоположного от наблюдателя блока.

Классификация по сдвигению и смещению. Подлинные смещения определимы лишь в исключительных случаях, обычно же устанавливается только видимый результат относительного движения блоков (сдвигение). Хиллом [Hill, 1959] предложена классификация сбросов, основанная на сдвигении и по возможности на характере смещения. Когда смещение не может быть установлено, то сброс определяется по одному лишь разобщению согласно соответствующим рубрикам классификации:

Видимое относительное движение	Тип сброса		Истинное движение	Тип сброса
	Смещение			
По падению	Нормальный		Смещение по падению	С нормальным смещением
	Обратный Надвиг			С обратным смещением С надвиговым смещением
По простиранию	Латеральный	правый	Смещение по простиранию	С правым смещением
	Латеральный	левый		С левым смещением
Комплексное разобщение (по падению и по простиранию)	Название по главному разобщению (например, нормальный левый)		Косое смещение	Название по главному направлению смещения или комплексное (например, нормальный с левым смещением)

Классификация по пространственной связи между сбросом и напластованием

Ниже приводится терминология, применяемая для выражения пространственной связи между сбросом и плоскостями напластования, которые он сечет.

Пластовые сбросы. Сбросы, параллельные напластованию.

Сбросы по падению. Сбросы, простирающие которых почти совпадает с падением пластов.

Косые сбросы. Сбросы, простирающие которых косо сечет простирающие пластов.

Продольные сбросы. Сбросы, простирающие которых параллельно направлению основных структурных элементов (например, осей складок).

Поперечные или секущие сбросы. Обычно это сдвиги (часто с элементами вращательных движений), расположенные вкрест простирающие основных структурных элементов.

Сбросы и ориентация напряжений. «Не может существовать ни вертикальных сжатий или растяжений, ни тангенциальных тяговых усилий в непосредственной близости к поверхности Земли.» Так формулирует Андерсон [Anderson, 1951] мысль о том, что перпендикуляр к дневной поверхности скорее всего становится одним из трех главных стрессовых направлений. Согласно его гипотезе, это справедливо для глубин, на которых образуется большинство сбросов. С учетом цитированного предположения наиболее вероятны три основных варианта распределения напряжений (рис. 7-2):

1) наибольшее и среднее из главных напряжений оба направлены горизонтально — надвиги;

2) наибольшее напряжение направлено вертикально — нормальные сбросы;

3) наибольшее и наименьшее из главных напряжений оба направлены горизонтально — крутопадающие сдвиги (сбросы со смещением по простирающие).

Каким образом с помощью кругов Мора анализируются условия, благоприятные для развития нормальных и обратных сбросов, помогает понять рис. 7-3. В случае образования обратных сбросов наименьшее главное напряжение направлено вертикально и остается постоянным, тогда как горизонтальное напряжение возрастает до тех пор, пока круг Мора не встречает касательную к нему линию разлома. Это происходит при

$$2\alpha = 90^\circ + \varphi;$$

$$\alpha = 45^\circ + \varphi/2.$$

В случае же нормального сбросообразования наименьшее главное напряжение расположено горизонтально, а наибольшее — вертикально. При образовании нормальных сбросов в результате тангенциального растяжения наименьшее напряжение уменьшается, а наибольшее остается постоянным. Круг Мора увеличивается по мере убыли наименьшего напряжения до тех пор, пока он и тут не встречает касательную к нему линию разлома.

Трещины как указатели характера залегания сбросов. Расположенные по соседству со сбросами трещины часто способствуют отысканию напряжений, ответственных за сбросообразование, если только они и сбросы

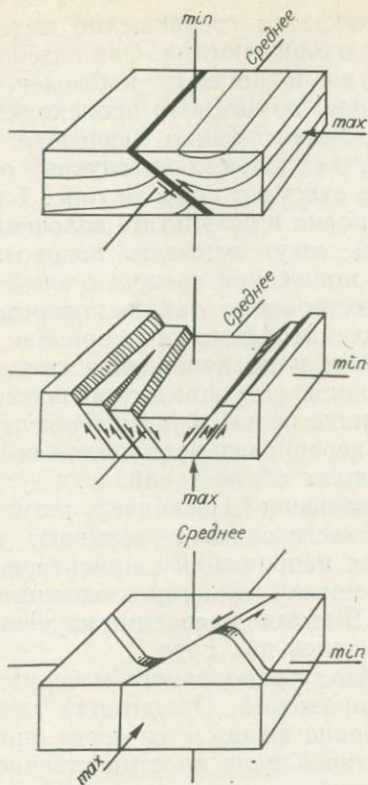


Рис. 7-2. Соотношение между главными напряжениями и обычной ориентацией сбросов для случаев надвига, нормального сброса и сдвига (по Андерсону [Anderson, 1951]).

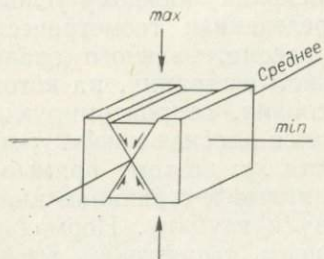


Рис. 7-4. Соотношение между главными осями напряжений и серийой сопряженных сколовых трещин или сбросов.

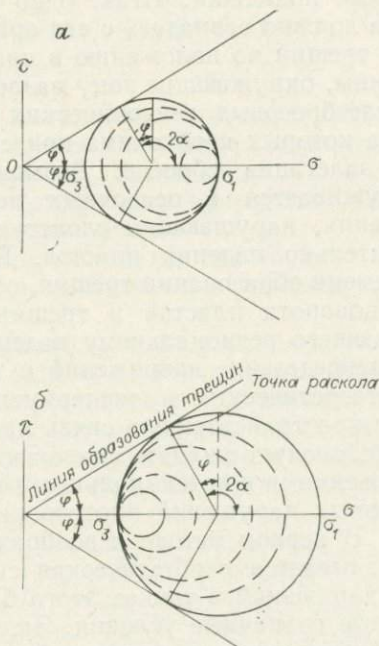


Рис. 7-3. Условия образования нормальных (а) и обратных (б) сбросов, представленные с помощью кругов Мора.

При нормальном сбросообразовании растет минимальное напряжение, при обратном — максимальное (по Хабберту [Hubbert, 1951]).

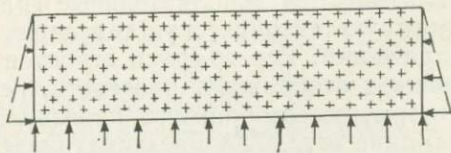


Рис. 7-5. Стандартное состояние, используемое при анализе наложенных одна на другую систем напряжений.

формировались синхронно. На рис. 7-4 показано соотношение между сопряженными трещинами скола и главными напряжениями. Оно надежно установлено данными экспериментов, теории и полевых наблюдений. Сбросы в основном являются трещинами скола, по которым происходили заметные подвижки. Итак, одно из направлений трещин недалеко от сброса должно совпадать с его ориентацией, в отдельных же случаях обе серии трещин по положению в пространстве отвечают сбросам (рис. 7-4). Трещины, окружающие зону разлома, и она сама в результате волочений и послесбросовых тектонических движений могут испытать повороты, оценка которых необходима при сравнении положения трещин с элементами залегания сбросов. Возможное существование таких поворотов обнаруживается в осадочных породах по специфическим признакам волочения, нарушающим слоистую структуру, и по положению трещин относительно падения пластов. Реконструкция ситуации, относящейся ко времени образования трещин, осуществляется путем обратного мысленного поворота пластов и трещин до их первоначального положения, отвечающего региональному падению осадочных образований.

Распределение напряжений и сбросообразование. Поскольку результаты теоретических и экспериментальных исследований указывают на явную пространственную связь приложенных напряжений с ориентацией трещин, следует ожидать аналогичных соотношений между приложенными напряжениями и потенциальными сбросами. В этом направлении изучения разрывных нарушений плодотворными оказались два пути.

1. В первом методе к воображаемому блоку однородного материала прикладывается гипотетическая система напряжений. Ориентация главных напряжений в точках этого блока численно выражается через определенные граничные условия. Затем для установления пространственной ориентации потенциальных сбросов используется один из критериев разрывных нарушений — критерий Мора.

2. Во втором методе система напряжений и потенциально связанные с нею сбросы устанавливаются по известному или заданному ряду перемещений вдоль границ блока.

Возможные в теле Земли различные типы граничных усилий и зависящие от них системы напряжений изучались Гафнером. * Полученные им результаты заслуживают особого внимания, поскольку каждому условию напряжений поставлена в соответствие определенная геометрическая картина потенциальных сбросов. Методика рассматриваемого анализа включает представление о некотором нормальном состоянии, на которое накладываются дополнительные граничные условия, аппроксимирующие вероятную тектоническую ситуацию. Используется плоская конфигурация напряжений. Все графики строятся в плоскости xu ; поэтому прямые на чертежах отображают плоскости, перпендикулярные к страницам книги. Все графики отображают произвольную длину и глубину. Нормальное состояние (рис. 7-5) предусматривает совокупность напряжений, вызванных силой тяжести. Для него определены четыре граничных условия.

* Дифференциальные уравнения систем напряжений приводятся у Гафнера [Hafer, 1951]. См. также работы Чэпла [Chapple, 1968] и Йегера [Jaeger, 1969].

1. Верхняя поверхность блока представляет собой дневную поверхность. Она не способствует развитию каких-либо сколов, и сверху на нее действует только давление в 1 атм. Дополнительные напряжения принимают на этой поверхности нулевое значение, поскольку она служит нижней границей атмосферы

2. Литостатическое давление возрастает с глубиной (ось y). Отсюда

$$\sigma_x = -\rho g y \text{ и } \sigma_y = -\rho g y,$$

где σ_x — горизонтальная компонента напряжения на глубине y ; ρ — плотность; g — ускорение свободного падения. Значение σ_x отрицательно, так как сжимающее усилие берется здесь со знаком минус.

3. На нижней поверхности блока напряжения направлены кверху, равняясь весу всей его расположенной выше массы.

4. Сколовые напряжения на границах блока не действуют.

Ниже рассматриваются три набора дополнительных условий, изученные Гафнером.

Случай I. Дополнительное напряжение вызвано равномерным горизонтальным давлением, приложенным к одному из концов блока (рис. 7-6).

На рис. 7-6, а изображено действие сколового и нормального напряжений на границах блока. Сюда относятся: литостатическое давление, являющееся функцией глубины и выражаемое как ay , где y — глубина и a — плотность, умноженная на постоянную силы тяжести; вертикально

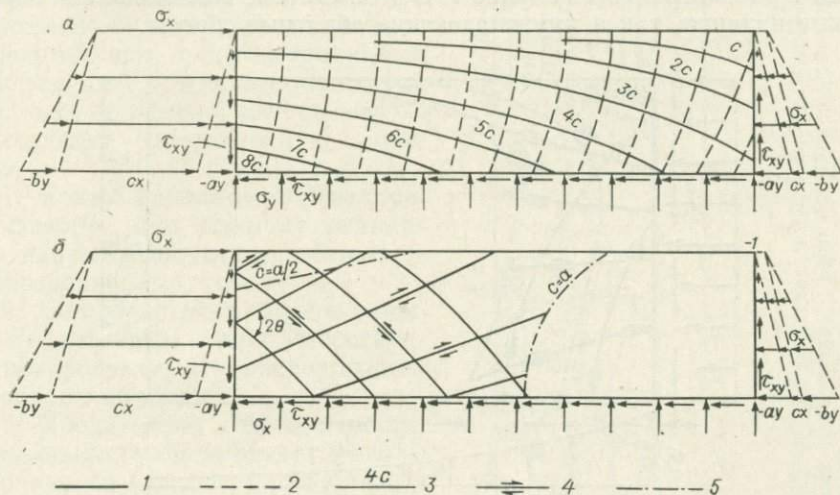


Рис. 7-6. Система напряжений, связанная с наложенным горизонтальным давлением с постоянным боковым и вертикальным градиентом.

Показаны траектории стресса (а) и положение траекторий наибольшего скола (ориентация потенциальных разрывов) (б). 1 — траектории максимального главного давления σ_{\max} ; 2 — траектории минимального главного давления σ_{\min} ; 3 — линии одинакового максимального скальвающего напряжения τ_{\max} ; 4 — положение возможных поверхностей надвиговых разломов, $\theta = 32^\circ$; 5 — границы областей устойчивости для разных значений отношения a/c . Внутренние и граничные напряжения: $\sigma_x = cx - (b + a)y$; $\sigma_y = -ay$; $\tau_{xy} = -cy$; a, b и c — const; $a = \rho g$; $-b = c$ (по Гафнеру [Haifner, 1951]).

направленное давление σ_y , постоянное на всей нижней границе блока; горизонтально направленное напряжение σ_x , которое в данном случае принимается постоянным от верхней границы блока до нижней (c — постоянная, выражаемая в процентах a или произведением ее на число, большее 1). Сколовые напряжения действуют на грани блока таким образом, чтобы выполнялось условие равновесия (исключались повороты) блока. Пространственные направления максимального и минимального главных напряжений вычисляются на основе теории стресса [Hafner, 1951]. Боковой градиент давления дополнительно приложенного горизонтального напряжения выражается в долях вертикального градиента давления (c/a). На рис. 7-6, б показаны устойчивые области ($c = a$) и плоскости потенциальных сбросов. Положение последних определяется графически: они должны пересекать все изолинии наибольшего главного давления под углом θ , приблизительно равным 32° ; это значение выбрано по углу трещин и как вытекающее из критерия Мора—Кулона для разрывных нарушений.

Случай II. К образованию сбросов, изображенных на рис. 7-7, приводит горизонтальное сжатие с боковым затуханием по экспоненциальному закону. На рисунке не показано возрастание литостатического давления с глубиной, с учетом которого построен график. Зона потенциальных сбросов в целом узка и почти вертикальна, что же касается близких к дневной поверхности участков блока, то там система потенциальных сбросов близка к рассмотренной в случае I. В этой системе возможны как горизонтальные надвиги, так и крутопадающие обратные сбросы.

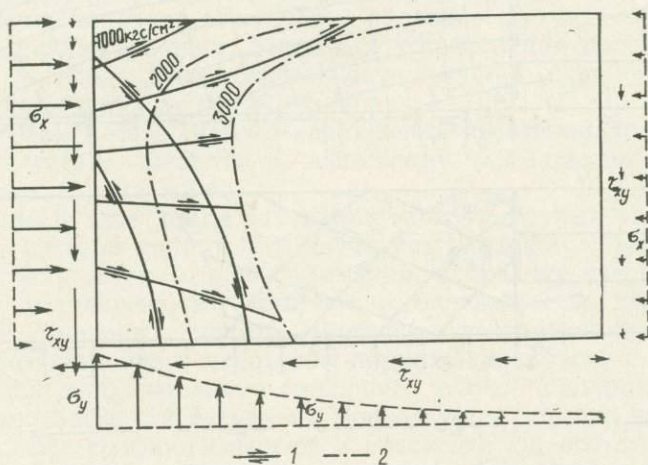


Рис. 7-7. Траектории скола (потенциальных разрывов), считающихся результатом действия системы напряжений, включающей наложенные напряжения, затухающие слева направо по экспоненциальному закону.

1 — положение поверхности потенциального разрыва, $\theta = 30^\circ$; 2 — границы областей устойчивости для различных значений c . Внутренние и граничные напряжения: $\sigma_x = ce^{-x} [Cf_1(y) - Df_2(y)]$; $\sigma_y = ce^{-x} [Cf_3(y) - Df_4(y)]$; $\tau_{xy} = ce^{-x} [-Cf_5(y) + Df_6(y)]$. Принятые значения постоянных: $C = -1,0$; $D = +2,0$; $c = 1000 \div 3000$ кгс/см² (по Гафнеру [Hafner, 1951]).

Случай III. Случай синусоидального вертикального и сколового усилий, действующих на нижнюю границу блока (рис. 7-8), отвечает двум основным геологическим ситуациям: одной — с участием вертикального поднятия территории, другой — с явлениями волочения от трения, существование которого допускается гипотезой конвективных токов.

Для установления потенциальных сбросов в любой заданной системе граничных условий можно пользоваться методикой Гафнера. Наибольшие трудности возникают при выборе геологически адекватных систем. Мы не располагаем способами расшифровки условий напряжений, действовавших в геологическом прошлом. Наряду с этим земная кора редко оказывается однородной, что делает реальные механические условия в ней значительно более трудными для формализации, чем предусмотренные в данной теории. Для некоторых сторон проблемы методика Гафнера все же представляет несомненную ценность.

1. Если в районе залегание сбросов известно, она помогает выявить поля напряжений, ответственные за их образование.

2. Если залегание сбросов в районе не известно, она способствует прогнозированию расположения сбросов на глубине.

3. Убедительно доказывается, что сбросы могут быть ориентированы не только по простым плоскостям, а иметь более сложные конфигурации, и указывается, какие именно наиболее вероятны.

4. Условия, заданные в случае III, ближе всего к выполнению, когда огромные сравнительно однородные массы (например, нижних горизонтов земной коры) составляют предмет

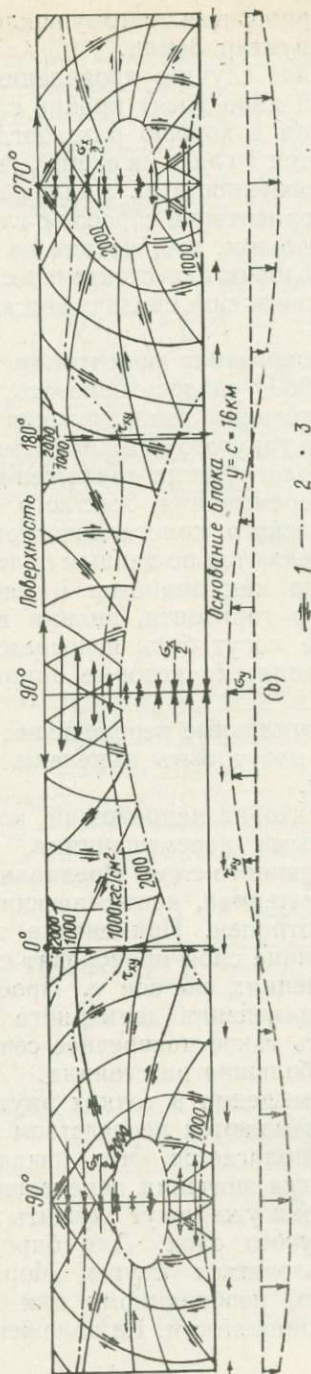


Рис. 7-8. Пространственное расположение потенциальных разрывов, предположительно считающихся результатом системы напряжений, состоящей из переменного вертикального и сколового вертикального и сколового напряжений, действующих на нижнюю границу блока. 1 — положение поверхности потенциального разрыва, $\theta = 30^\circ$; 2 — границы областей устойчивости для различных значений A_{\max} ; 3 — точки, в которых сколовое напряжение равно нулю. Границы напряжения вдоль основания блока: $\sigma_y = -A \sin \alpha x$; $\tau_{xy} = -B \cos \alpha x$; $A = 2B$; $A_{\max} = 1000 \div 2000$ ктс/см² (по Гафнеру [Гафнер, 1951]).

анализа, приобретая поэтому исключительно важное значение при изучении мегаструктур Земли.

5. В ряде случаев проявления граничных условий и распределение напряжений явно носят крайне сложный характер и нуждаются для их предсказания в хорошо разработанном математическом аппарате.

Бросается в глаза на схемах, что потенциальные сбросы представлены кривыми поверхностями. Анализ графиков свидетельствует о возможном изменении ориентации сбросов с глубиной и дает по крайней мере зацепку для вывода о том, что, исходя из наблюдаемой картины сбросов, можно получить условия палеотектонических напряжений. В следующих главах теоретические эпюры сравниваются с примерами из полевой геологической практики.

Прогнозирование ориентации сбросов по перемещениям. Сенфорду [Sanford, 1959] удалось показать, как ориентация сбросов предсказывается на основании распределения вертикальных перемещений подошвы однородного упругого слоя. Методика этого автора открывает более прямой путь для геологических приложений, чем идеи Гафнера, поскольку вертикальные перемещения жесткого фундамента (например, интрузивно-метаморфического кристаллического комплекса под осадочным чехлом) часто определяются по данным полевых наземных или скважинных наблюдений, тогда как диапазон и распределение напряжений по подошве исследуемого горизонта, знания которых требует аналитический метод Гафнера, не могут быть непосредственно установлены.

Положения, на которые опирается методика Сенфорда, в основном таковы.

1. Вертикальные перемещения, имевшие место вдоль подошвы упругого слоя, могут быть выделены и определены на основании полевых наблюдений.

2. Траектории напряжений, которые предположительно увязываются с выделенными перемещениями, рассчитываются по узловым точкам в пределах данного слоя. Предполагается, что 1) смещения и напряжения малы и 2) материал, испытывающий деформацию, идеально упруг, однороден и изотропен. Применение теории сильно упрощается, когда по нижней границе слоя происходят смещения только по x и y , идентичные во всех сечениях по оси z . Проблема сравнительно легко разрешима в случае применения двумерного анализа, что становится возможным, если выбрать такое поперечное сечение структуры, которое аппроксимирует ее на большие расстояния.

3. Перемещения в точках внутри деформированного слоя определяются и показываются посредством векторов перемещения.

4. Предполагается, что начало сбросообразования отвечает тому моменту, когда значения перемещений и напряжений достигают уровня, на котором они уже могут служить причиной трещиноватости в отдельных точках упругого слоя. Для определения этих критических значений можно пользоваться кругом Мора. Точка, отвечающая наименьшему перемещению, необходимому для возникновения трещины, называется точкой трещиноватости. Ее положение определяется по стрессовым траекториям.

Рис. 7-9. Поле перемещений (а) и распределение напряжений (б), рассчитанные для упругого слоя толщиной 5 км и длиной 15,7 км, испытывающего равное полудлине волны вертикальное синусоидальное перемещение.

а: 1 — до деформации, 2 — после деформации; б: 1 — растягивающее главное напряжение, 2 — сжимающее главное напряжение (из работы Сенфорда [Sanford, 1959]).

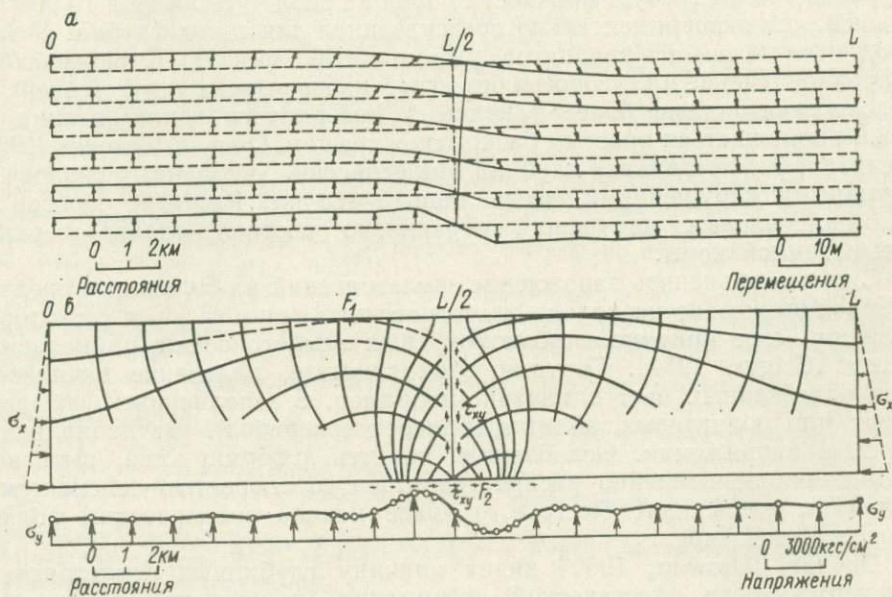
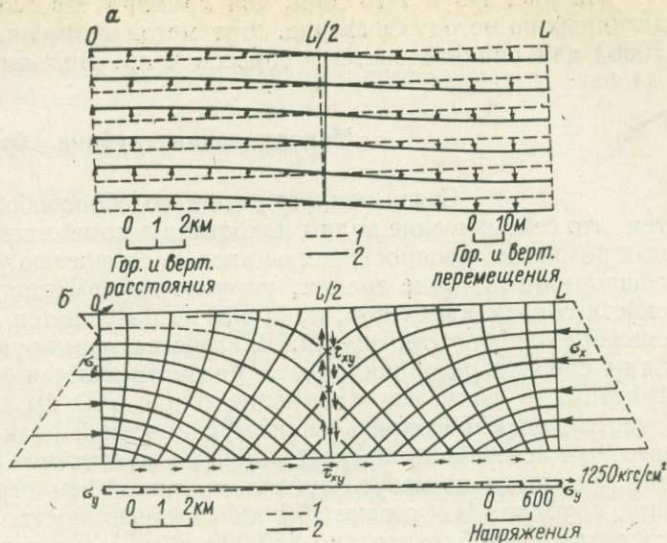


Рис. 7-10. Поле перемещений (а) и распределение напряжений (б), рассчитанные для упругого слоя, нижняя граница которого вовлечена в смещение ступенчатого типа.

Условные обозначения те же, что и на рис. 7-9 (из работы Сенфорда [Sanford, 1959]).

На рис. 7-9 и 7-10 даны два примера стрессовых траекторий, определенных по методу Сенфорда. Этот метод применялся Говардом [Howard, 1966] для анализа системы сбросов в хр. Вильямс, штат Колорадо.

Максимальная глубина сбросообразования

Связь землетрясений со сбросообразованием объясняется тем, что сейсмические волны находятся в причинной зависимости от сколовых разрывов, распространяющихся со скоростью упругих волн. Согласно общепринятой точке зрения, упругие деформации накапливаются в плоскости сброса до тех пор, пока они не разрешатся в форме механического смещения и упругой отдачи. В качестве маркирующих предельную глубину сбросообразования часто рассматриваются самые глубокие землетрясения с фокусами на уровне около 700 км от поверхности Земли. Эксперименты по определению механической реакции горных пород при высоком всестороннем давлении показывают, что разрывные нарушения типа разломов не могут служить причиной землетрясений на такой большой глубине. На уровне 700 км от поверхности Земли общее давление составляет приблизительно 250 000 кбар, а температура очень высока, и поэтому прочность пород на скол, вероятно, низкая, где-то порядка 10—100 бар. Трещинная теория зарождения глубинных землетрясений на уровне 700 км требует прочности пород на скол чуть ли не в 10 000 раз большей, чем экспериментально предсказанная для таких глубин. У всех пород, если не считать кварцитов, уже при 5000 бар и 500 °C наблюдаются однородное течение или «сбросы» без мгновенного выхода упругой энергии. Следовательно, даже более близкие к поверхности землетрясения не должны порождаться простым раскрытием трещин. Орован [Ogawa, 1960] рассчитал, что предельная глубина землетрясений, вызванных сколовыми разрывными нарушениями, всего лишь 5—10 км. Развитие сбросов из разломно-сколовых нарушений ограничено поэтому только верхней частью земной коры.

С целью объяснить зарождение землетрясений на больших и средних глубинах высказано несколько альтернативных гипотез. Идея о сколовом плавлении как причине глубокофокусных землетрясений принадлежит Григсу [Griggs, 1954]. Согласно этой гипотезе, плавление начинается с тех ослабленных мест в мантии (например, с заполненных флюидами каверн или податливых таблитчатых зерен минералов), где проявляются сколовые напряжения. Ослабленная область деформируется, вытягивается и начинает линейно распространяться со скоростью сейсмических волн. Так происходит быстрое, дающее начало сейсмическим волнам сдвиговое смещение.

Орован [Ogawa, 1960] видит причину глубинных землетрясений в неустойчивости пластической деформации (ползучести). По мнению этого автора, ползучесть вызывает структурные изменения, которые в свою очередь ускоряют процесс деформации, что постепенно приводит к накоплению ее в пределах тонких слоев, где развивается исключительно высокоскоростное течение. Если процесс протекает достаточно быстро,

может начаться сколовое плавление. Идея сколового плавления позволяет понять, почему землетрясения и вулканические пояса Тихоокеанского кольца совпадают в пространстве и времени.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТЕРМИНОВ

I. Общие термины

Антитетические сбросы. Сбросы, падающие в направлении, обратном падению пластов осадочной толщи (антоним — **синтетические сбросы**).

Висячее крыло. Блок пород, расположенный над плоскостью сброса; верхняя часть нерудной жилы, жильного или пластового рудного тела (Структурная комиссия*).

Вращательное движение. По отношению к механике сбросов определяется как поворот блоков друг относительно друга вокруг оси, перпендикулярной к сбросу; отдельные прямые по бортам зоны дислокаций и вне ее, параллельные до перемещения, теряют это свойство после него [Reid, 1913*].

Горст. Вытянутый сбросовый блок, обычно выраженный в рельефе возвышенностью, ограниченной по крайней мере с двух сторон нормальными сбросами и сформировавшейся в процессе поднятия центрального блока относительно соседних.

Грабен. Вытянутый блок сброса, обычно выраженный в рельефе депрессией, ограниченной по крайней мере с двух сторон нормальными сбросами и сформировавшейся в процессе опускания центрального блока относительно соседних.

Зеркала скольжения. Отполированные и ребристые (бороздчатые) поверхности пород, обусловленные трением вдоль плоскости сброса.

Зона дробления. Зона, в которой скалывание пород развивается в таком масштабе, что вся порода пронизывается трещинами и брекчируется [La Forge*].

Зона сброса. Сброс в ряде случаев представлен не отдельной четкой трещиной, а зоной шириной в сотни и тысячи метров; зона разлома состоит из множества переплетающихся мелких сбросов или линейно вытянутых скоплений глин трения, брекчированного материала и милонита [Billings, 1854*].

Клипп (останец тектонического покрова). Эрозионный останец шарьяжа, надвига или опрокинутой складки.

Кулисные образования. Параллельные структурные элементы с таким расположением их концов, как края драпки на крыше при взгляде сбоку (Структурная комиссия*).

Лежачее крыло. Блок пород, расположенный под плоскостью сброса; нижняя часть нерудной жилы, жильного или пластового рудного тела (Структурная комиссия*).

Мегасдвиг. Сброс со смещением по простирацию, значительно превосходящим толщину земной коры в регионе [Carey, 1958*].

Милонит. Тонкозернистая расслоенная порода, образующаяся в результате микробрекчирования и перетираания пород при движении в плоскостях сбросов. Метаморфизм преимущественно катакластический с небольшим количеством кристаллических новообразований или вовсе без них.

Наклон. Угол отклонения плоскости безрудной жилы, жильного рудного тела или сброса от вертикали.

Окно (тектоническое). Выход пород из-под надвигового покрова или лежачей складки, образующийся в тех местах, где эродированы перекрывающие слои. В идеально сформированном тектоническом окне выход пород со всех сторон окружен слоями надвигового покрова.

Параллельные сбросы. Группа сбросов в целом с одинаковыми элементами залегания [Power*].

Периферические сбросы. Сбросы, которые обрамляют область, поднятую или опущенную в геологическом смысле [Reid, 1913*].

Плоскость сброса. Поверхность сброса.

Поступательные движения. Движения в плоскости сброса, совершающиеся таким образом, что все прямые на противоположных сторонах сброса и вне зоны дислокаций, параллельные друг другу до сбросообразования, остаются параллельными и после [Reid, 1913*].

Радиальные сбросы. Группа сбросов, расходящихся на картографической проекции из общей центральной точки [Billings, 1954*].

* См. Glossary of Geology and related sciences. Am. Geol. Inst., 1972.

Сброс. Разлом или зона разлома, по которой произошло перемещение одной части по отношению к другой в направлении, параллельном разрыву [Reid, 1913*]. Это определение Рида подразумевает разломообразование в хрупком материале; что же касается перемещений в пластических материалах, то они не всегда сопровождаются потерей сил сцепления. Более общим определением сброса могло бы служить такое: зона, по которой произошло перемещение одной части относительно другой в направлении, параллельном этой зоне.

Сбросовая брекчия. Масса дробленого материала, как правило приуроченная к сбросам [Lindgren, 1933*] (синонимы — трещинная брекчия, глина трения).

Сбросовая складка. Складка, приуроченная к крутым сбросам, которые ей параллельны и сингенетичны [Hills J. M., 1953*].

Сбросовый блок. Глыба, ограниченная сбросами по крайней мере с двух противоположных сторон; она бывает приподнята или опущена по отношению к соседним участкам земной коры, иногда же одна сторона приподнята относительно окружающей территории, а другая — опущена [Reid e. a., 1913*].

Сбросовый уступ. Уступ в рельефе, образованный сбросом. Со времени сбросообразования многие сбросовые уступы претерпевают изменения [U. S. Geol. Survey Bull. 611*].

Сингенетические сбросы. Второстепенные сбросы, параллельные главному [Cloos H., 1936*].

След сброса. Пересечение плоскости сброса с дневной поверхностью или какой-либо воображаемой плоскостью отсчета [Lindgren, 1933*] (синонимы — выход сброса, линия сброса).

Ступенчатые сбросы. «Вся серия параллельных сбросов наклонена в одном направлении, образуя гигантскую лестницу; отсюда и название ступенчатые сбросы. Каждая ступень — это сбросовый блок, их площадки горизонтальны или наклонены» [Scott, 1922*].

II. Термины, связанные с истинными относительными движениями

Амплитуда сброса. Относительное перемещение ранее смежных точек на разных крыльях сброса, измеренное в его плоскости [Lindgren, 1915*].

Амплитуда смещения. Суммарное смещение в плоскости сброса; расстояние между первоначально смежными точками на противоположных крыльях, измеренное в плоскости сброса. Это кратчайшее расстояние между двумя первоначально смежными точками, примыкавшими одна к другой в плоскости сброса [Reid, 1913*] (частичный синоним — перемещение).

Вертикальное смещение. Синоним — **размах**.

Горизонтальное смещение. При сбросообразовании — горизонтальная компонента амплитуды смещения [Gill, 1941*].

Горизонтальное смещение по падению. Горизонтальная компонента смещения по падению [Gill, 1941*].

Косое смещение. Сброс, у которого амплитуда смещения ориентирована между азимутами падения и простиранья.

Левостороннее смещение. Синоним — левое смещение по простиранью сброса.

Левый сдвиг. Синоним — левое смещение по простиранью сброса.

Параллельное смещение. Компонента амплитуды смещения, параллельная следу, оставленному на плоскости сброса маркирующей плоскостью (жилой, плоскостью напластования и т. д.) [Reid, 1913*].

Параллельный сброс. Сброс, при котором амплитуда смещения параллельна следу, оставленному на плоскости сброса пластом (или другой маркирующей плоскостью) [Reid, 1913*].

Перпендикулярное смещение. Компонента амплитуды смещения, измеренная в плоскости сброса под прямым углом к следу, оставленному на нем разорванной маркирующей плоскостью (пластом, дайкой, жилой и т. д.) [Reid, 1913*].

Правостороннее смещение. Синоним — правое смещение по простиранью сброса.

Правый сдвиг. Синоним — правое смещение по простиранью сброса.

Размах. 1. Значение вертикального перемещения, вызванного сбросом [Page, David, 1859*]. 2. Более общее определение — вертикальная компонента амплитуды смещения по сбросу.

Сбросовое движение. Максимальное относительное перемещение точек, расположенных на противоположных крыльях сброса и в достаточном удалении от него, чтобы находиться вне влияния зоны дислокаций.

Смещение. Суммарный результат движения по обе стороны сброса, измеренный вне зоны дислокаций. В то время как общий результат движения по сбросу может исчисляться ты-

счачами футов, чистое смещение обычно значительно меньше благодаря волочению [Reid, 1913*].

Смещение по падению. Компонента смещения, параллельная падению сброса, или проекция смещения на линию в плоскости сброса, перпендикулярную к его простиранию.

Смещение по простиранию. Компонента смещения, параллельная простиранию сброса, или проекция чистого смещения на горизонтальную прямую в плоскости сброса [Lindgren, 1915*].

Ширина смещения. При сбросообразовании — горизонтальная компонента разобращения по падению; иными словами, кажущаяся горизонтальная составляющая смещения разорванной маркирующей плоскости, наблюдаемая в вертикальном сечении, перпендикулярном к простиранию сброса (Структурная комиссия*). Примечание: этот термин часто употребляется в смысле горизонтальной составляющей амплитуды смещения; такое толкование лишает его определенности.

III. Термины, связанные с кажущимися относительными движениями

Горизонтальное сдвигание. Смещение, измеренное в любом заданном горизонтальном направлении.

Левое разобращение. Синоним — левое разобращение по простиранию.

Нормальное горизонтальное разобращение. Синоним — ширина сброса.

Перекрытие. Определяется так же, как и раздвижение (пробел), но термин раздвижение относится к тому случаю, когда, направляясь от одной части перемещенного объекта к другой, его не встречаешь. В тех же условиях говорится о перекрытии, если на некотором участке при одном пересечении можно дважды встретить маркирующую плоскость [Reid, 1913*].

Правое разобращение. Синоним — правое разобращение по простиранию.

Раздвижение (пробел). При сбросообразовании горизонтальное разобращение может, согласно данному выше определению, измеряться по простиранию сброса; раздвижение же (пробел) — это компонент горизонтального разобращения, измеряемый по простиранию нарушенной маркирующей плоскости (пласта, дайки, жилы и т. д.).

Разобращение. Измеряемое в характерных направлениях расстояние между двумя частями маркирующей плоскости (пласта, жилы и т. д.), разобращенных сбросом. Горизонтальное разобращение измеряется в любом заданном горизонтальном направлении, а вертикальное — по вертикали; стратиграфическое разобращение измеряется перпендикулярно к плоскостям напластования [Billings, 1954*].

Разобращение по падению. При сбросообразовании — расстояние между двумя частями маркирующей плоскости (пласта, дайки, жилы и т. д.), измеренное в плоскости сброса по его падению [Billings, 1954*].

Разобращение по простиранию. При сбросообразовании — расстояние на геологической карте между двумя частями маркирующей плоскости (пласта, жилы, дайки и т. д.) на контакте со сбросом, измеренное параллельно разрывному нарушению [Reid, 1913*].

Стратиграфическое разобращение. Синоним — стратиграфическая амплитуда сброса. Мощность разреза, стратиграфически разделяющая пласты в их тектоническом контакте [Billings, 1954*].

Ширина сброса. Нормальное горизонтальное разобращение. Определяется по выходам маркирующей плоскости на дневную поверхность. При сбросообразовании горизонтальное разобращение, согласно данному выше определению, может измеряться по простиранию сброса. Ширина же сброса — это компонента горизонтальной амплитуды, измеряемая в направлении, перпендикулярном к простиранию нарушенной маркирующей плоскости (пласта, дайки, жилы и т. д.) [Reid, 1913*].

КЛАССИФИКАЦИЯ СБРОСОВ

I. Общие термины

Взброс. Крутопадающий сброс, у которого поднятое крыло является активным элементом.

Гравитационный сброс. Синоним — нормальный сброс.

Надвиг. Обратный сброс с небольшим углом наклона к горизонту.

Нормальный сброс. Сброс, у которого всякое крыло опущено по отношению к лежащему [Lindgren, 1933*]. Синоним — гравитационный сброс.

Подвиг. Надвиг, у которого активным элементом является лежачее крыло. Распознать, какое крыло было активным, — почти неразрешимая задача [Billings, 1954*].
Покров (шарьяж). 1. Надвиг с пологим падением и большой амплитудой смещения, обычно исчисляемой милями. 2. Надвиг, у которого висячее крыло является активным элементом, хотя распознать, какое крыло двигалось активно, — почти неразрешимая задача.
Обратный сброс. Сброс, у которого висячее крыло приподнято по отношению к лежачему [Lindgren, 1933*].
Сброс гравитационного скольжения. Сброс, образованный скольжением масс горных пород или отдельных пластов вниз по склону области воздымания. С гравитационным скольжением бывают связаны шарьяжи, лежачие складки, пологие надвиги.

II. Термины, основанные на амплитуде смещения

Ложный сброс. Синоним — **сброс со смещением по простираанию.**

Сброс с косым смещением. Сброс, у которого амплитуда смещения располагается между падением и простираанием [Lindgren, 1933*]. В эту категорию могут входить нормальные сбросы, обратные сбросы и надвиги.

Сброс со смещением по падению. Сброс, у которого амплитуда смещения и падение практически совпадают по направлению [Lindgren, 1933*]. В эту категорию могут входить нормальные сбросы, обратные сбросы и надвиги.

Сброс со смещением по простираанию. Сброс, у которого амплитуда смещения практически совпадает с его простираанием [Lindgren, 1933*]. Синоним — **сдвиг, ложный сброс.**

Сдвиг. Синоним — **сброс со смещением по простираанию.**

III. Термины, основанные на пространственной связи между сбросами и напластованием

Косой сброс. Сброс, простираание которого ориентировано косо к простираанию пластов [Lindgren, 1933*].

Пластовый сброс. Сброс, параллельный напластованию [Reid, 1913*].

Поперечный сброс. Синоним — **секущий сброс.**

Продольный сброс. Сброс, простираание которого параллельно главным структурным элементам [Lindgren, 1933*].

Сброс по падению. Сброс, простираание которого почти совпадает с падением плоскостей напластования или кливажа [Billings, 1954*].

Сброс по простираанию. Сброс, простираание которого параллельно простираанию пластов [Lindgren, 1933*].

Секущий сброс. Сброс со смещением по простираанию, в целом направленный вкрест простираания деформированных пород [Hills, J. M., 1953*]. Синоним — **поперечный сброс.**

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Abendanon, E. C., Die Grossfalten der Erdrinde, Leiden, 1914.
Anderson, E. M., The dynamics of faulting, 2d ed. Edinburgh, Oliver & Boyd, 1951.
Billings, M. P., Structural geology, 3d ed. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1972.
Boyer, R. E., and Muehlberger, W. R., Separation versus slip. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1960, v. 44, No. 12, p. 1938—1939 (Geological Notes).
Brace, W. F., Laboratory studies of stick-slip, and their application to earthquakes. Tectonophysics, 1972, v. 14, No. 3-4, p. 189—200.
Byerlee, J. D., The mechanics of stick-slip. Tectonophysics, 1970, v. 9, p. 475—486.
Byerlee, J. D., and Brace, W. F., Fault stability and pore pressure. Seis. Soc. America Bull., 1972, v. 62, No. 2, p. 657—660.
Carey, S. W., The tectonic approach to continental drift. In: Continental drift — A symposium. Geol. Dept. Univ. of Tasmania, 1958, p. 177—355.
Chapple, Wm. M., A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding. Geol. Soc. America Bull., 1968, v. 79, p. 47—68.
Chinnery, M. A., The deformation of the ground around surface faults. Seis. Soc. America Bull., 1961, v. 51, p. 355—372.

- Clark, S. K., Classification of faults. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1943, v. 27, p. 1245—1265.
- Crowell, J. C., Problems of fault nomenclature. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1959, v. 43, p. 2653—2675.
- Engelder, J. L., Cataclasis and the generation of fault gouge. Geol. Soc. America Bull., 1974, v. 85, No. 10, p. 1515.
- Hafner, W., Stress distributions and faulting. Geol. Soc. America Bull., 1951, v. 62, No. 4, p. 373—398.
- Gill, J. E., Fault nomenclature. Royal Soc. Canada Trans., Ser. 3, 1941, v. 35, sec. 4, p. 71—85.
- Gill, J. E., Continued confusion on the classification of faults. Geol. Soc. America Bull., 1971, No. 5, v. 82, p. 1389—1392.
- Griggs, D. T., High pressure phenomena with applications to geophysics. In: Ridenour, L. N., ed., Modern physics for the engineer. New York, McGraw-Hill, 1954, p. 272—305.
- Hill, M. L., Classification of faults. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1947, v. 31, p. 1669—1673.
- Hill, M. L., Dual classification of faults. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1959, v. 43, p. 217—222.
- Howard, J. H., The role of displacement in analytical structural geology. Geol. Soc. America Bull., 1968, v. 79, No. 12, p. 1846—1852.
- Hubbert, M. K., Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 1937, v. 48, p. 1459—1519.
- Hubbert, M. K., Mechanical basis of certain familiar geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 1951, v. 62, p. 355—372.
- Hubbert, M. K., Structural geology. New York, Hafner, 1972.
- Jaeger, J. E., Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications, 2d ed., London, Methuen; New York, Wiley, 1969.
- Kelley V. C., Slips and separations. Geol. Soc. America Bull., 1960, v. 71, p. 1545—1546.
- King, Chi-Yu, A shallow-faulting model. Seis. Soc. America Bull., 1972, v. 62, No. 2, p. 551—559.
- Odé, Helmer, Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. Geol. Soc. America Bull., 1960, Mem. 79, p. 293—323.
- Orowan, E., Mechanism of seismic faulting. In: Griggs, D. T., and Handlin, John, eds., Rock deformation — A symposium. Geol. Soc. America Mem. 79, 1960, p. 323—346.
- Proctor, McKeown, Relation of known faults to surface ruptures, 1971 San Fernando earthquake. Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, No. 6, p. 1601—1618.
- Reid, H. F., and others, Report of nomenclature of faults. Geol. Soc. America Bull., 1913, v. 24, p. 163—186.
- Rickard, M. J., Fault classification: Discussion. Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 83, No. 8, p. 2545—2546.
- Sanford, A. R., Analytical and experimental study of simple geologic structures. Geol. Soc. America Bull., 1959, v. 70, p. 19—52.
- Threet, R. L., Classification of translational fault slip. Geol. Soc. America Bull., 1973, v. 84, No. 5, p. 1825—1827.
- Threet, R. L., Down-structure method of viewing geologic maps to obtain sense of fault separation. Geol. Soc. America Bull., 1974, v. 84, No. 12, p. 4001—4004.
- Walsh, J. B., Dip angle of faults as calculated from surface deformation. Jour. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 8, p. 2070—2080.

ПОЛОГОЕ НАДВИГАНИЕ И ГРАВИТАЦИОННОЕ СКОЛЬЖЕНИЕ

Термин надвиг (синоним — пологий взброс) применяется к сбросам с небольшим углом падения, у которых висячее крыло перемещено вверх по отношению к лежачему. Когда блок висячего крыла является активным элементом, пользуются словом «надвиг», а при наличии признаков подвижности лежачего крыла — термином «подвиг», хотя разграничить сами эти понятия бывает весьма не просто.

Сделанное определение можно положить в основу классификации надвигов, учитывая, однако, что надвиг близкий к горизонтальному в одном месте, иногда принимает почти вертикальное положение на другом участке. Известно немало надвигов, по которым огромные массы горных пород переместились на много километров, но часто не удается расшифровать причинные факторы этих движений — то ли это сжатие, вызванное своего рода сокращением данного участка земной коры, то ли латеральное движение, обусловленное гравитационным соскальзыванием по склону или радиальным растеканием поднятого горного массива.

Характеристики зон надвигов

Для зоны нарушения вдоль надвига типичны такие образования, как милонит (роговикоподобно перекристаллизованный материал), тектонитовая мука (перетертые в порошок породы), брекчии, реже — сглаженные поверхности пород с зеркалами скольжения. В тех местах, где фронт надвига выходит на поверхность и покровная плита ползет по земле, почвы и шлейфы осадков перемещаются с тектонической брекчией вдоль фронта продвигающегося покрова, как это наблюдается в горах Мадди в штате Невада [Longwell, 1949].

Характер зоны разлома рассматриваемого типа зависит преимущественно от литологического состава нарушенной толщи, от глубины залегания, температуры, скорости деформации и порового давления окружающих зону пород. Экспериментальные исследования показывают, что породы с повышенной ковкостью, высокие температура и общее давление наряду с низкой скоростью деформации способствуют развитию явлений ползучести, тогда как хрупкие материалы, низкая температура, малая глубина

и большая скорость деформации в зоне разлома благоприятны для образования рыхлых брекчий. Зоны надвигов, параллельные напластованию, по своему характеру существенно отличаются от залегающих вкрест простирания отложений.

Когда надвиганию подвергаются мощные толщи глинистых сланцев, смещения происходят преимущественно по плоскостям напластования или кливажа. В противном случае разлом проявляется в виде мощной зоны тесно расположенных сколов, образующих систему тонкопластинчатого кливажа вдоль плоскости надвига, причем кливажированная порода часто разбита малыми надвигами. В мощных толщах тонко переслаивающихся отложений вместо брекчирования и подвижек в плоскостях кливажа может развиваться исключительно сложная складчатость.

Надвиги не содержат брекчированных зон в тех случаях, когда породы по обеим сторонам от плоскости взброса отличаются высокой пластичностью или же трущиеся поверхности испытывают очень медленное относительное перемещение. Если надвиг имеет место на больших глубинах, литостатическое давление может оказаться достаточно высоким, чтобы обеспечить ковкую реакцию пород, препятствуя развитию брекчий, которое всегда сопровождается увеличением объема. Что же касается трения, то оно сводится к минимуму в случае присутствия горизонтов с высоким поровым давлением, как этого можно ожидать, когда аргиллиты служат покрывкой для водоносного горизонта песчаников.

Системы структурных элементов надвигов и ориентировка поверхности смещения. Усложнение структуры зоны разлома вследствие складчатости и второстепенных сбросов, сопровождающих главное нарушение, а также за счет явлений эрозии часто маскирует падение надвигов и затрудняет их поиски. Взбросы с малым углом падения прослеживаются по извилистой конфигурации следа разрывного нарушения на участках с достаточно большим превышением рельефа. При пологом падении надвига и сильно рассеченном рельефе иногда образуются останцы тектонического покрова, называемые клиппами. Они легко распознаются по присутствию древних пород, надвинутых на более молодые. В других случаях эрозия приводит к образованию окон в аллохтоне, в которых обнажаются отложения автохтона. Клиппы, тектонические окна и извилистые следы разрывного нарушения, следующие изогипсам местности, являются превосходными критериями для установления надвигов (рис. 8-1).

С каждым главным типом разломов связана определенная, типичная для него система дислокаций. Групповые субпараллельные нарушения (чешуйчатые надвиги) характерны для многих зон надвигов, а в целом ряде случаев отдельные надвиги продолжают в виде многочисленных разветвлений, часть которых вновь смыкается с главным нарушением, тогда как другие ветви выходят на дневную поверхность или выклиниваются в складках, вдоль плоскостей напластования и при встрече с поперечными сбросами. Такого рода разветвления хорошо прослеживаются на картах и профилях, будучи ответственными за образование тектонических срезов в рельефе местности (рис. 8-2).

Секущие сбросы. На тех участках, где часть покрова надвинута дальше соседних частей, развиваются небольшие вертикальные сбросы, ориенти-

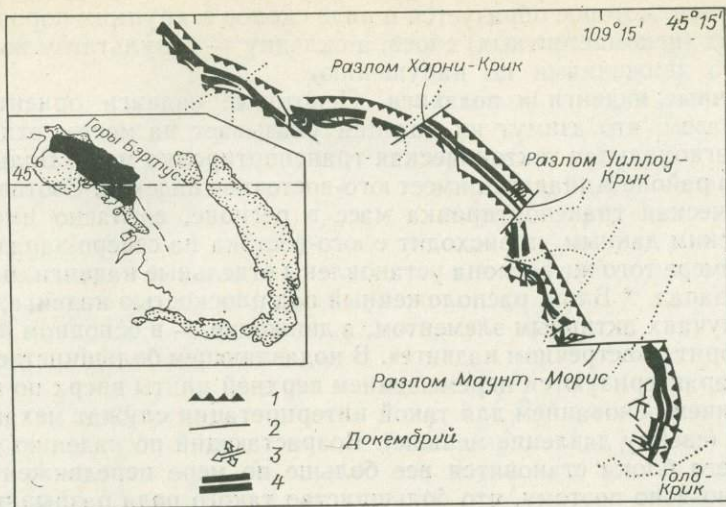


Рис. 8-3. Надви́ги в структуре северо-восточных отрогов гор Бэ́ртус, Монтана. Примечательны вертикальные секущие сбросы (Маунт-Морис, Уиллоу-Крик и Харни-Крик). 1 — надвиг; 2 — крутопадающий сброс; 3 — ось складки; 4 — формации Биг-Хорн и Мадисон (по Каселе [Casella, 1964]).

в особенности на переднем крае покрова, хотя и трудно бывает распознать, является ли складчатость над надвигом результатом волочения или же, наоборот, надвиг — порождение складки. Согласно установившейся точке зрения, складчатость из открытой через асимметричную переходит в перевернутую с образованием разрывного нарушения под перевернутым крылом складки, а пологий взброс развивается как продолжение этого нарушения. В такую схему не укладывается, однако, целый ряд надвигов, подобных тем, которые пересекают как переднее (перевернутое), так и тыловое крыло складки на нефтяном месторождении Тёрнер-Велли (рис. 8-4). Многие геологи склонны считать разрывное нарушение первич-

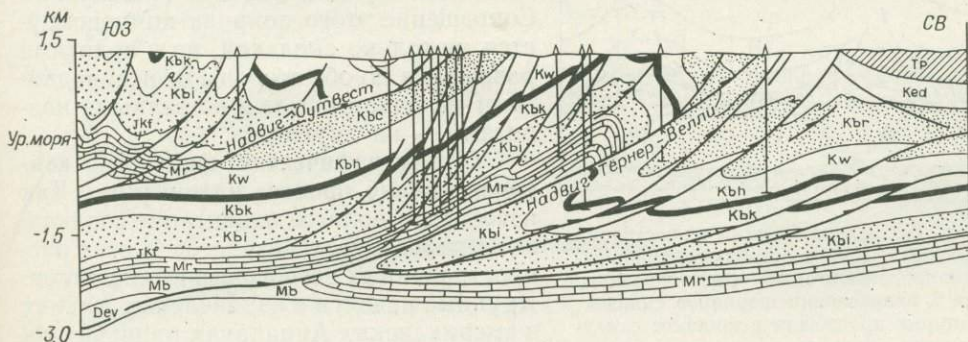


Рис. 8-4. Профиль центральной части Тёрнер-Велли.

Разлом Тёрнер-Велли — пример надвига, приуроченного к переднему крылу складки, но следует обратить внимание и на многочисленные сбросы в тыльном крыле этой асимметричной антиклинали, а также на два малых надвига, падающих на восток (по Фоксу [Fox, 1959]).

ным явлением, которое образуется в виде сколов в хрупких породах среди пластичных (некомпетентных) слоев, а складку — результатом волочения, вызванного движениями по нарушению.

Встречные надвиги и поддвижки. Некоторые надвиги ориентированы таким образом, что азимут их падения указывает на место, откуда происходит региональная тектоническая транспортировка масс. Большинство надвигов в районе Аппалачей имеет юго-восточное падение. Соответственно и тектоническая транспортировка масс в регионе, согласно имеющимся геологическим данным, происходит с юго-востока на северо-запад. Между тем на примере того же региона установлены отдельные надвиги, падающие на северо-запад. * Блок, расположенный под плоскостью надвига, считают в таких случаях активным элементом, а движение — в основном поддвиговым и говорят о «встречном надвиге». В подавляющем большинстве случаев надвиги характеризуются перемещением верхней плиты вверх по нижнему блоку, причем основанием для такой интерпретации служат механические принципы (сверху давление меньше). Возрастающий по падению поддвига вес всякого блока становится все больше по мере передвижения масс. Интуитивно ясно поэтому, что большинство такого рода разрывных нарушений не должно уходить на большую глубину и сопровождаться большим смещением по латерали.

В Аппалачах прослеживается сам процесс подвигания: многие встречные надвиги образуются на западных крыльях брахиантиклиналей и других складок, где осадочный покров испытывает латеральное перемещение по определенным горизонтам (поверхностям срыва, *decollement*, буквально — отклеивания, рис. 8-5), что особенно четко прослеживается на нефтяном месторождении Саммит в Пенсильвании (рис. 8-6 и 8-7). Широкомасштабная интерпретация рассматриваемых процессов позволяет говорить о глубоко залегающей крупной зоне срыва (*décollement*) и образовании в ней пластового надвига. Когда за пределами зоны срыва он упирается в компетентную толщу, надвиговое смещение вызывает местное утолщение земной коры с созданием брахиантиклиналей или другого типа складок в залегающих над ним отложениях. Сокращение этого покрова компенсируется не только складкой, но и пологими разрывами по обе стороны от нее: надвигами на одном крыле и встречными надвигами — на другом.

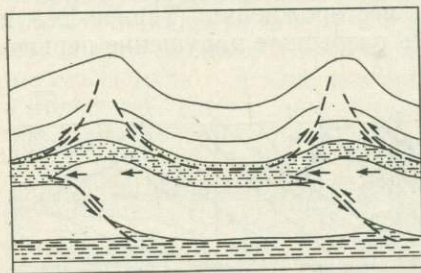


Рис. 8-5. Схематическая иллюстрация способа, каким складки ограничиваются надвигами, ориентированными в направлении шарниров складок, которые произошли в процессе складчатости срыва и в результате увеличения мощности разреза в местах, где надвиги проходят через компетентные слои (по Гвинну [Gwinn, 1964]).

Стратиграфические факторы, контролирующие процесс подвигания. Как известно, в пологом надвигании вовлекаются породы всех возрастов и всех распространенных петрографических типов. Крупные надвиги в европейских Альпах и американских Аппалачах приводят ме-

* Описание этих сравнительно редких разрывных нарушений можно найти в работах Гвинна [Gwinn, 1964] и Бикка [Bick, 1971].

Рис. 8-6: Депрессионная осевая зона.

Уровень песков Орискани, нефтеносная площадь Саммит, антиклиналь хр. Чеснат, округ Фейет, штат Пенсильвания. Нефтяная залежь Южный Саммит, расположенная на северо-западном крыле антиклинали, находится в нижнем левом углу рисунка, а залежь Северный Саммит — в верхнем правом. 1 — скважины; 2 — обратные сбросы (по Гвинну [Gwinn, 1964]).

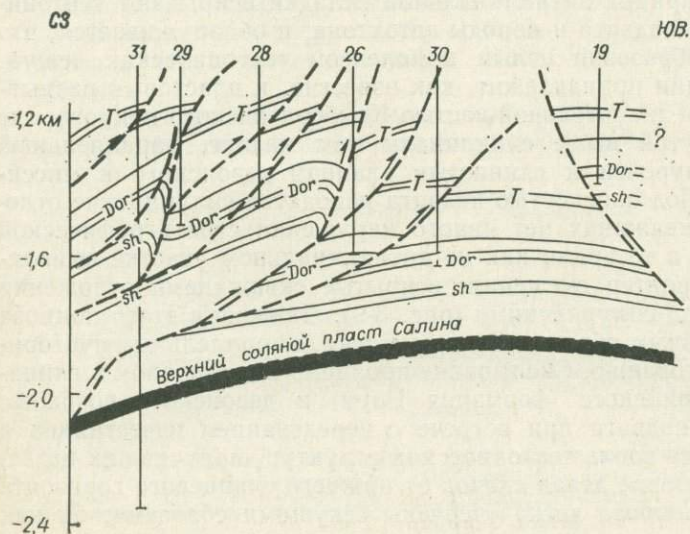
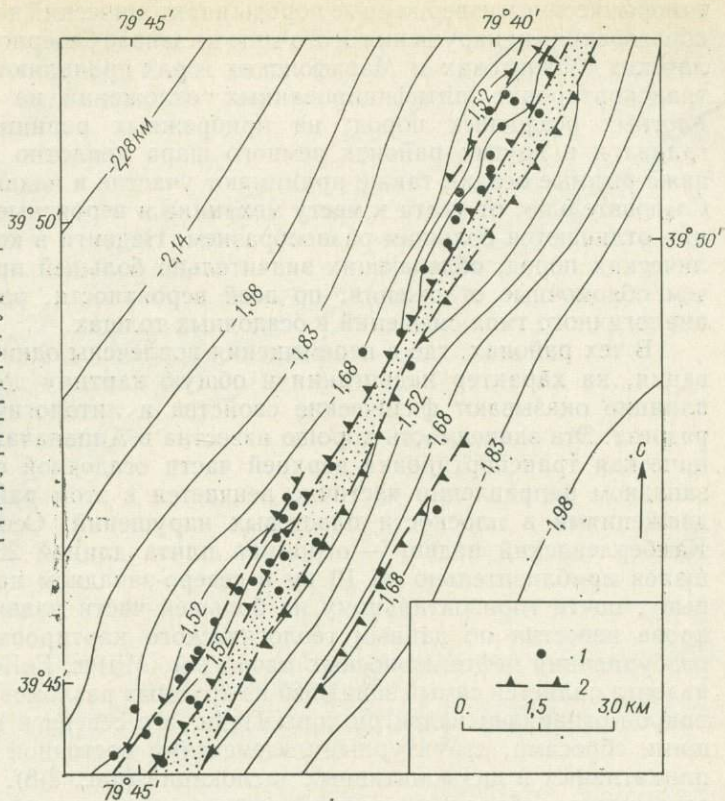


Рис. 8-7: Чешуйчатый надвиг и складчатость сбрыва. Нефтяное месторождение Южный Саммит.

Dor — песчаник Орискани (ступенчатая структура); T — известняк Талли; sh — нижняя часть сланцев Гельдерберг (по Гвинну [Gwinn, 1964]).

таморфические и изверженные породы в тектонический контакт с осадочными образованиями; нарушения этого типа на западе Северной Америки, в Аппалачских, Уошитских и Марафонских горах проявляются в тектонической транспортировке литифицированных отложений на другие горизонты плотных осадочных пород; на прибрежных равнинах Мексиканского залива и в других районах земного шара неплотно сцементированные, даже рыхлые осадки также принимают участие в надвиговых смещениях. Следовательно, от места к месту механика и вероятные причины надвигания отличаются большим разнообразием. Надвиги в комплексах кристаллических пород, обладающих значительно большей прочностью на скол, чем обломочные отложения, по всей вероятности, резко отличались от аналогичного типа смещений в осадочных толщах.

В тех районах, где в перемещения вовлечены одни осадочные образования, на характер надвигания и общую картину деформаций большое влияние оказывают физические свойства и литологические особенности разреза. Эта зависимость хорошо известна в Аппалачах, где общая тектоническая транспортировка верхней части осадочной оболочки в северо-западном направлении частично венчается в этом районе латеральными движениями в плоскости пластовых нарушений. Особенно показателен Камберлендский надвиг — огромная плита длиной 200 км, переместившаяся приблизительно на 10 км в северо-западном направлении по разрыву, почти горизонтальному на большей части надвига. Структура покрова известна по данным геологического картирования территории и разбуривания нефтегазоносных площадей [Miller, Fuller, 1954]. Фронтом надвига является самый западный из крупных разломов в районе. С запада покров ограничен надвигом горы Пайн, а с севера и юга — двумя секущими сбросами, структурными элементами восточной зоны интенсивных пликативных и дизъюнктивных дислокаций (рис. 8-8). Надвинутый блок, воздымаясь, образует широкую антиклиналь и синклиналь, процессы эрозии в области шарнира антиклинальной складки вскрывают тектонический покров, зону надвига и породы автохтона, и обнаруживается, что разлом гор Пайн образован целым комплексом тектонических чешуй.

Надвиг горы Пайн принадлежит, как известно, к пластовым разрывным нарушениям под значительной частью Камберлендского покрова, где на участке упомянутой выше синклинали этот надвиг, параллельный напластованию, приурочен к глинистым сланцам девонского и миссисипского возраста. Под плоскостью надвига находятся силурийские отложения, так что в скважинах нет явного нарушения стратиграфической последовательности, в то время как на антиклинальном участке выявляется надвиговой характер смещения: вскрытые скважинами отложения кембрия залегают над силурийскими (рис. 8-9). Движения этого покрова осуществлялись главным образом по плоскостям, параллельным субгоризонтальному напластованию. Скальвание проявилось в основном в глинистых сланцах кембрийского (формация Роум) и девонского возраста. Главная плоскость надвига при встрече с чередованием известняков и доломитов обрывалась вдоль тектонических структур, получивших название «рамповых подъемов», делая скачок от нижнего сланцевого горизонта к верхнему. Края покрова четко очерчены секущими сбросами; он как

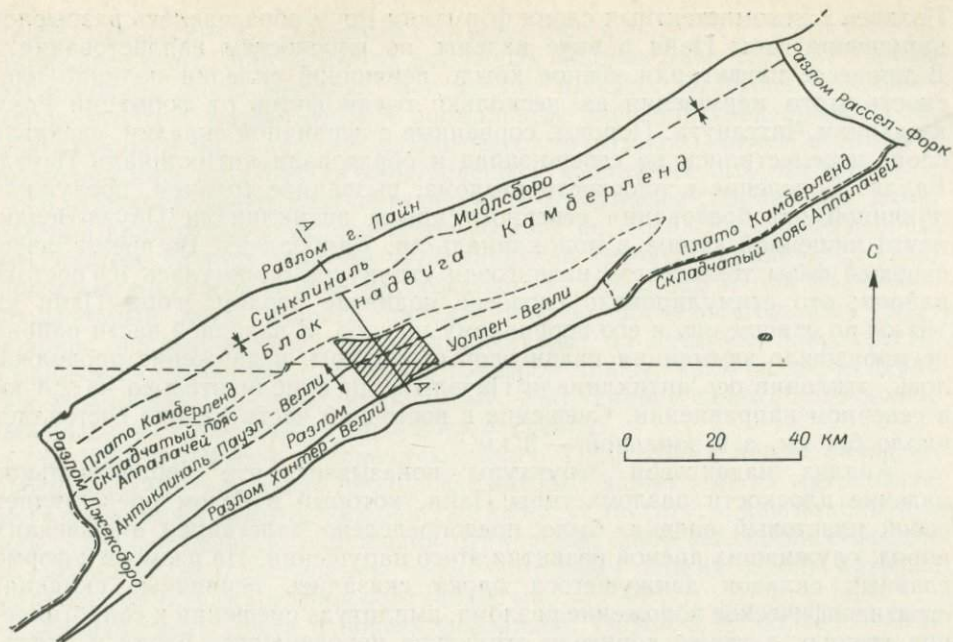


Рис. 8-8. Камберлендский покров (надвиг горы Пайн) и связанные с ним секущие сбросы Джекеборо и Рассел-Форк.

Это классический пример «тонкосодранных» структур в Аппалачах. Сопоставьте с профилем на следующем рисунке. Заштрихованы округ Роуз-Хилл и газовое месторождение Эрли-Гроув (по Миллеру и Фаллеру [Miller, Fuller, 1954]).

единое целое перемещался на северо-запад, испытывая сравнительно слабые деформации за пределами зон разрывных нарушений.

В работе Харриса и Зица [Harris, Zietz, 1962] следующим образом описана структурная эволюция надвиговой плиты в рассматриваемом районе:

«Интенсивная складчатость, которая не могла не затронуть породы фундамента, положила начало развитию надвигового блока Камберленд...

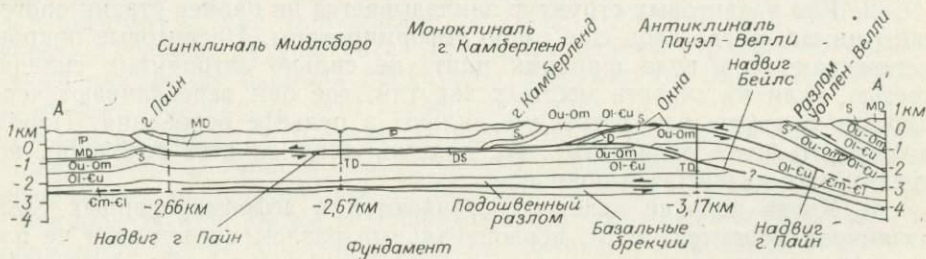


Рис. 8-9. Камберлендский покров и схематизированный структурный профиль, показывающий стратиграфические подразделения под надвигом горы Пайн.

Обратить внимание на тектонические окна в надвиговой структуре горы Пайн (по Миллеру [Miller, 1974]).

Позднее в некомпетентных слоях формации Роум образовалось разрывное нарушение горы Пайн в виде надвига по плоскостям напластования... В процессе надвигания южное крыло первичной складки подняло плоскость этого нарушения на несколько тысяч футов от формации Роум к сланцам Чаттануга. Породы, сорванные с первичной складки, сдвигаясь в слои, переместились на северо-запад и образовали антиклиналь Пауэл-Велли. Волочение в плоскости разлома, вызванное трением, послужило причиной преобразования северного крыла антиклинали Пауэл-Велли, почти лишенной корня, в моноклиналь хр. Камберленд. Во время завершающей фазы тектогенеза надвиговая структура замкнулась на востоке района; это стимулировало сводовое поднятие разлома горы Пайн на 1,5 км по отношению к его первичному уровню. В западной части района не произошло замыкания надвиговой структуры, и движение продолжалось, отклонив ось антиклинали Пауэл-Велли приблизительно на 2,4 км в северном направлении. Смещение в восточной части района составляет около 6,4 км, а в западной — 9 км.

Анализ надвиговой структуры показывает, что первоначальное падение плоскости разлома горы Пайн, который в целом представляет собой пластовый надвиг, было предопределено залеганием вмещающих пород, служивших ареной развития этого нарушения. На размере и форме главных складок движущегося блока сказались первичные складки, стратиграфическое положение разлома, амплитуда смещения и сопротивление трению, а также корневая структура неподвижного блока и складчатость на более поздней стадии деформации.

Характер залегания пологих надвигов

Главные особенности пологих надвигов определены Кингом [King, 1960] следующим образом.

1. Пологие надвиги не являются результатом подвижек в пологопадающих плоскостях скола, секущих гетерогенные породы безотносительно к их литологическим свойствам. Рассматриваемые нарушения приурочены к ослабленным зонам в некомпетентных слоях и делают скачки от зоны к зоне по диагональным сколам в слоях более компетентных отложений.

2. Ряд надвиговых структур закладывается на ранней стадии орогенного цикла, когда слои еще слабо деформированы. Надвиговые покровы перемещаются в виде широких плит, не сильно затронутых складчатостью, если не считать местных вздутий, где они переваливают через плоские выступы или встречные склоны в рельефе основания. Породы последнего более складчатые, но, видимо, лишь за счет волочения при трении их с надвиговым покровом.

3. Когда пологие надвиги развиваются в деформированных слоях различной компетентности, первоначальный разлом представлен не плоскостью скола с пологим падением, а трещиной вдоль границы некомпетентных пород или в уже существующей ослабленной зоне.

4. Для большинства обнажений рассматриваемых структур характерно надвигание более древних пород на более молодые. Обнаружен,

однако, ряд надвигов с обратным соотношением пород над и под разломом. По разлому горы Пайн, в местах встречных склонов более древние породы надвинуты на более молодые, а в местах плоских выступов рельефа — наоборот. Итак, нельзя считать аномальным или непредвиденным ни то, ни другое залегание пород в надвиговых структурах, причем в одном и том же надвиге они бывают приурочены к различным его участкам.

5. Надвиги имеют конечную ширину, ограничены с фронта и с тыла. Тыловой край редко прослеживается в поле, но, согласно вполне вероятной гипотезе Нолана, тыловое выклинивание надвига маркируется сглаживанием контраста в степени деформации пород над и под разломом. Фронтальный край надвига поднимается по последовательному ряду уклонов, последний из которых выводит его на дневную поверхность. В районах Аппалачей и Скалистых гор фронтальные края надвигов давно уже эродированы, но они, по-видимому, сохранились вдоль многочисленных надвигов южной части Большого Бассейна.

6. Надвиги имеют и конечную длину. Надвиговые плиты обладают определенными пределами прочности, которые зависят от их литологического сложения и за которыми они уже не могут двигаться, как монолитные тела. Рассматриваемые нарушения ограничены либо секущими сбросами со смещением по простирацию, либо бортовыми зонами, вдоль которых теряется способность к транспортировке масс.

Складчатость срыва в поясах форландов. Надвиги на большей части территории форландов орогенических поясов наделены многими из характерных черт, указанных в предыдущем разделе, по Кингу. Крупные надвиги (шарьяжи) с наибольшим результатом латеральных смещений в осадочном чехле оказываются связанными с некомпетентными горизонтами глинистых сланцев или эвапоритов, как, например, в районе Юры, причем, как правило, эти движения параллельны или субпараллельны напластованию. Перемещение по такому горизонту (часто на многие километры) неизбежно сопровождается срывами в осадочном покрове, создающими структуры, известные под названием «складчатость срыва».

В ряде случаев удается проследить подъемы стратиграфического уровня складчатости срыва. Ответственность за такие подъемы иногда с полным основанием приписывается местам крутых пересечений плоскости надвига с каким-либо компетентным горизонтом (рис. 8-5), например с кварцитами или карбонатами; это уже известный нам «рамповый подъем». Согласно другой интерпретации, подъемы стратиграфических уровней складчатости срыва происходят в плоскостях крутых сбросов, как это показано на рис. 8-10 [Jakobson, Kanens, 1974].

Гравитационное скольжение. Обусловленные силой тяжести небольшие передвижения наносов вниз по склону — знакомый процесс, который скорее всего у нас ассоциируется с крутыми уклонами на местности, хотя он хорошо известен также в условиях, когда дело решают поверхности скольжения с небольшим сопротивлением трения. Легко представить себе аналогичные процессы, протекающие в значительно более широких масштабах, и некоторые надвиги проще всего объясняются наличием поверхностей скольжения, по которым большие массы пород латерально переместились под действием силы тяжести. Важно бывает установить,

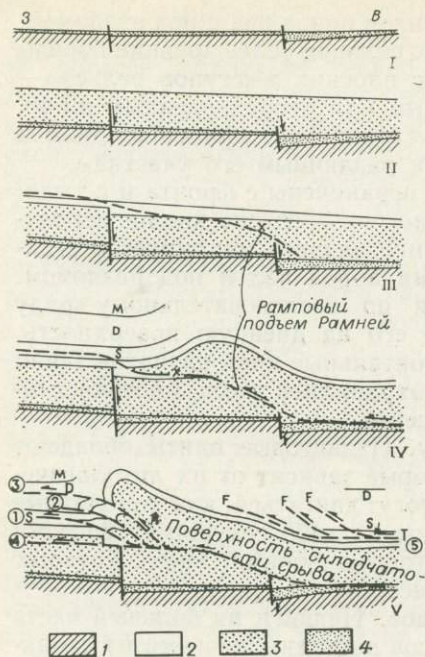


Рис. 8-10. Стадии формирования надвигов Бродтоп и Уил-Коув в зоне Долин и Хребтов Аппалачей.

М — миссисипий; D — девон; S — силур; 1 — докембрий; 2 — мартинсбургское литотектоническое подразделение 3; 3 — ордовикское и кембрийское литотектоническое подразделение 2; 4 — нижнекембрийские терригенные отложения — литотектоническое подразделение 1 (по Джейкобину и Кейнису [Jacobeen, Kanis, 1974]).

2. На тыловом краю надвига в случае гравитационного скольжения образуются структуры отрыва (рис. 8-11). Приподнятым фронтальным концом надвиг часто выходит на дневную поверхность, проявляясь в виде серии нормальных сбросов.

3. При перемещении вниз по склону отдельные порции материала могли двигаться независимо одна от другой. В этих случаях структура становилась хаотичной, затушевывалась ее геометрическая форма. Сползавшие массы часто утрачивали латеральную сплошность из-за перерывов в перемещении вниз по склону, связанных с тем, что область подножья не могла служить источником питания, и это происходило скорее стадийно, чем равномерно. Когда же массы приводятся в движение горизонтальным сжатием, им свойственно более однородное перемещение, они фактически служат проводниками напряжений, создавая более цельную и гармоничную геометрическую картину.

4. Инверсия слоев в движущихся массах материала более вероятна

какой именно из по меньшей мере двух резко различных типов гравитационного эффекта имел место в данном конкретном случае. К одному типу относится смещение масс в некоторой зоне тектонических движений (примером служит надвиг). Другой тип охватывает явления латерального раздвигания пород сводовых структур под действием силы тяжести. Первый тип обычно описывается как гравитационное скольжение или смещение.

Характерные особенности гравитационного скольжения. При изучении отдельных надвинутых блоков иногда удается обосновать их гравитационное становление, но, как правило, очень трудно бывает установить, съехала ли, как на салазках, в данное место данная порция материала, поскольку не исключены и иные причины изменения ее пространственного положения, например сокращение земной коры или гравитационное раздвигание.

Ниже приводятся критерии Де Ситтера [De Sitter, 1954], практически важные для распознавания надвигов гравитационного скольжения среди различных типов пологих нарушений.

1. Для гравитационного скольжения требуется уклон рельефа. Во времена скольжения он обязательно существовал, хотя впоследствии и мог быть частично или полностью уничтожен.

при гравитационном скольжении, чем при надвигании под действием горизонтального сжатия.

Надвиг горы Харт. В течение многих лет специалисты по структурной геологии ломали голову над вопросом тектонического строения района горы Харт в штате Вайоминг, где пластина около 8 км в поперечнике, сложенная горизонтальными пачками палеозойских известняков, залегает на эоценовой толще. Такая ситуация уже на первый взгляд представляется надвигом, однако гора Харт расположена на расстоянии более 19,3 км от ближайших крупных выходов палеозоя, и нет никаких свидетельств о широкомасштабной складчатости или интенсивном надвигании в районе обнажений пород этого возраста на западном склоне гор Абсарока. Следует также учитывать малый уклон поднятия рельефа от горы Харт (восточной границы предполагаемой надвиговой структуры) к горам Абсарока, где палеозойские породы залегают *in situ* (рис. 8-12). Пирсом

[Pierce, 1957] описано в этом районе около 50 тектонических глыб, разбросанных на площади 50 × 100 км. Тщательно проследив разлом, ограничивающий каждую из этих глыб, он показывает, что плоскость этого разлома в центральной части района срезает стратиграфическую колонку на более высоком уровне и что у подножья гор Абсарока существует пластовый сброс (рис. 8-12). Согласно Пирсу, надвиг горы Харт был заложен как пологий пластовый сброс и движение масс выражалось в их гравитационном скольжении по очень пологому склону. Другие авторы указывают на важную роль «смазочных веществ», которыми в данном случае могли служить флюиды и даже газы, связанные с вулканической деятельностью в горах Абсарока. Как бы то ни было, отсутствие других структурных элементов, разобщенный характер блоков и взаимная их ориентация, по-видимому, исключают интенсивные подвижки под действием горизонтального сжатия как причину описываемой тектонической ситуации.

Гравитационное скольжение и гравитационное раздвигание (расползание). Крутые склоны в горизонтах, сложенных некомпетентным или высокопластичным материалом, всегда нестабильны. Такие материалы, как нелитифицированные осадки, водонасыщенные пласты и серпентиниты или же кристаллические породы при высоких температурах и давлениях, реагируя на силу тяжести, начинают течь и расползаться в стороны. Этот вид расползания в одних случаях связан частично с внутренними подвижками в материале, а в других — с латеральным перемещением по ряду дискретных плоскостей, которые можно было бы назвать «пологими разде-

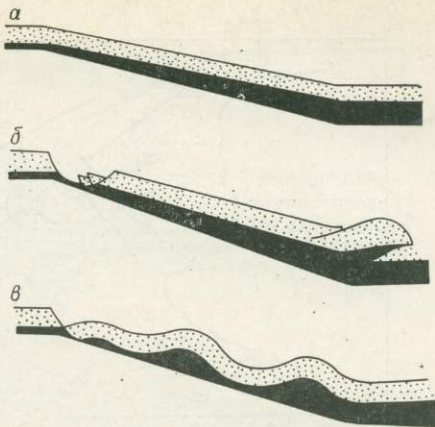


Рис. 8-11. Последовательное развитие структурных элементов, связанных с гравитационным скольжением.

a — толща до начала скольжения (ее средняя часть предполагается состоящей из мобильных глинистых сланцев или каменной соли); *б* — по восстанию образуются грабены тыльного отрыва, а по падению — чешуйчатые надвиги; *в* — одиночный отрыв, когда по восстанию прослеживается обратное волочение, а по падению — складчатость (по Келе [Kehle, 1970]).

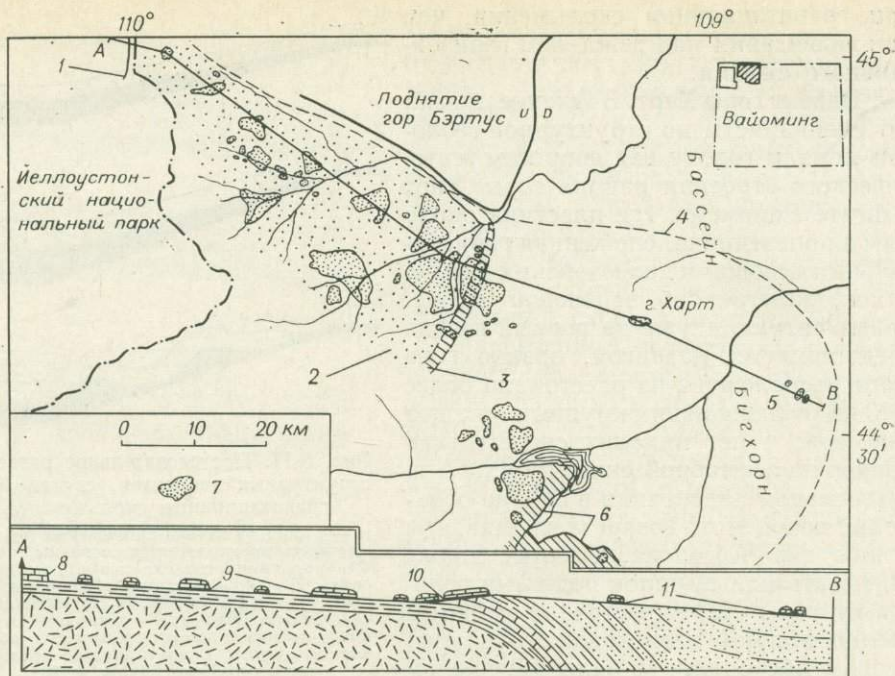


Рис. 8-12. Распределение масс горных пород по разлому горы Харт с профилем, на котором видны четыре типа нарушений, составляющих названный разлом (пластовый надвиг), северо-западная часть Вайоминга.

1 — разлом отрыва горы Харт; 2 — пластовый надвиг горы Харт; 3 — трансгрессивный надвиг горы Харт; 4 — грубо намеченное распространение пород, смещенных надвигом горы Харт, на дневной поверхности; 5 — вершина Мак-Кэллол; 6 — породы, смещенные надвигом Саут-Форк; 7 — породы, смещенные надвигом горы Харт; 8 — разлом отрыва; 9 — пластовый надвиг; 10 — трансгрессивный надвиг; 11 — надвиг на земной поверхности (по Пирсу [Pierce, 1963]).

лами» или «поверхностями скольжения». Оба типа гравитационных тектонических движений — скольжение и расползание — бывают связаны друг с другом самым тесным образом; оба процесса обусловлены составляющими силы тяжести, хотя их и нельзя считать тождественными. Гравитационное скольжение происходит вниз по склону, т. е. по некоторой наклонной плоскости. Растекание же — процесс латеральный, местами направленный даже вверх по смежным наклонным поверхностям.

Олистохромы* в Апеннинах служат прекрасным примером гравитационных тектонических движений с участием и скольжения, и расползания. Иногда это просто оползни, материал которых отрывается от поверхности крутых склонов, приобретает подвижность и соскальзывает вниз по склону, чтобы занять место среди прочих отложений, в других же случаях массы соскальзывания и оползания образуются и перемещаются

* Олистохромы — осадочное образование, состоящее из хаотической смеси компонентов различного размера, которое накапливается в виде пластического или полужидкого материала в процессе подводного соскальзывания и оползания.

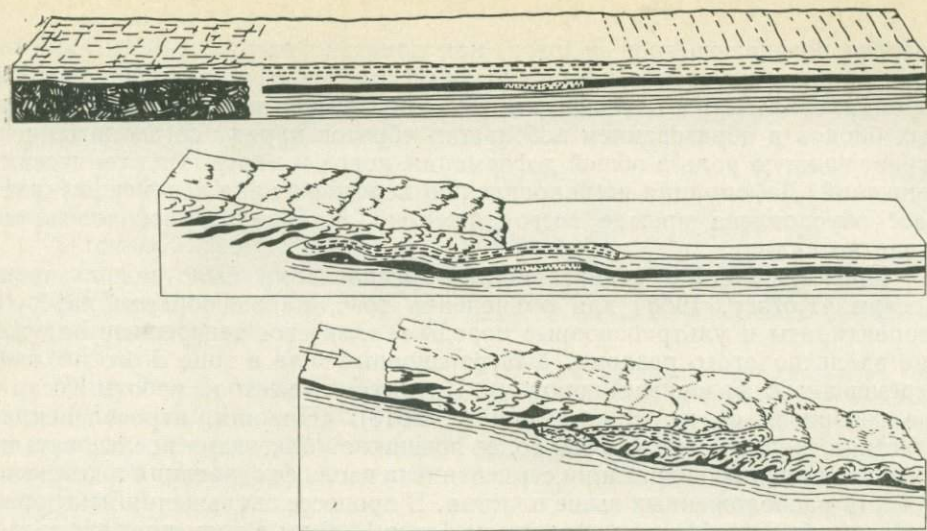


Рис. 8-13. Схематическое представление о развитии гравитационной тектоники на поперечном разрезе Апеннин в 50 км к югу от Флоренции.

Изображены три фациальные зоны, проявления гравитационного скольжения и складчатости в отложениях верхнего триаса (по Элтеру и Тревисану [Elter, Trevisan, 1973]).

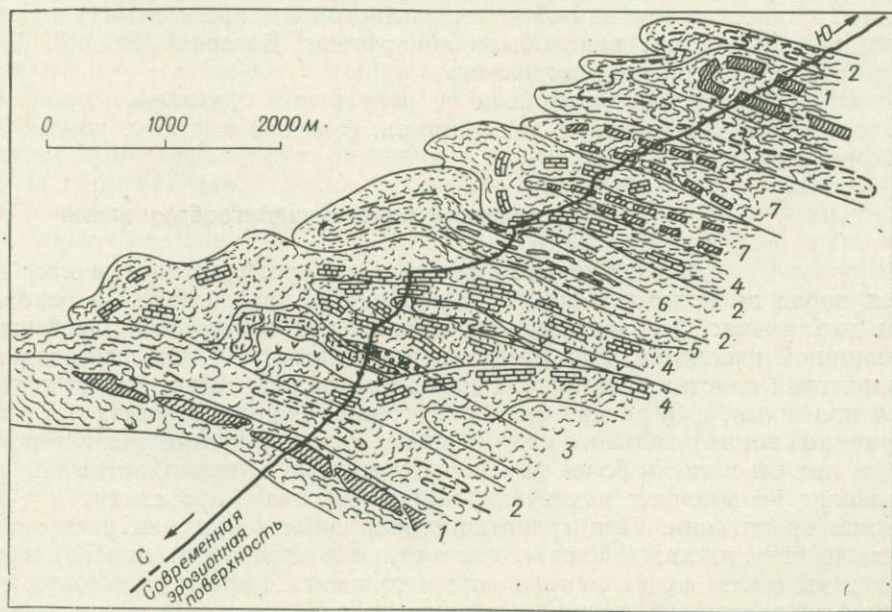


Рис. 8-14. Реконструкция разреза, иллюстрирующая внедрение «текущего» надвига, в который вовлечены ультраосновные породы (волнистая штриховка) и другие породы различного возраста, Илла-Джибара, Восточная Куба.

1 — альб; 2 — кампан; 3 — конгломераты с кампанскими обломками; 4 — маастрихт I; 5 — маастрихт II; 6 — мраморы; 7 — сеноман (по Косари [Kozary, 1968]).

впереди развивающегося надвига, как показано на рис. 8-13. Движение масс изображено на нем как нисходящее склоновое, но внутренняя перестройка, связанная с пластическим течением вещества, вращением отдельных блоков и образованием небольших сбросов наряду со скольжением, играет важную роль в общей деформации пород и картине тектонических движений. Деформация по направлению переднего края перемещающихся масс обусловлена прежде всего тяжестью [материала, расположенного выше по склону.

Представление о гравитационном расползании было использовано Косари [Kozary, 1968] для объяснения того, каким образом на Кубе серпентиниты и ультраосновные породы заняли свое теперешнее положение вдоль пологого разлома. Ультраосновные тела в зоне этого разлома перемешаны с осадочными породами. Цитируем то место из работы Косари, где говорится об их становлении (с. 2313): «Нижняя, нерасчлененная пластина сделалась между тем более подвижной благодаря последовательному усложнению гидратации серпентинита вдоль ее основания и действию тяжести расположенных выше пластин. В процессе скольжения некоторые пластины были собраны в складки не более 1—2 км в диаметре, принадлежащие лежачему типу. Серпентиниты внутри складок, ранее проявлявшие механическую реакцию жидких тел, протыкали ядра изоклинальных складок пластин, разрывали и делили пластины на тонкие слойки, выстраивая их в сравнительно правильные ряды. Движение серпентинитов в их окончательном состоянии можно охарактеризовать как «текущее» надвигание, подобное тому, какое было обнаружено Бачером [Bucher, 1956] в опытах с масштабными моделями».

Образования, получившиеся в результате описанных процессов, выходят теперь на дневную поверхность, создавая картину, показанную на рис. 8-14.

Механический аспект надвигообразования

Для объяснения латеральной транспортировки масс горных пород по пологопадающим поверхностям предлагаются в основном три механизма: 1) гравитационное скольжение надвиговой пластины по наклонной плоскости, 2) горизонтальное сжатие, вызывающее движение надвиговой пластины, направленное горизонтально или вверх по наклонной плоскости, и 3) расползание масс горных пород в районах поднятий. Причиной горизонтального сжатия может служить взятие участка земной коры как бы в тиски более или менее жесткими плитами, тогда как расползание испытывавших поднятие псевдовязких масс происходит под действием гравитации. При гравитационном скольжении или расползании сила действует в каждой точке тела в отличие от горизонтального сжатия, когда мы имеем дело с направленным толчком. Приняв надвиговую пластину за достаточно прочную связную массу, сравнительно хрупкую и реагирующую, как единое целое (моноклитный блок), мы легко можем убедиться, что обе модели — гравитационное скольжение и горизонтальное сжатие — в равной степени просто формализуются с помощью физической задачи наклонной плоскости (рис. 8-15). Точно зная размер пла-

стины и коэффициент трения материала, можно сделать выводы, касающиеся:

1) минимального угла, под которым должен падать разлом, чтобы гравитационное скольжение могло иметь место;

2) силы, необходимой для стартового толчка пластины заданного размера в горизонтальном направлении или вверх по наклонной плоскости;

3) прочности, требуемой от материала пластины, для того чтобы ее перемещение происходило в виде монолитного блока без каких-либо разрушений.

Стартовая сила тылового толчка преодолевает сопротивление трения между надвиговой пластиной и поверхностью подстилающих пород:

$$F = We = abc\rho e,$$

где F — сила, требуемая для приведения блока в движение; a , b , c — длина сторон блока; W — масса блока (произведение плотности ρ на объем abc); e — коэффициент сопротивления трению.

Размеры многих надвиговых пластин оцениваются с достаточной точностью, а плотность пород определяется элементарно. К сожалению, гораздо хуже обстоит дело с данными о фактическом значении коэффициента сопротивления трению в плоскости разлома. Сила, необходимая для толкания надвиговой пластины по горизонтальной плоскости, была вычислена Смолуховским [Smoluchowski, 1909] через значение сопротивления трения железа по железу. Он показал, что прочность такой породы в форме пластины длиной 200 км в семь раз должна превышать прочность гранита на разрушение в условиях дневной поверхности. Надвигание в горизонтальной плоскости или вверх по крутому склону представлялось бы лишенным вероятности, если бы допущения, сделанные при построении соответствующих моделей, не содержали ошибок. На одно из таких ошибочных допущений указано в работе Прайса [Price, 1973]. Этот автор считает ошибочным пользоваться моделью, согласно которой весь покров перемещается, как единое целое. В ней неизбежно участие напряжений, достаточных, чтобы преодолеть сопротивление трению внутри движущихся масс. Прайсом предложена более реалистичная модель, где внутри связанных масс существуют дискретные плоскости смещения, по которым и происходят подвижки: «... чистое смещение можно рассматривать как кумулятивный эффект бесчисленного множества бесконечно малых дислокаций, закладывающихся каждый раз в виде местного скола, из которого развивается нарушение, по масштабу и скорости распространения несоизмеримо меньшее общей площади плоскости разлома».

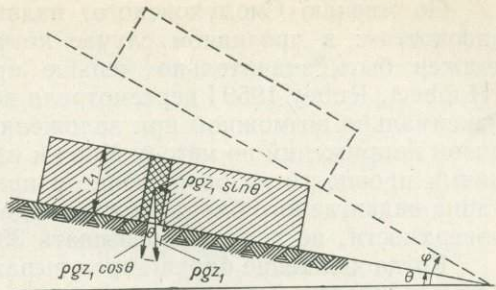


Рис. 8-15. Гравитационное скольжение субаэриального блока (штриховое изображение).

Показаны нормальные и сколовые напряжения в основании блока, наклоненного под углом θ ; для скольжения требуется минимальный угол Φ (по Хабберту и Руби [Hubbert, Rubey, 1959]).

По мнению Смолуховского, надвигание происходит по наклонным плоскостям; в противном случае коэффициент трения при скольжении должен быть значительно меньше предполагаемого. Хабберт и Руби [Hubbert, Rubey 1959] пересмотрели вопрос о длине надвигаемого блока, максимально возможной при заложении надвига. Они пользовались анализом напряжений по методу Мора и известными для горных пород значениями прочности на разрушение и пришли к выводу, что максимальная длина надвигаемого блока, толчком сдвинутого с места на горизонтальной поверхности, не должна превышать 30 км.

Когда движение блока пород выражается в гравитационном скольжении, прочность материала покрова перестает играть решающую роль, хотя коэффициент трения по-прежнему составляет проблему. Силами, действующими на блок на наклонной плоскости (рис. 8-15, где ρ — плотность; g — ускорение свободного падения; z_1 — высота части поперечного сечения блока, площадь которой равна единице), являются:

- 1) вес блока, направленный вниз по вертикали и равный $\rho g z_1$;
- 2) его составляющая, действующая вниз по наклонной плоскости и имеющая скалярное значение $r = \rho g z_1 \sin \theta$, зависящее от угла наклона;
- 3) другая его составляющая, направленная вниз перпендикулярно к плоскости скольжения; ее уравновешивает сила, действующая на блок в противоположном направлении и равная $\sigma = \rho g z_1 \cos \theta$;
- 4) сопротивление трения в области контакта блока с наклонной плоскостью.

Пусть φ — угол наклона плоскости, при котором начинается скольжение блока; тогда $\operatorname{tg} \varphi = \tau/\sigma$ (рис. 8-15). Условием скольжения является $\theta = \varphi$. Аналогичное условие справедливо в отношении внутреннего трения песка. Угол получается около 30° . Почти невероятно, что какой-либо из реальных пологих надвигов развивался на плоскости с таким наклоном, и практически исключена вероятность встретить углы наклона более нескольких градусов на всем протяжении наилучшим образом задокументированных гравитационных надвиговых нарушений.

Роль порового давления. Чтобы теория удовлетворяла данным наблюдений, следует учитывать некоторые факторы, способные значительно уменьшать трение между надвиговой пластиной и подстилающими породами. Ряд надвигов относится к типу пластовых нарушений в породах, сложенных глинами, глинистыми сланцами, каменной солью и другими пластичными материалами, что наводит на мысль о различных способах «смазки». Среди них за последнее время самое большое внимание уделяется описанному Хаббертом и Руби [Hubbert, Rubey, 1959] подъемному эффекту высокого давления растворов, содержащихся в порах горных пород. Аномально высокое поровое давление отмечалось при бурении глубоких скважин в районах, сложенных нелитифицированными осадочными образованиями.

Высокое поровое давление известно во многих бассейнах седиментации и геосинклиналях земного шара, таких, например, как побережье Мексиканского залива на территориях Техаса и Луизианы и Восточный Пакистан; подобные же аномально высокие давления наблюдаются в районах неотектонической активности (Калифорния, Тринидад, Бирма и Паки-

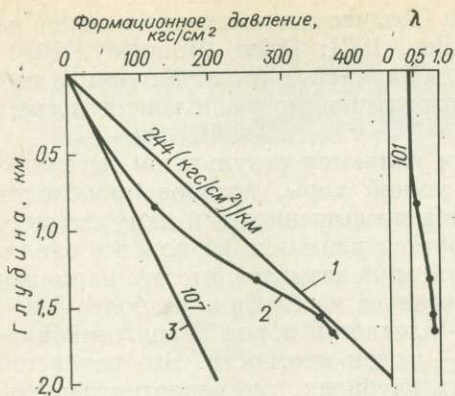


Рис. 8-16. Изменение давления и соответствующих значений λ (отношений порового давления к геостатическому) в зависимости от глубины в нефтеносном бассейне Хаур, Пакистан.

1 — геостатическое давление; 2 — давление поровых растворов; 3 — гидростатическое давление; 101 — гидростатический показатель.

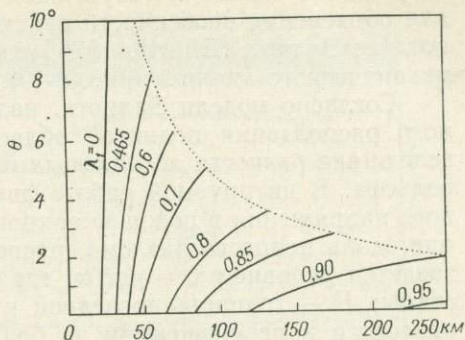


Рис. 8-17. Ширина пластины (x_1), допускающая ее смещение толчком вниз по склону, при различных значениях угла наклона и отношения λ_1 давления поровых растворов к давлению от веса покрывки. Толщина пластины постоянна (6 км). Точечный пунктир проведен по разности высот, составляющей 8 км, между фронтальной и тыльной границей пластины (по Руби и Хабберту [Rubey, Hubbert, 1959]).

стан). Наиболее вероятный механизм повышения порового давления до аномального усматривается в уплотнении осадочных пород, способных к самоупорке в самом начале процесса благодаря содержанию в них глинистых прослоев с очень низкой проницаемостью. Известны случаи, когда поровое давление возрастает почти до значения встречного давления от веса водонасыщенных пород, расположенных выше по разрезу (рис. 8-16). В таких зонах вода способна поддерживать значительную часть веса покрывки. Это обстоятельство исключительно важно для рассмотренных выше моделей. Чем больше поровое давление, тем меньше минимальное стартовое напряжение. Таким путем в первой модели значительно сокращается тормозное волочение вдоль потенциального разлома, а во второй — намного уменьшается минимальный угол наклона, при котором возможно гравитационное скольжение.

На рис. 8-17 представлена сводная картина зависимости между шириной надвиговой пластины, углом наклона и отношением давления от веса покрывки к поровому. Бросается в глаза тот факт, что очень крупные пластины могут сползать при уклонах всего лишь в один-два градуса, если поровое давление составляет более 0,8 покрывочного.

Механика процесса гравитационного расползания. Возможное тектоническое значение гравитационного расползания впервые было отмечено Бачером [Bucher, 1956, 1962] и продемонстрировано им на ряде экспериментов с масштабными моделями (рис. 13-3). Вспученный воск в его опытах расползался в стороны, сминая и разрывая примыкающие к нему слои, образуя складки и надвиги, близко напоминающие аналогичные структуры

многих поясов форландов (рис. 8-18). Позднее этот механизм взяли на вооружение Прайс и Маунтджой [Price, 1971; Price, Mountjoy, 1970] для объяснения особенности структур в Скалистых горах Канады, а еще позднее Эллиот [Elliott, 1976] рассмотрел процесс расползания в свете механического анализа (рис. 8-19).

Согласно модели Эллиота, надвиги являются результатом латерального расползания поднятой области земной коры, которое происходит вследствие разности абсолютных отметок возвышенности и окружающего рельефа. В цитируемой работе фиксируется внимание на вопросе сколового напряжения в подошве покрова; автор показывает, что это напряжение вдоль пологого разлома, расположенного на глубине не более 5 км, задается условием $\tau = \rho g H \alpha$, где ρ — плотность пород надвиговой пластины; H — толщина последней и α — уклон местности. Это равенство относится к перемещениям на больших глубинах, где вероятен переход пород в пластическое состояние путем развития в них ползучести или в процессе псевдовязкого течения, механизм которого аналогичен действующему в основании ледников. Не случайно, что тем же равенством пользовались уже давно для вычисления такого рода напряжений в гляциотектонике. В отдельных случаях сколовое напряжение в несколько раз превосходит свое среднее значение, что объясняется концентрацией локальных напряжений на фронтальном крае развивающегося надвига.

В анализе Эллиота уклон местности определяет значение и знак сколового напряжения в основании покрова, но не направление падения пологого разлома. Отсюда следует, что надвиговая пластина транспортбельна и по восстанию плоскости надвига.

Рассматриваемая модель успешно применялась при изучении надвига в Скалистых горах Канады (рис. 8-19). Графики под профилем отвечают среднему уклону местности, толщине надвиговой пластины и колебаниям сколового напряжения в подошве покрова. Один из интереснейших моментов приведенной схемы заключается в том, что область инверсии сколовых напряжений совпадает с участком нижнего графика, где кривизна поверхности нормальных сбросов свидетельствует о существовании региональных

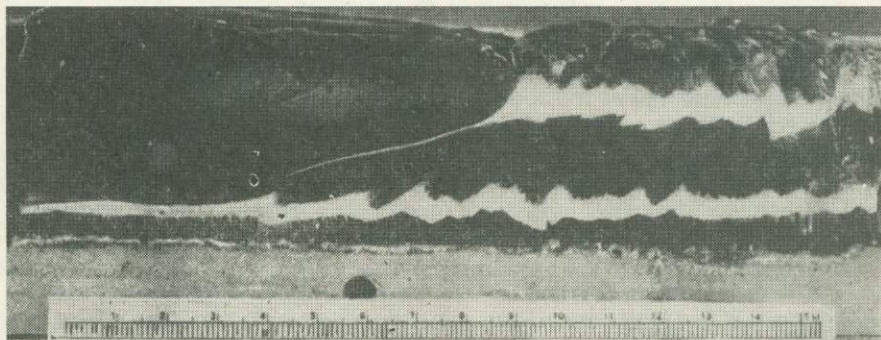


Рис. 8-18. Модель, изготовленная из цветного воска, для демонстрации явлений гравитационного скольжения (по Бачеру [Bucher, 1956]).

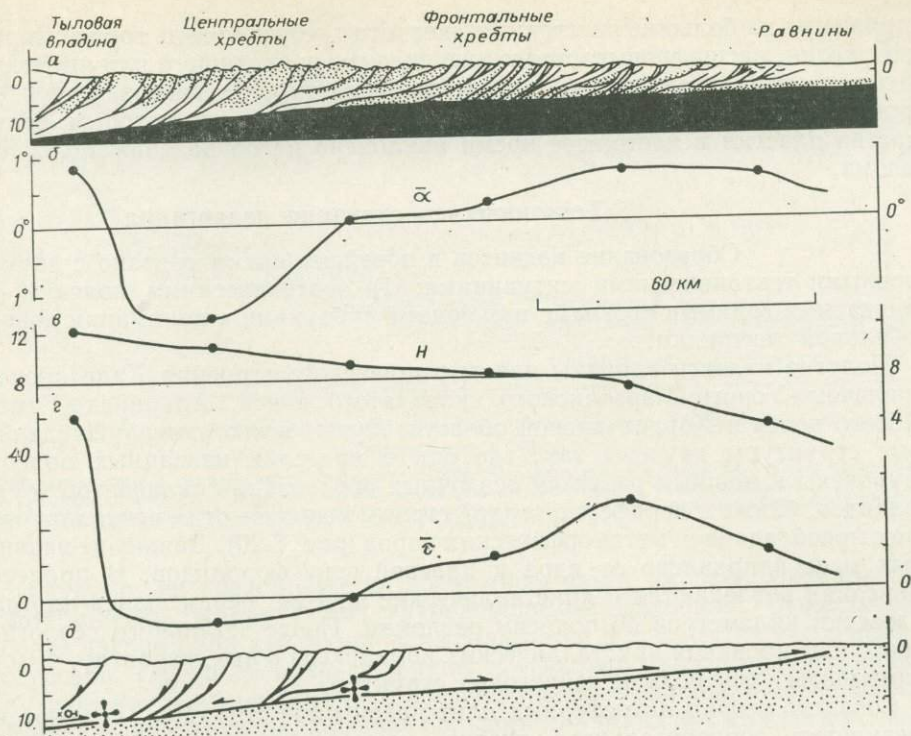


Рис. 8-19.

a — поперечный структурный разрез центральной части Скалистых гор Канады (по Прайсу и Маунт-джоу [Price, Mountjoy, 1970, рис. 2-1]). Средне- и верхнекембрийские отложения (точечный крап) первоначально представляли собой сужающийся к востоку клин карбонатных пород с пачкой глинистых сланцев на крайнем западе района. Показаны только крупные разломы. Ненарушенный фундамент закраснен черным. Вертикальный масштаб без завышения; *б* — изменение уклона местности $\bar{\alpha}$ в зависимости от расстояния; *в* — мощность пород *H*, измеряемая от поверхности до складчатости сырья. Каждое значение $\bar{\alpha}$ и *H* осреднено по ряду частично перекрывающихся отрезков длиной 60 км; *г* — региональное сколовое напряжение по основанию толщи τ , эквивалентное $\rho g H \bar{\alpha}$ — напряжению, действующему вниз по склону; *д* — профиль с рельефом местности, всеми крупными лопатообразными разрывами, а также значениями и знаком напряжения (показаны стрелками). Примечательно совпадение области этих сбросов с областью обратного знака сколового напряжения. Лежачий бок структуры срыва обозначен точечным крапом (по Эллиоту [Elliott, 1976]).

тектонических движений, направленных к внутренним частям орогенического пояса. Это не могло бы иметь места, если бы уклон поверхности Земли, при котором происходило главное надвигание, направленное к периферии пояса, не был бы в меловое время на несколько градусов больше наблюдаемого теперь, открывая путь развитию скалывания в восточном направлении. Такой уклон впоследствии был, по-видимому, редуцирован либо моноклинальным структурным преобразованием всего района, либо процессами денудации.

Модель Бачера—Эллиота представляется заманчивым средством объяснения надвиговых явлений во многих орогенических поясах. С ее помощью просто решается запутанная проблема о способности надвиговой плиты, обладающей сравнительно небольшой прочностью, передавать

напряжения на большие расстояния, как того требует модель горизонтального сжатия, расшифровывается также дилемма восходящего или нисходящего характера перемещений надвиговых пластин, не говоря уже о ее хорошем согласовании с наблюдениями, соответственно которым большинство пластин в настоящее время наклонено не по падению пологого разлома.

Тектоническая ситуация надвигания

Образование надвигов в новейшее время связано с двумя основными тектоническими ситуациями: 1) орогеническими поясами — складчатыми горными странами и 2) зонами субдукции в понимании новой глобальной тектоники.

Пологие надвиги типичны для тектонического строения Каледонско-Аппалачско-Уошито-Маратонского складчатого пояса, Альпийско-Гималайского пояса и Кордильерской области. Лучше всего, пожалуй, надвиговые структуры изучены там, где они в пределах названных поясов приурочены к мощным разрезам осадочных образований складчатой зоны форландов, ближе к периферии горной страны и дальше от ее центрального ядра с преобладанием метаморфических пород (рис. 8-20). Движение надвиговых масс направлено от ядра к краевой зоне форландов. В процесс надвигания вовлекаются и кристаллические породы, перемещаясь иногда на десятки километров по пологим разломам. После детального геологического картирования кристаллических комплексов в них, вероятно, будет считаться еще больше надвиговых структур.

Согласно теории литосферных плит надвиговые структуры создаются в результате горизонтального сжатия, когда земная кора оказывается как бы в тисках между смыкающимися плитами. В качестве примера такого смыкания принято приводить гималайскую модель, где одна плита (Азиатская) находит на другую (Индийскую). Возможность подобных смыканий допускается и для более древних орогенических поясов с развитыми в них складчатостью, надвиго- и сбросообразованием.

Совершенно иной характер носит надвигообразование в зонах субдукции. Океанические плиты считаются подвижными глобальными элементами, что заставляет относить процесс в основном к поддвиганию. Непосредственное обследование площадей, принимаемых за новейшие зоны

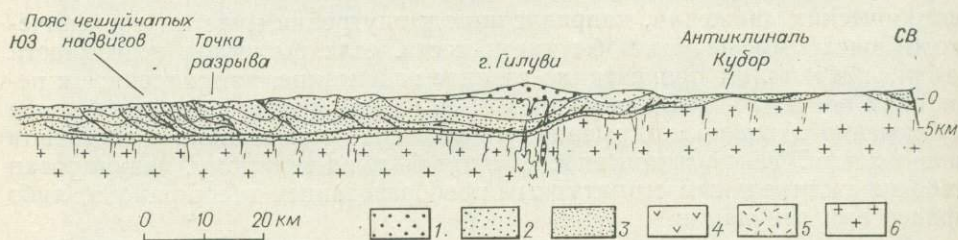


Рис. 8-20. Строение кордильеры Кубор-Бисмарк и складчатого пояса форланда Папуа. Составление разреза основано на принципе отнесения складчатости, типичной для форландов, к структурам срыва. 1 — плиоцен и верхний миоцен; 2 — верхний миоцен — палеоцен; 3 — мезозой (преимущественно мел и юра), реже триас и пермь; 4 — четвертичные эффузивы; 5 — поздние неогеновые интрузивные породы; 6 — кристаллический фундамент (по Смитю [Smith, 1965]).

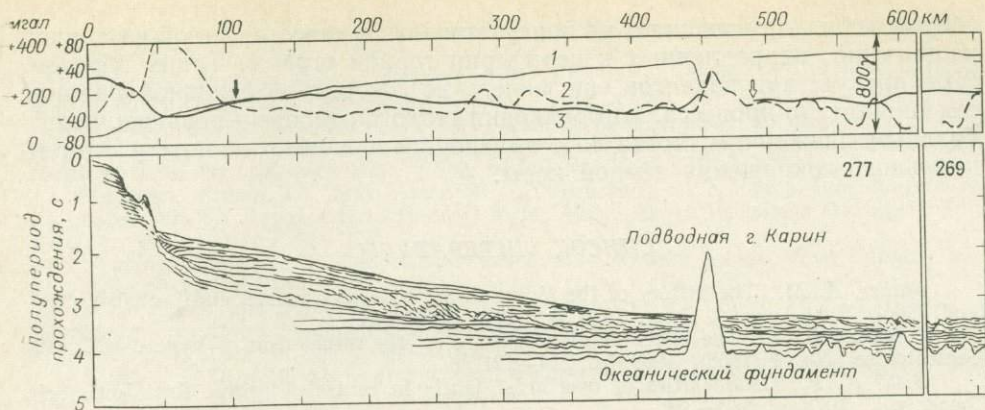


Рис. 8-21. Данные непрерывного сейсмического профилирования континентальной окраины у берегов п-ова Кейп-Код.

Подводная гора Карин — потухший вулкан. Обратите внимание на связанные с ним магнитные (2) и гравитационные (1 — Буге, 3 — Фая) аномалии. Примечательно также прерывистое напластование, обусловленное, по всей вероятности, подводным оползанием (по Эмери и соавторам [Emeru e. a., 1970]).

субдукции, не представляется возможным ввиду их расположения вдоль материковых окраин и под глубоководными желобами. Существование более древних зон субдукции предполагается в тех местах континентов и островов, где на дневную поверхность выходят ультраосновные породы, в особенности их разновидности, связанные с осадочными образованиями океанических желобов. Падение большинства таких зон крутое и не выдержанное, а способ внедрения ультраосновных пород часто является спорным (см. обсуждение этого вопроса в гл. 17).

Гравитационное скольжение реально существует лишь в более или менее чистой форме. Данные сейсморазведки методом отраженных волн, полученные на континентальном склоне и его подошве у восточных берегов Северной Америки (рис. 8-21), свидетельствуют о наличии крупных отдельных тел, захороненных в осадочных толщах океанической области. Слоистость захороненных образований достаточно четко выражена, чтобы говорить о прерывистом характере их напластования и о внутренней деформации некоторых из них. Итак, мы встречаемся с ясным примером отложений, первоначально сформировавшихся, по-видимому, в краевой части шельфа и соскользнувших потом вниз по склону.

Во многих древних бассейнах седиментации следует ожидать следов сингенетических нисходящих оползневых дислокаций. Небольшие их проявления уже описаны в литературе [Cooper, 1961], однако в широком масштабе древнее гравитационное скольжение, легко смешиваемое с надвигообразованием от горизонтального сжатия, диагностируется с трудом.

В качестве компонента тангенциальных движений в большинстве орогенических поясов гравитационное скольжение играет важную роль, что признают почти все геологи, но еще более значительным может оказаться процесс гравитационного расползания. Само воздымание орогенического пояса предполагает развитие склонов, и гравитация не может не

сопровождать других сил и не присутствовать в качестве одной из причин надвигов, направленных к периферии горной страны. Таким образом, само присутствие надвигов еще ничего не говорит об основной причине тектонического процесса, которую одни геологи относят к первично вертикальным движениям, тогда как другие предпочитают гипотезу тангенциального сокращения земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Barber, A. M.*, The history of the Moine thrust zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland. *Geol. Soc. America Proc.*, 1965, v. 76, p. 215—243.
- Belyakov, L. V.*, The effect of pore pressure on the mechanism of large overthrusts. *Geotectonics*, No. 4 (1968), 1969, p. 214—221.
- Bick, K. F.*, Complexities of overthrust faults in central Virginia. *Am. Jour. Sci.*, Cooper vol., 1973, p. 343—352.
- Birch, Francis*, and others, Role of fluid pressure in overthrusting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72.
- Bucher, W. H.*, Role of gravity in orogenesis. *Geol. Soc. America Bull.*, 1956, v. 67, p. 1295—1318.
- Bucher, W. H.*, An experiment on the role of gravity in orogenic folding. *Geol. Rundsch.*, 1962, v. 52, p. 804—810.
- Carlisle, Donald*, Sliding friction and overthrust faulting. *Jour. Geology*, 1965, v. 73, p. 271—292.
- Casella, C. J.*, Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, pt. 4, Relationship between Precambrian and Laramide structures in the Line Creek area. *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75, p. 969—986.
- Chapman, R. E.*, Clay diapirism and overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, p. 1597—1602.
- Cooper, B. N.*, Grand Appalachian field excursion, Blackburg, Va. Poly. Institute, 1961.
- Davis, G. H.*, Gravity-induced folding of a gneiss dome complex, Rincon Mountains, Arizona. *Geol. Soc. America Bull.*, 1975, v. 86, p. 979—990.
- De Sitter, L. U.*, Gravitational gliding tectonics — A essay in comparative structural geology. *Am. Jour. Sci.*, 1954, v. 252, p. 321—344.
- Eardley, A. J.*, Willard thrust and the Cache uplift. *Geol. Soc. America Bull.*, 1969, v. 80, No. 4, p. 669—680.
- Elliott, D.*, The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Proc. Roy. Soc.*, Ser. A (in press), 1975.
- Elliott, D.*, The motion of thrust sheets. *Jour. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No. 5, p. 949—963.
- Elter, P.*, and *Trevisan, L.*, Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines. In: DeJong, K. A., and Scholten, R., eds., *Gravity and tectonics*. New York, Wiley, 1973.
- Emery, K. O.*, and others, Continental rise off eastern North America. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1970, v. 54, No. 1, p. 44—108.
- Fitzgerald, E. L.*, Structure of the McConnell thrust sheet in the Ghost River area, Alberta. *Alberta Soc. Petroleum Geologists Jour.*, 1962, v. 10, p. 553—574.
- Forristall, G. Z.*, Stress distribution and overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1972, v. 83, No. 10, p. 3073ff.
- Fox, P. P.*, Geology of Furnas Dam, Minas Gerais, Brazil. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 1605.
- Gwinn, V. E.*, Thin-skinned tectonics in the plateau and northwestern Valley and Ridge provinces of the central Appalachians. *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75, p. 863—900.
- Harris, L. D.*, and *Zietz, Isidor*, Development of Cumberland overthrust block in vicinity of Chestnut Rindge fenster in SW Virginia. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1962, v. 46, p. 2148—2160.
- Hayes, C. W.*, The overthrust faults of the southern Appalachians. *Geol. Soc. America Bull.*, 1891, v. 2, p. 141—154.

- Howard, J. H., Structural development of the Williams Range thrust, Colorado. *Geol. Soc. America Bull.*, 1966, v. 77, p. 1247—1264.
- Hsü, K. *Jinghwa*, Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. Soc. America Bull.*, 1969, v. 80, No. 6, p. 927—952.
- Hubbert, M. K., and Rubey, W. W., Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluidfilled porous solids and its application on overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, No. 2, p. 115—166.
- Jacobeen, Frank, Jr., and Kanies, W. H., Structures of broadtop synclinerium and its implications for Appalachian structural style. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1974, v. 58, No. 3, p. 362—375.
- Jenkins, David A. L., Detachment tectonics in western Papua, New Guinea. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, p. 533—548.
- Keep, C. E., and Ward, H. L., Drilling against high rock pressures with particular reference to operations conducted in the Khaur field, Punjab. *Inst. Petrol. Technologists Jour.* (London), 1934, v. 20, p. 990—1013.
- Kehle, R. O., Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. America Bull.*, 1970, v. 81, No. 6, p. 1641—1664.
- King, P. B., The anatomy and habitat of low angle thrust faults. *Am. Jour. Sci.*, 1960, v. 258—A, p. 115—125.
- King, P. B., Geology of the Central Great Smoky Mountains, Tenn., U. S. Geol. Survey Prof. Paper 349—C, 1964, p. 1—148.
- Kozary, M. T., Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente province, Cuba. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1968, v. 52, No. 12, p. 2298—2317.
- Laubscher, H. P., and others, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1960, v. 71, p. 611—628.
- Longwell, C. R., Structure of the northern Muddy Mountain area, Nevada. *Geol. Soc. America Bull.*, 1949, v. 60, p. 923—968.
- Longwell, C. R., Thrust faulting — What does it mean? *N. Y. Acad. Sci. Trans.*, ser. 2, v. 14, p. 2—5, 1951.
- Lovering, T. S., Field evidence to distinguish overthrusting from underthrusting. *Jour. Geology*, 1932, v. 40, p. 651—663.
- Malahoff, Alexander, Some possible mechanisms for gravity and thrust faults under oceanic trenches. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 11, p. 1992—2001.
- Maxwell, J. C., Turbidity, tectonic and gravity transport, northern Appennine Mountains, Italy. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1959, v. 43, p. 2701—2719.
- Miller, R. L., and Fuller, J. D., Geology and oil resources of the Rose Hill district — The fenster area of the Cumberland overthrust block — Lee County, Virginia. *Va. Geol. Survey Bull.*, 1954, v. 71.
- Moore, Walter, Role of fluid pressure in overthrusting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, notes.
- Pierce, W. G., Heart Mountain and South Fork detachment thrust of Wyoming. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1957, v. 41, p. 591—626.
- Pierce, W. G., Reef Creek detachment fault, northwestern Wyoming. *Geol. Soc. America Bull.*, 1963, v. 74, p. 1225—1236.
- Platt, L. B., Fluid pressure in thrust faulting — A corollary. *Am. Jour. Sci.*, 1962, v. 260, No. 2.
- Price, R. A., Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera, discussion. *Geol. Soc. America Bull.*, 1971, v. 82, p. 1133—1138.
- Price, R. A., Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, Southern Canadian Rockies. In: DeJong, K. A., and Scholten, R., eds., *Gravity and tectonics*. New York, Wiley, 1973.
- Price, R. A., and Mountjoy, E. W., Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers — Progress report. *Geol. Assoc. Spec. Pap.* 6, 1970, p. 7—25.
- Raleigh, C. B., Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1963, v. 74, No. 7.
- Rubey, W. W., and Hubbert M. K., Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 167—206.
- Seager, W. R., Low-angle gravity glide structures in the northern Virgin Mountains, Nevada and Arizona. *Geol. Soc. America Bull.*, 1970, v. 81, No. 5, p. 1517—1538.

- Shouldice, J. R.*, Gravity slide faulting on Bowes Dome, Bearpaw Mountain area, Montana. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1963, v. 47, p. 1943—1951.
- Small, W. M.*, Thrust faults and ruptured folds in Roumanian oil fields. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1959, v. 43, p. 455—472.
- Smith, J. G.*, Orogenesis in western Papua and New Guinea. Tectonophysics, 1965, v. 2, p. 1—27.
- Smoluchowski, M.*, Folding of the earth's surface in formation of mountain chains. Acad. Sci. Craiovie Bull., 1909, v. 6, p. 3—20.
- Voight, Barry*, Architecture and mechanics of the Heart Mountain and South Fork rock-slides. Rock mechanics, Penn. State Univ., 1974, p. 26—36.
- Wilson, H. H.*, Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman Mountains, southeast Arabia. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1969, v. 53, No. 3.
- Woodward, L. A.*, Shears of 2nd order caused by flexure folding. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1972, v. 56, No. 3, p. 559—561.

КРУТОПАДАЮЩИЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ — НОРМАЛЬНЫЕ СБРОСЫ И ВЗБРОСЫ

Нормальный сброс определяется тем, что его висячее крыло смещено вниз относительно лежащего. Предпосылкой этого вида дислокаций служит по крайней мере местное растяжение вовлеченных в движение масс и отсутствие каких-либо сжимающих напряжений, с которыми обычно связано образование надвигов и сдвигов.

Характер зон нормальных сбросов. Поскольку нормальные сбросы образуются, вообще говоря, в условиях растяжения земной коры, построенные ими зоны резко отличаются от надвиговых и сдвиговых. Для нормальных сбросов типично крутое падение ($45-90^\circ$), а связанные с ними зоны смятия обычно узки, материал не всегда интенсивно брекчирован и редко милонитизирован, хотя и встречаются отдельные зонки, выполненные тектонитовой мукой или брекчией. Сбросовые зоны складываются из ряда тесно размещенных нормальных сбросов, параллельных главной плоскости раздела. Часто наблюдаются следы волочения и зеркала скольжения, но, как правило, отсутствуют мелкая складчатость и другие структурные проявления высоких давлений.

Морфоструктурные элементы нормальных сбросов. Благодаря крутому падению, характерному для нормальных сбросов, их выходы на поверхности представлены на геологических картах сравнительно прямыми линиями. Выходы нормальных сбросов, как правило, располагаются субпараллельными рядами, ступенчатыми в поперечном сечении. Вниз по этой лестнице ступени затухают, второстепенные сбросы, погружаясь, сливаются в единый разлом, по падению которого смещения постепенно сходят на нет.

Грабены и горсты — характерные структуры, возникающие вследствие тангенциального растяжения под прямым углом к простиранию нормальных сбросов. Осадочные толщи в пределах грабенов и горстов обычно не деформированы, по крайней мере за счет напряжений, ответственных за образование сбросов. Борты грабенов и горстов в ряде случаев протягиваются не прямолинейно, а ограничиваются сериями нарушений, часть которых отклоняется под углом до 30° от простирания главных разломов, как, например, в Рейнском грабене, в грабенах Восточной Африки, на побережье Красного моря (рис. 9-1).

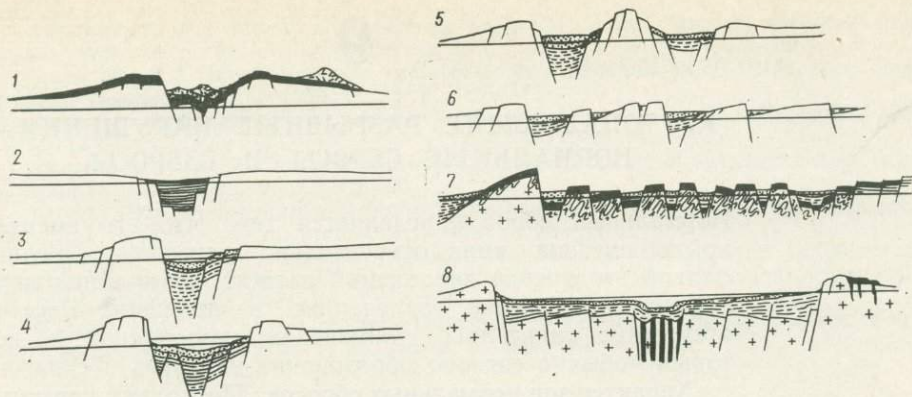


Рис. 9-1. Основные структурные типы рифтовых зон (вертикальный масштаб завышен). 1 — сводово-вулканические эпиплатформенные рифтовые зоны (рифтовая зона Кении, согласно Б. Г. Бейкеру); 2—5 — щелевидные эпиплатформенные рифтовые зоны (2 — без бортовых поднятий, 3 — с одним бортовым поднятием, 4 — с двумя бортовыми поднятиями, 5 — с внутренним поднятием); 6 — зона с блоками, наклоненными в одну сторону; 7 — рифтообразный эпигенетический пояс; 8 — межконтинентальная рифтовая зона (Красного моря, согласно К. Л. Дрейку и Р. В. Гердлеру) (по Милановскому [Milanovsky, 1972]).

Антитетические сбросы. Параллельно главному нормальному сбросу протягивается обычно серия боковых трещин. Другая серия трещин или сбросов параллельного с ним простирания часто отличается падением, направленным к главному сбросу. Это нормальные сбросы, ориентированные по схеме сопряженных сколов (рис. 9-2) и известные под названием антитетических. Присутствует иногда и третья серия попутных нарушений, представленная вертикальными трещинами, перпендикулярными к главному разлому.

Структуры волочения. Одной из причин нарушения слоистости в местах ее срезания нормальными сбросами служит волочение пород в пло-

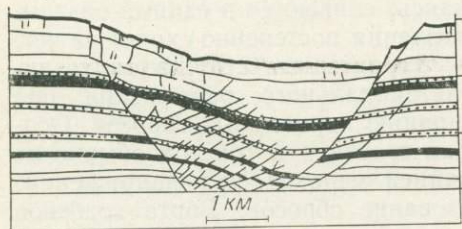


Рис. 9-2. Грабен, экспериментально созданный в глине путем тангенциального растяжения блока приблизительно на 1 км. Обратите внимание на ступенчатые сбросы по обеим сторонам грабена и антитетические сбросы слева (по Клоосу [Cloos, 1968]).

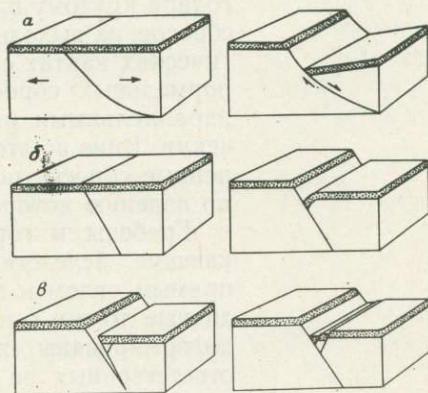


Рис. 9-3. Структурные элементы, связанные с зоной нормального сброса.

а — вращение одного из блоков на искривленном сбросе; б — обратный задир; в — небольшой грабен, образовавшийся вдоль зоны сброса.

скости разлома, обусловленное силами трения — спутницами сбросовых движений (рис. 9-3). Однако часто следы «волочения» на опущенном крыле сброса не отвечают направлению движения. В таких случаях говорят об «обратных задирах» или «загибах вниз», но во всяком случае не о процессе волочения в собственном смысле слова. Структуры обратных задиров вскрыты горными выработками на прибрежной равнине Мексиканского залива и обнажаются на плато Колорадо. Вдоль некоторых сбросов Большого Каньона этот процесс был достаточно интенсивен, чтобы первично горизонтальным слоям опущенного крыла придать падение под углом 26° в направлении к плоскости сброса [Hamblin, 1965]. Местами можно наблюдать, как загибание слоев вниз переходит в системы антигетических сбросов, а при достаточно пересеченном рельефе местности оно наблюдается в местах выполаживания нормальных сбросов по падению. Такого рода соотношения установлены горными выработками на побережье Мексиканского залива. Выполаживание сбросов на глубине имеет место в случае оттягивания друг от друга сбросовых блоков. В свою очередь выполаживание заставляет материал опущенного крыла перемещаться в сторону другого блока, чтобы заполнить зияющее пространство. Такое перемещение принимает форму обратного задира, оползня или систем второстепенных сбросов (рис. 9-3).

Механика образования нормальных сбросов

В условиях возникновения нормальных сбросов максимальное из главных напряжений действует в вертикальном направлении, а наименьшее и среднее — в горизонтальном (рис. 7-2). Важно вспомнить, что локальным ориентациям напряжений однозначно не отвечают фактические силы, под действием которых произошла деформация, и, наоборот, различным системам приложения сил могли отвечать тождественные условия напряжений. Условия, благоприятные для нормальных сбросов, создаются тогда, когда действующие силы направлены вертикально или приложены в противоположных направлениях, оттягивая друг от друга блоки горных пород. В связи с этим нормальные сбросы распространены над купольными структурами или в местах, где в процессе складчатых и сводовых поднятий породы испытывают растяжение, а также в поясах расширения земной коры, когда крупные ее фрагменты расходятся в разные стороны (рис. 9-4).

Нормальные сбросы иногда называют «сбросами растяжения», но, хотя причиной расширения зоны потенциального разлома и может служить растягивающее напряжение, само разрывное нарушение имеет сколовую природу. Ею и объясняется как

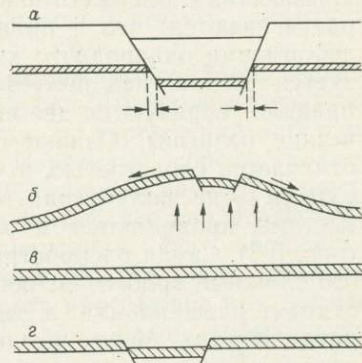


Рис. 9-4. Схематический разрез грабена, показывающий количественный результат растяжения, сопровождавшего сбросообразование (а). б—в — в результате поднятия или тангенциального растяжения формируются грабены.

характер сопряжения главного нормального сброса с его антитетическими спутниками, так и соотношение их падений.

Разрывные нарушения, как показывает график Мора (рис. 7-3), возникают, когда круг (стартовая для раскалывания комбинация главных напряжений) в точке касания встречается с линией нарушения сплошности для данного материала. Это происходит либо в результате непрерывного увеличения вертикально направленного σ_1 (случай тектонического поднятия), либо при непрерывном уменьшении наименьшего напряжения σ_3 по мере роста растягивающих усилий.

Тектоническая ситуация нормальных сбросов

Нормальные сбросы распространены в районах, не затронутых орогенной деформацией, т. е. в недиастрофических условиях. Типичны три местонахождения: над соляными куполами, во впадинах прогибания и на участках гравитационного скольжения.

Сбросы над соляными куполами. Сбросы над соляными куполами той части Мексиканского залива с его прибрежными районами, которая расположена в границах США, особенно примечательны по двум причинам: они находятся в физико-географической области, где продолжают действовать сбросообразующие процессы, и могут быть детально изучены ввиду разбуренности региона.

Соляные купола продвигаются кверху сквозь мощную толщу нелитифицированных и полулитифицированных пород. Об их горизонтальном сжатии нет никаких свидетельств, отсутствуют складки или пологие взбросы, связанные с такого рода стрессовыми условиями. Сбросы над соляными куполами вызываются вертикальным движением овальных крыш соляных ядер. Это движение и создает купольную структуру в перекрывающих слоистых отложениях. В процессе становления структуры слои растягиваются, что и приводит к образованию трещин и сбросов. При деформации однородного хрупкого материала (обычно для этого используется стекло) над полусферой, которая служит при этом опорой, как правило, образуются две системы деформаций: радиальные и концентрические разрывы. Однако случай соляной тектоники не тот: материал отличается слоистостью, а часто и неоднородностью, поверхность крыши купола — не полусфера; тем не менее обе системы трещин и сбросов местами проявляются и здесь, в особенности радиальные трещины (рис. 9-5). Самая распространенная структура над соляными куполами — это сложный грабен. От основного грабена с одного или двух его концов отходят расщепления, а вдоль главных разломов протягиваются ступенчатые сбросы. Менее четко выраженный ряд нормальных сбросов, расположенных вкрест простирания основного грабена, часто сечет главные разломы.

Итак, представляется очевидным, что в рассматриваемом случае нормальные сбросы способствуют характером своего залегания тангенциальному раздвиганию разбитых трещинами слоев над куполами. Радиальная система трещин, основной грабен, ступенчатые сбросы и перпенди-

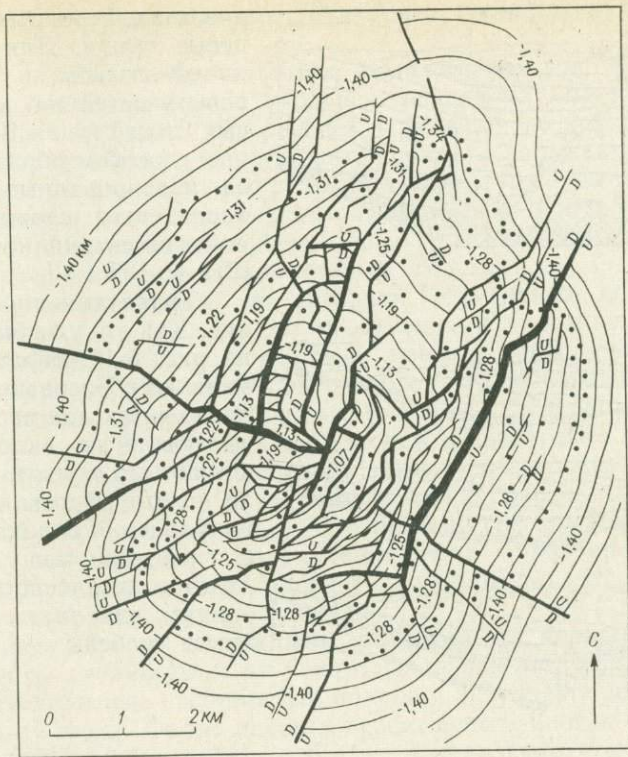


Рис. 9-5. Система сбросов, обнажающихся над соляным куполом месторождения Хоукис, округ Вуд, Техас [Wendlandt, 1951].

кулярные к главным разломам нормальные сбросы — все эти структуры благоприятны для такого растяжения.

Конседиментационные сбросы. Буровые скважины в районе Мексиканского залива вскрыли ряд нормальных сбросов, изучение которых показывает, что движения по ним продолжались на протяжении всего периода формирования нарушенных толщ. Изученные сбросы падают к центру обрамляемых ими впадин (рис. 9-6). В типичном случае мощность смещенных горизонтов больше в опущенном крыле, что свидетельствует об активности сбросов во время осадконакопления. На сброшенных крыльях иногда наблюдаются явления обратных задигов слоев. Обратное падение нарушенных горизонтов как результат проседания или оползания возможно лишь в тех случаях, когда два блока, разобщенных разломом, стремятся раздвинуться.

Дифференциальное уплотнение нелитифицированных осадков служило в отдельных случаях причиной образования сингенетических сбросов. Они расположены на обращенной к морю стороне глубоко погребенных масс глинистых сланцев, характеризующихся низкой объемной массой и высоким поровым давлением. Сбросы закладываются в песчаных го-

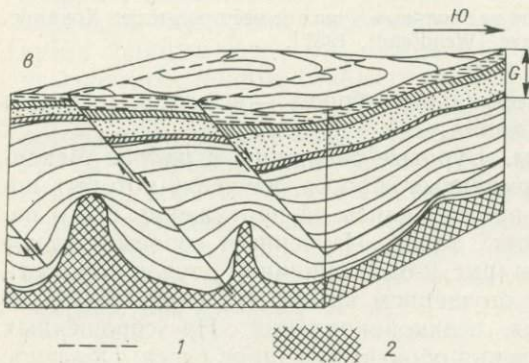
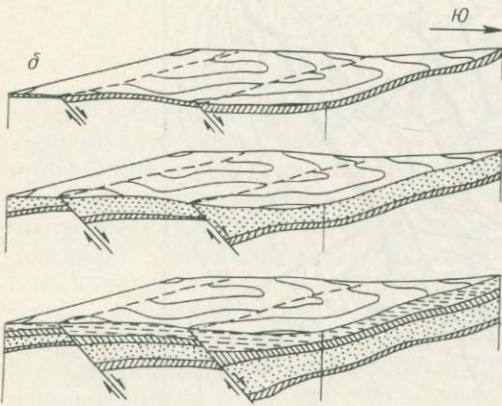
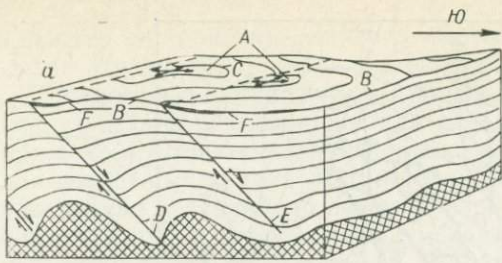


Рис. 9-6. Развитие конседиментационных сбросов.

a — к началу эрозии сбросового уступа; *б* — конседиментационный период, синхронный эрозии сбросового уступа; *в* — к началу соляного диапиризма; *A* — складки, выраженные в рельефе морского дна; *B* — морское дно; *C* — структурные контуры; *D* — сброс, достигший залежи каменной соли; *E* — сброс, не достигший залежи каменной соли; *F* — продукты разрушения уступов; *G* — комплекс осадков, синхронных сбросообразованию (по Окомбу [Oscamb, 1961]).

ризонтах, перекрывающих сланцевые толщи. Для сбросов типичны изгибы и слияние их поверхностей на краю сланцевых толщ (рис. 9-7). Указанным способом образуются иногда изолированные сбросы, но характернее сложные системы конседиментационных сбросов [Bruce, 1973].

Гравитационное скольжение. Как это уже было показано на рис. 8-11, образования нормальных сбросов можно ожидать в тех местах, где массы, соскальзывающие по склону, отрываются от его вершины. Такого рода крутые сбросы, изгибаясь в направлении склона, сливаются с поверхностью скольжения (обычно это плоскость напластования); для таких зон характерны грабены.

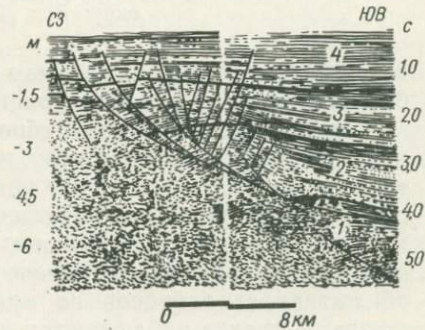


Рис. 9-7. Созданная на основе интерпретации данных сейсморазведки картина иллюстрирует сочетание дифференциального уплотнения с системой пластовых сбросов («Аквапульс» — западная геофизическая компания) (по Брюсу [Bruce, 1973]).

Тектоническое положение нормальных сбросов

Сбросы над сводовыми поднятиями. Системы нормальных сбросов, обнажающиеся на сводовых поднятиях, аналогичны сбросам над соляными куполами. Разрывные нарушения по краям свода Адирондак в штате Нью-Йорк — наглядный пример нормальных сбросов, развивающихся на сводовом поднятии. Эта структура существует с палеозойского времени, а теперь находится на высоте 1000 м и более над уровнем моря. Нормальные сбросы образуют в ней сложную систему радиальных трещин наряду с грабенами и горстами.

Сбросы, развивающиеся по складкам. Нормальные сбросы развиваются по складкам в продольном, поперечном и диагональном направлениях по отношению к их осям. Нефтяное месторождение в бассейне Элк служило ареной сплошного поперечного сбросообразования, правда, при наличии одного продольного сброса (рис. 9-8). Складка представлена антиклиналью с двойным погружением оси. Раздвижение пород происходило в основном в двух направлениях: одно отвечает шарниру складки, другое — параллельно ее оси. Судя по положению сбросов в пространстве, можно считать вполне вероятным, что таким путем они и образовались, так как в указанных двух направлениях они ориентированы благоприятно для растяжения. Разбуривание структуры показало, что сбросы с глубиной становятся круче.

Нормальные сбросы, связанные с надвиговыми нарушениями. Нормальные сбросы развиваются на некоторых надвиговых покровах вдоль фронтального края, где надвигаемый покров в результате волочения приобретает форму свода. Фронт надвига перемещается иногда по неровному рельефу основания, что также вызывает искривление его поверхности. Фронтальный край при этом испытывает растяжение в направлении, параллельном следу надвига на поверхности, и образуются перпендикулярные к нему нормальные сбросы.

Дивергентные плитовые швы. Многие крупные структурные элементы земной коры современные геологи генетически увязывают с дивергентными швами литосферных плит. Важным критерием таких швов считается присутствие грабенов и нормальных сбросов. Среди неотектонических структур примерами служат грабены Исландии, ориентированные параллельно Срединно-Атлантическому хребту; сюда же относятся рифтовые долины Восточной Африки и Красного моря, считающиеся индикаторами новейшего раздвигания щели между Африкой и Азией, и, наконец, структура коры под Калифорнийским заливом, где спрединг по всем признакам находится в активной стадии. Целый ряд гра-

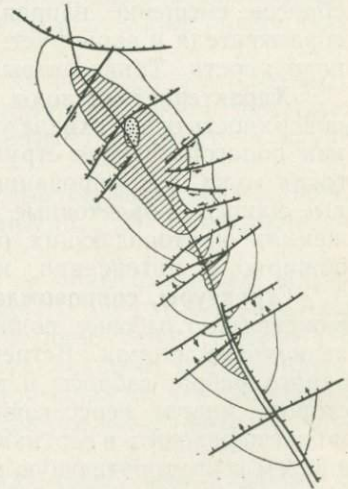


Рис. 9-8. Разрывные нарушения в антиклинали бассейна Элк (по Корну с ссылкой на Бартрана [Bartran, 1929]).

бенообразных долин установлен по акустическим пересечениям систем подводных хребтов, а ступенчатые расщелины на их склонах вполне могут оказаться ступенчатыми сбросами.

Происхождение древних бассейнов седиментации, связанных с нормальными сбросами, и в частности триасовых бассейнов на востоке Северной Америки, принято приписывать эффекту рифтового отторжения Северной Америки от Африки. Возраст этих грабенов в какой-то мере действительно может служить стартовым хронометром распада Афро-Американского суперконтинента.

Блоковое сбросообразование в орогенических поясах. Нормальные сбросы составляют значительную часть общего структурного плана Кордильерского пояса на западе США. Блоковое сбросообразование определяет тектонический стиль области Бассейнов и Хребтов в штатах Юта, Невада, Калифорния и соседних районах. Блоковые структуры явно относятся к диастрофическим явлениям в этом регионе, но их место в общем развитии орогена остается неясным.

Блоковое сбросообразование в кратонных областях континентов. В так называемых стабильных кратонах континентов закартировано немало грабенов, горстов и нормальных сбросов. Они могут быть проявлением локально-тангенциальных растяжений жестких массивов, однако их общее положение в структурном плане кратонов вырисовывается еще очень смутно. Примерами служат зона Раф-Крик на юге Иллинойса, зона Кентукки, грабены Оттавы и нормальные сбросы в северо-восточной части Оклахомы.

Крутопадающие обратные сбросы и взбросы

У обратного сброса висячее крыло смещено вверх относительно лежащего. В рассматриваемой ниже категории обратных сбросов смещение направлено в основном вертикально, хотя падение сбрасывателя и варьирует: на глубине оно очень крутое и пологое вблизи поверхности. Такие разрывные нарушения получили название взбросов.

Характеристика зоны разлома. Конфигурация выходов на дневную поверхность очень сходна у надвигов и взбросов. И те и другие обнажаются как пологопадающие структуры, в зоне разлома присутствуют тектонитовая мука, брекчированные и смятые породы, а местами — поверхностные наносы, вовлеченные в зону разлома при движении. Даже в обнажениях крутопадающих обратных сбросов породы смяты, но не столь обширно и интенсивно, как в зонах надвигов.

Структуры, сопровождаемые взбросами. Чаще всего взбросами сопровождаются глыбовые поднятия; взбросы ограничивают их с одной или нескольких сторон. Встречаются блоки наклонные, повернутые вокруг одного ребра; взбросы и вертикальные сбросы окаймляют их с разных сторон, иногда пересекают противоположные грани или углы. Взброс может переходить в вертикальный сброс в каком-либо месте границы блока, а затем в крутопадающую моноклиналную флексуру, часто при этом затухая. Структуры подобного типа можно наблюдать в форланде Скалистых гор; особенно часто они встречаются в штатах Вайоминг и Монтана.

Характер падения взбросов. Не вызывает сомнений, что фронтальный край некоторых взбросов падает под небольшим углом. Северо-восточная

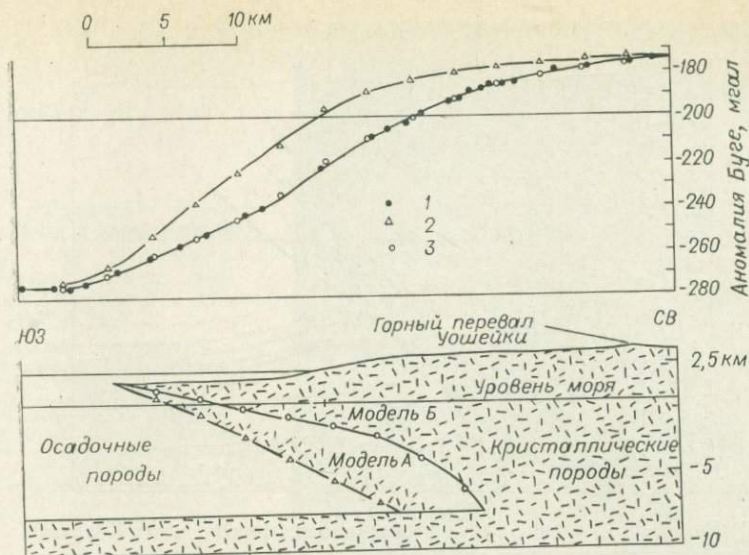


Рис. 9-9. Гравиметрические профили юго-западного склона гор Уинд-Ривер (1) с их структурной интерпретацией.

Кривые значений силы тяжести, вычисленные по двум моделям (2 — модель А, 3 — Б) (по Бергу и Ромбергу [Berg, Romberg, 1966]).

оконечность хр. Бэртус ограничена, например, пологими взбросами, * которые пересечены сбросами (рис. 8-3) с достаточным смещением, чтобы даже в нем было заметно изменение падения взбросов от пологого к более крутому в направлении фронта гор. Данные о превращении такого рода пологих взбросов в значительно более крутые можно также почерпнуть из других источников аргументации.

1. Наблюдаемые значения силы тяжести в зонах рассматриваемых нарушений получают наиболее надежную интерпретацию с помощью модели, согласно которой взбросы с глубиной становятся круче (рис. 9-9).

2. Взбросы пересекают противоположные стороны некоторых блоков, что представляется невозможным ни механически, ни геометрически в случае пологого надвигания.

3. Глубокими скважинами, пройденными в прифронтальной части горных цепей, окаймленных взбросами, вскрыты почти вертикально залегающие слои осадочных пород (рис. 9-10), явно повернутые в это положение происходившими поблизости вертикальными движениями.

Обращает на себя внимание также и то обстоятельство, что структуры типа клиппов и тектонических окон редко сопровождают взбросы или вместе с ними вообще не встречаются.

Вертикальный характер сочленения между поднятыми глыбами и примыкающими к ним впадинами удалось определить на примере средней

* См. работу Фуза, Уайса и Гарбарини [Foose, Wise, Garbarini, 1961].

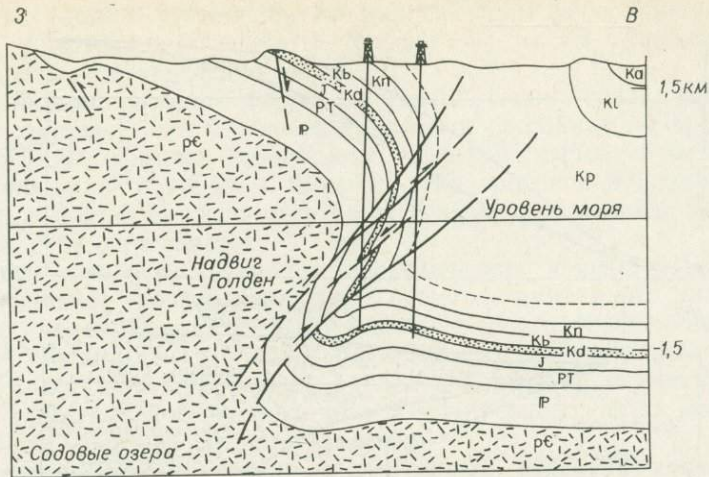


Рис. 9-10. Надвиг Голден в округе Джефферсон, штат Колорадо.

Разрывы, изгибаясь, делают круче с глубиной, что обеспечило близкое к вертикальному поднятие фундамента (по Бергу [Berg, 1962]).

части Скалистых гор, где в кровле глыбовых поднятий залегают докембрийские кристаллические породы, а глубина верхней границы фундамента во впадинах известна по данным сейсморазведки (рис. 9-11). Превышения в структурном рельефе фундамента оказались более 12 км (например, между горами Уинд-Ривер и впадиной Грин-Ривер, штат Вайоминг).

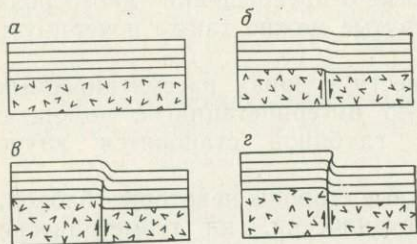


Рис. 9-11. Предполагаемая последовательность деформации слоев осадочных пород, перекрывающих ограниченные сбросами блоки фундамента.

а — до начала образования сбросов в фундаменте; *б* — начальная стадия сбросообразования в фундаменте. Осадочный покров испытывает поперечные изгибы без разрывных нарушений; *в* — средний этап сбросообразования в фундаменте. Нижние слои уже за пределом прочности и сброшены, верхние — еще сильнее изогнуты, но не нарушены сбросом; *г* — развитая стадия сбросообразования в фундаменте. Разрывные нарушения, разбивая всю осадочную толщу, выходят на дневную поверхность (по Прухе и др. [Prucha e. a., 1965]).

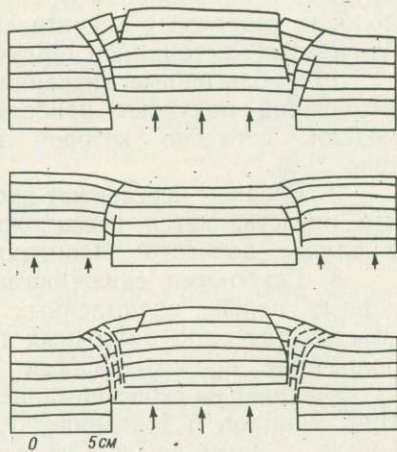
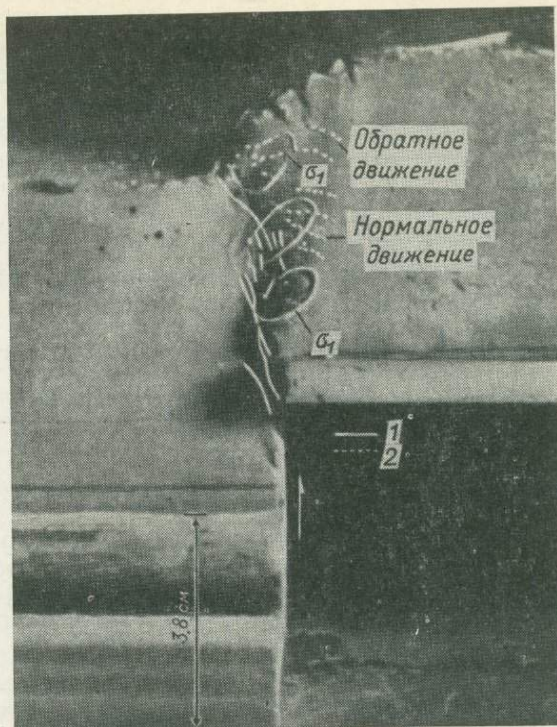


Рис. 9-12. Эксперименты на моделях из разных материалов, демонстрирующие результаты вертикальных движений отдельного участка фундамента (по Сенфорду [Sanford, 1959]).

Рис. 9-13. Эксперимент с моделью из глины, в ходе которого поднимается блок фундамента, возникают взбросы (1) и антигетические по отношению к ним сбросы (2).

Последние обычно сигмоидальные с падением от горизонтального до пологого и очень малым смещением. Обратите внимание на поворот максимального главного сжимающего напряжения (σ_1) и вытекающие отсюда изменения пространственного положения антигетических сбросов вдоль зоны взброса. Эллипсы представляют собой деформированные окружности (по Лоуэллу [Lowell, 1970]).



Синтетические и антигетические взбросы. Главный взброс может сопровождаться несколькими второстепенными нарушениями того же характера. Эксперименты на моделях (рис. 9-12) показывают, что и второстепенные взбросы располагаются кулисно с падением в сторону поднятия.

Система антигетических трещин и взбросов описана Лоуэллом [Lowell, 1970] по данным экспериментов (рис. 9-13). Экспериментальные взбросы вначале формируются как одна из серий сопряженных сколов, а затем выполаживаются в процессе восходящих движений.

Структуры растяжения. В процессе положительных вертикальных движений блока вокруг него создается возвышенность с довольно размы-

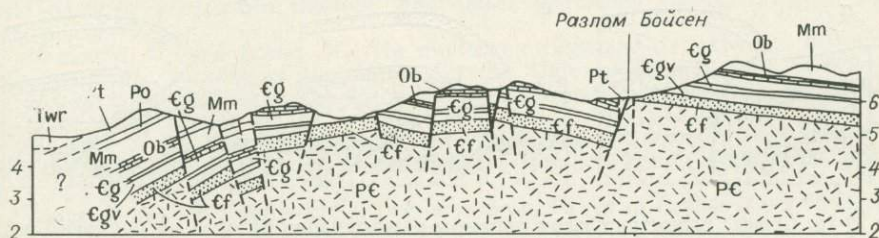


Рис. 9-14. Структурный разрез района Уинд-Ривер-Каньон, штат Вайоминг (по Уайсу [Wise, 1963]).

тыми границами. Ее поверхность стремится к изгибанию и расширению, а возникающие при этом растягивающие усилия приводят к образованию грабенов и ступенчатых сбросов, ориентированных параллельно границам блока, что можно, например, наблюдать в бортовой зоне хр. Уинд-Ривер (рис. 9-14). В результате расширения бортовой зоны блока образуются разрывы и открываются трещины, заложенные в начале поднятия как сколовые нарушения. Латеральное расползание поднятого блока кристаллических пород происходит, по-видимому, за счет открытия огромного числа небольших трещин под действием сил, связанных с гравитационным расползанием и высвобожденных благодаря снятию ограничивающего литостатического давления.

Механический аспект образования взбросов

Механическая основа анализа образования взбросов заложена теоретическими работами Гафнера и Сенфорда наряду с экспериментальными исследованиями Сенфорда [Sanford, 1959] и Лоуэлла [Lowell, 1970]. Созданная Гафнером модель синусоидально изменяющегося вертикального давления на подошву блока допускает развитие потенциальных поверхностей разрывных нарушений с такой же примерно конфигурацией, какая предполагается у взбросов (рис. 7-7 и 7-8). Модель Сенфорда (рис. 9-12) для вертикальных глыбовых поднятий предусматривает образование не только криволинейного основного разлома, но и присводовых бортовых зон поднятого блока с их структурными элементами, возникающими от растяжения. Пользуясь этим методом, Хауорд [Howard, 1966] разработал модель взброса Вильямс-Рендж, штат Колорадо.

Модель Гафнера обходится без предположения о жестком фундаменте, т. е. не нуждается в условиях, которые Сенфорд и Лоуэлл вводили в свои эксперименты, и это позволяет считать взбросы явлением, выходящим за пределы районов, где окаймленные сбросами блоки фундамента испытывают тектонические поднятия; взбросовая структура, видимо, является более общим элементом тектоники вертикальных движений.

Тектоническая ситуация

Наиболее полно задокументированные взбросы на территории Северной Америки находятся в районе Скалистых гор (рис. 9-15). Они сосредоточены в примыкающей к кратону части подвиж-

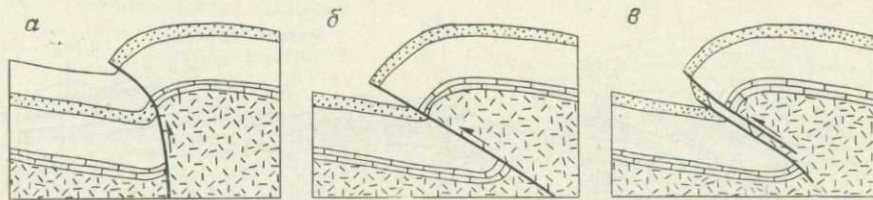


Рис. 9-15. Схемы, иллюстрирующие гипотезы о деформации склонов на примере Средних и Южных Скалистых гор.

a — поднятие блока; *б* — надвиговое поднятие; *в* — складчато-надвиговое поднятие (по Редроуну с ссылкой на работу Берга [Berg, 1962]).

ного пояса, где палеозойский осадочный чехол на докембрийском фундаменте отличается сравнительно небольшой мощностью. Взбросы расположены восточнее более глубинного геосинклинального прогиба, где ларамийский орогенез проявился в надвигообразовании и складчатости, распространявшихся в восточном направлении. Отсюда следует, что взбросы локализованы в зоне тектонической миграции орогенического пояса на восток и действия вертикально направленных сил, источником которых, по всем признакам, была мантия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bartram J. G.*, Elk Basin oil and gas field, Park County, Wyoming, and Carbon County, Montana. In: Structure of typical American oil fields — A symposium, v. II. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1929, Tulsa, Oklahoma, p. 577—588.
- Berg, R. R.*, Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1962, v. 46, p. 2019—2032.
- Berg, R. R.*, and *Romberg, F. E.*, Gravity profile across the Wind River Mtns, Wyoming. Geol. Soc. America Bull., 1966, v. 77, p. 647—656.
- Bruce, Clement H.*, Pressured shale and related sediment deformation: Mechanism for the development of regional contemporaneous faults. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1973, v. 57, p. 878.
- Carl, J. D.*, Block faulting and development of drainage, northern Madison Mountains, Montana. Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, No. 8, p. 2287—2298.
- Carver, R. E.*, Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1968, v. 52, No. 3.
- Casella, C. J.*, Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, pt. 4, Relationship between Precambrian and Laramide structures in the Line Creek area. Geol. Soc. America Bull., 1964, v. 75, p. 969—986.
- Cloos, Ernst*, Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1968, v. 52, No. 3.
- Donath, F. A.*, and *Juo, J. T.*, Seismic-refraction study of block-faulting, south central Oregon. Geol. Soc. America Bull., 1962, v. 73, p. 429—434.
- Drake, C. L.*, and *Girdler, R. W.*, A geophysical study of the Red Sea. Geophys. Jour. Royal Astronomical Soc., 1964, v. 8, No. 5, p. 473—495.
- Foose, R. M.*, *Wise, D. U.*, and *Garbarini, G. S.*, Structural geology of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72.
- Fuller, R. E.*, and *Waters, A. C.*, The nature and origin of the horst and graben structure of southern Oregon. Jour. Geology, 1929, v. 37, p. 204—238.
- Gregory, J. W.*, The African Rift Valleys. Geog. Jour., 1920, v. 56.
- Hager, D. S.*, and *Burnett, C. M.*, Mexia-Talco fault line in Hopkins and Delta Counties, Texas. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1960, v. 44, p. 316—356.
- Hamblin, W. K.*, Origin of «teverse drag» on the downthrown side of normal faults. Geol. Soc. America Bull., 1965, v. 76, p. 1145—1164.
- Hardin F. R.*, and *Hardin, G. C., Jr.*, Contemporaneous normal faults of the Gulf Coast and their relation to flexures. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1961, v. 45, p. 238—248.
- Heezen, B. C.*, and *Ewing, M.*, The midoceanic ridge and its extension through the Arctic basin. In: Geology of the Arctic. Toronto, Univ. of Toronto, 1961, p. 622—642.
- Howard, J. H.*, Structural development of the Williams Range thrust, Colorado. Geol. Soc. America Bull., 1966, v. 77, p. 1247—1264.
- Hughes, D. J.*, Faulting associated with deepseated salt domes in the northeast portion of the Mississippi salt basin. Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. Trans., v. 10, 1960, p. 155—173.
- Irvine, T. N.*, ed., The world rift system. Geol. Survey of Canada Paper 66-14, 1965, Dept. of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Canada.
- Laughton, A. S.*, The Gulf of Aden, in relation to the Red Sea and the Afar depression of Ethiopia. In: The world rift system. Geol. Survey of Canada Paper 66-14, 1966, p. 78—95.

- Lensen, G. J.*, A method of graben and horst formation. *Jour. Geology*, 1958, v. 66, p. 579—587.
- Lowell, James D.*, Antithetic faults in upthrusting. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1970, v. 54/10, pt. 1, p. 1946ff.
- Milanovsky, E. E.*, Continental rift zones; their arrangement and development. In: *Girdler, R. W.*, ed., *East African rifts. Tectonophysics*, 1972, v. 15.
- Ocamb, R. D.*, Growth faults of south Louisiana. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. Trans.*, 1961, v. XI, p. 139—175.
- Prucha, J. J.*, and others, Basement-controlled deformation in Wyoming province of Rocky Mountains foreland. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1965, v. 49, p. 966—992.
- Sanford, A. R.*, Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 19—52.
- Savage, J. C.*, and *Hastie, L. M.*, Surface deformation associated with dip-slip faulting. *Jour. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, No. 20, p. 4897—4904.
- Shand, S. J.*, Rift valley impressions. *Geol. Mag. (Great Britain)*, 1936, v. 123.
- Shelton, J. W.*, Role of contemporaneous faulting during basinal subsidence. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1968, v. 52, No. 3.
- Thompson, G. H.*, Gravity measurements between Hazen and Auston, Nevada — A study of basin-range structure. *Jour. Geophys. Res.*, 1959, v. 64, p. 217—229.
- Tucker, D. R.*, Faults of south and central Texas, *Transactions of the Gulf Coast Assoc. of Geol. Societies*, 1967, v. XVII, p. 144—147.
- Tucker, D. R.*, Lower Cretaceous geology, northwestern Karnes County, Texas. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1968, v. 52, No. 5, p. 820—851.
- Wellman, H. W.*, New Zealand Quaternary tectonics. *Geol. Rundsch.*, 1955, v. 43, p. 248—257.
- Wendlandt, E. A.*, Hawkins field, Wood County, Texas. *Austin, Univ. of Texas Pub.* No 5116, 1951, p. 153—158.
- Willis, Bailey*, Rift-valley types. *Pan. Am. Geologists*, 1936a, v. 63, p. 304.
- Willis, Bailey*, East African plateaus and rift valleys. *Carnegie Inst. Washington Pub.* 470, 1936b.
- Wise, D. U.*, Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl Creek Mountains, Wyo. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1963, v. 47, p. 586—598.

СБРОСЫ СО СМЕЩЕНИЕМ ПО ПРОСТИРАНИЮ, СДВИГИ

Самые крупные из известных разломов относятся к категории сбросов, обладающих большим компонентом амплитуды смещения, направленным горизонтально. Они назывались ранее рифтами, но этот термин не хорош из-за ассоциации с такими структурами типа грабенов, как Восточно-Африканская система рифтов. Определение «поперечный» привилось уже к сбросам, секущим локальные структуры, тогда как рассматриваемые разрывные нарушения часто протягиваются параллельно общему простиранию поясов дислокаций. В последние три десятилетия широкое распространение получил термин «сдвиг». * Андерсон [Anderson, 1951] выделяет сдвиги в качестве одного из трех главных классов разрывных нарушений, образовавшихся в результате тектонических движений по некоторой плоскости в серии сопряженных сколовых трещин (рис. 7-2). Представляется вероятным, что такого рода нарушения могут и не быть следствием чисто скальвания. Ввиду такой возможности и еще потому, что более крупные из разломов данной категории, по всей вероятности, проходят если не через всю толщу литосферы, то во всяком случае через значительную ее часть, Кэри предложил для их описания термин мегаскол [Carey, 1958].

Особой разновидностью сбросов со смещением по простиранию являются трансформные разломы (сдвиги, типичные для срединно-океанических хребтов и смещающие их в плане), которые в настоящее время входят важным понятием в теорию спрединга океанического дна. Хотя плоскость горизонтального смещения и параллельна простиранию этих разломов, движения в ней имеют обратный знак по отношению к кажущемуся смещению хребтов в плане. Трансформные разломы либо разбивают хребты на сегменты, растущие с различной скоростью, как предполагает Вильсон [Wilson, 1965], либо разобщают смежные линии спрединга (см. гл. 17).

* Сводку по сбросовой тектонике см. в работе [Wilcox, Harding, Seely, 1973].

Характеристики зон разлома со смещением по простиранию

Смещения вдоль некоторых крупных сдвиговых зон измеряются сотнями километров. Разрывное нарушение интерпретируется как первично сколовое явление, причем разломы этого типа рассматриваются многими современными геологами как некоторый результат горизонтального сжатия (например, как отвечающие одному из сопряженных сколов). Для сдвиговых зон типичны прямолинейные следы на дневной поверхности даже при пересечении сдвигами высокого и сильно расчлененного рельефа. На этом основании говорят о крутом падении сдвиговых зон, не зная истинного угла их падения.

Обнажения сдвиговых структур встречаются редко, но врезания долин в отдельные крупные разломы со смещением по простиранию все же дают информацию о деталях внутреннего строения зон описываемого типа. Так, в зоне разлома Сан-Андреас породы брекчированы и милонитизированы. Дробление, смятие и милонитизация пород в поясе до 1,5 км шириной характерны для разлома Грейт-Глен в Шотландии и Альпийского разлома на территории Новой Зеландии. Вмещающие породы превращены в катакластические сланцы с развитием в них множества почти вертикальных трещин. На отдельных участках катаклазированных пород встречаются пегматитовые тела.

Доказательства сдвиговых смещений. Смещения по простиранию разлома наиболее наглядны, когда он пересекает и расчленяет линейные структуры. Новейшие движения по разлому Сан-Андреас и Альпийскому (Новая Зеландия) проявились в горизонтальных смещениях таких геоморфологических форм, как современные конусы выноса, отложения речных террас, ледниковые морены и прибрежно-морские террасы. Речные русла резко изменяют свое направление соответственно сдвиговым смещениям. Их можно наблюдать и на примере смещений созданных человеком сооружений: автомагистралей, железных дорог, защитных заграждений и т. д. Палеотектонические движения определяются по относительным сдвиговым смещениям интрузивных тел определенного состава (например, по разлому Грейт-Глен), структурных элементов, береговых линий и осадочных фаций.

Данные о движениях в плоскости разлома Сан-Андреас. Обширная литература посвящена вопросу о размере смещения по разлому Сан-Андреас (рис. 10-1 и 10-2). Он расположен в районе кайнозойских деформаций земной коры, где наблюдаются сложные стратиграфические и структурные соотношения. Бассейны седиментации примыкают к разрывным нарушениям и находятся между ними, будучи сформированы в условиях активного рифтогенеза, когда накопление осадочных толщ, мощность которых местами превышает 15 км, происходило во время ряда морских трансгрессий и регрессий. Обычный способ определения смещений по измерениям пробелов между разобщенными частями маркирующих горизонтов с известными элементами залегания в данном случае наталкивается на значительные трудности из-за деформации маркирующих горизонтов после первичного сдвигообразования. Кроуэлл [Crowell, 1962]

приходит к выводу, что наиболее надежное обоснование фактами получает представление о правостороннем тектоническом движении по рассматриваемому разлому приблизительно на 200 км со времени раннего миоцена. Послемеловая амплитуда смещения 350—500 км также допустима, однако «оценка этих цифр в смысле их надежности расходитя на целые порядки». Судя по первой из приведенных цифр, средняя скорость смещения составляет 1 м в столетие.

Хотя представление о сдвиговой природе в районе Сан-Андреас большинства разрывных нарушений и пользуется широким признанием, существуют неоспоримые свидетельства о том, что местные вертикальные нарушения достигают больших амплитуд, и некоторые геологи* предпочитают говорить о преимущественно сдвиговых нарушениях. Разлом Сан-Андреас теперь часто истолковывают как трансформный, связывающий разлом Мендосино с гребнем океанического хребта в Калифорнийском заливе. Эта идея используется при тектоническом анализе строения района Кордильер.

Данные о смещениях по разлому Грейт-Глен. Разлом Грейт-Глен геологи считали нормальным сбросом до 1946 г., когда У. К. Кеннеди следующим образом суммировал данные о горизонтальном смещении в плоскости этого разлома.

* Эта проблема детально анализируется в работе Пасколла и Оффа [Paschall, Off, 1961].

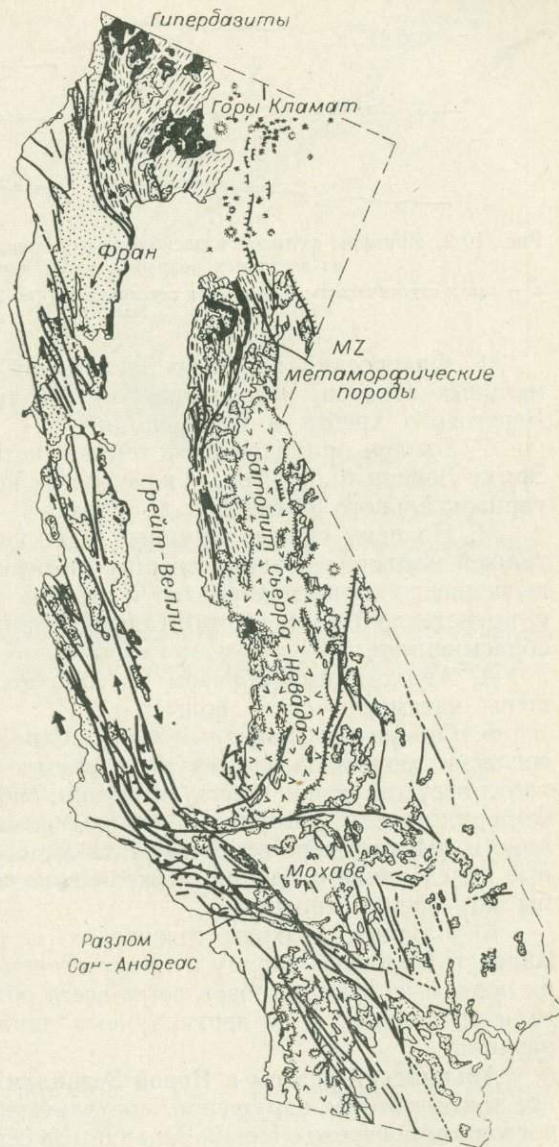


Рис. 10-1. Обзорная карта основных тектонических элементов Калифорнии с изображением главных разломов, батолита Сьерра-Невада и метаморфических комплексов (по Тектонической карте США, 1961).

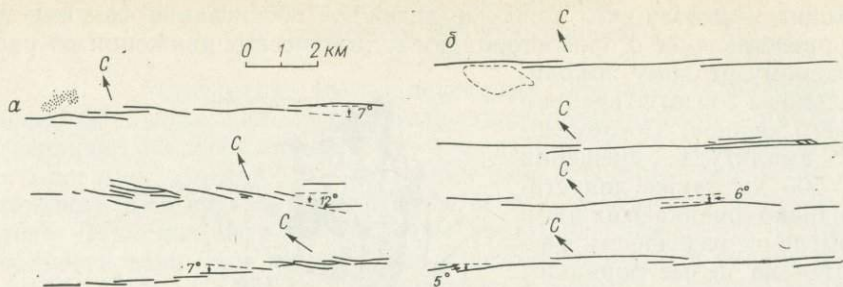


Рис. 10-2. Примеры кулисного расположения трещин, типичного для самых современных из активных разрывов вдоль разлома Сан-Андреас.
 а — левая ступенчатость; б — правая ступенчатость (по Уолласу в работе Ковача и Нура [Kovach, Nur, 1973]).

1. Физический характер дислокаций не отвечает большинству нормальных сбросов, напоминая вместе с тем крупные продольные сколы Берегового хребта в Калифорнии.

2. Разлом принадлежит к той же системе, что и разломы Стратконон, Эрихт-Лейдон и Лох-Тей, у каждого из которых установлены амплитуды горизонтального смещения до 8 км.

3. По нему смещен крупный пояс интрузивной деятельности, охватившей мойнские сланцы северных возвышенностей и Грампианской возвышенности, причем характер и степень смещения хорошо увязываются с представлением о горизонтальных движениях, а не с вертикальным сбрасыванием.

4. Аналогичным образом на соразмерные расстояния по нему смещены метаморфические зоны.

5. Он срезает гранитный массив Стронциевый, южная часть которого согласно детальной структурной съемке полностью отсутствует. Мало того, отсутствующая часть интрузии вполне отождествима с массивом Фойерс, породы которого обнажены по другую сторону от линии разлома в 104 км северо-восточнее и также срезаны разломом. Обе эти крупные каледонские интрузии сложены породами идентичного типа и сравнимы по своему строению.

6. Наконец, выходы льюисских и торридонских пород на о-вах Азлей и Колонсей наряду с присутствием плоскости Мойнского надвига на первом из этих островов легче всего объяснить, допустив возможность горизонтальных, а не вертикальных движений вдоль рассматриваемого разлома.

Альпийский разлом в Новой Зеландии. Альпийский разлом — крупное тектоническое нарушение, протягивающееся от зал. Милфорд на юго-восточном побережье Новой Зеландии до северной оконечности о. Южного, где он теряется в прол. Кука. След нарушения прямой, а зона разлома проходит между отложениями самого различного возраста и литологического состава (в смежных точках с обеих ее сторон). Впервые размер смещения был оценен путем мысленного совмещения отложений структурного носа крупной выклинивающейся синклинали на юге с аналогичными

образованиями района Нельсон на севере (рис. 10-3). Бросается в глаза сходство характера и мощности верхнепалеозойских стратиграфических подразделений на севере и юге вдоль разлома, по которому они смещены приблизительно на 500 км. Смещение по простиранию Альпийского разлома доказывается развитием своеобразной системы складчатости, нанесенной Арнольдом Лилли в районе горы Кука на геологическую карту, где показано крутое погружение осей складок, образовавшихся, по-видимому, за счет волочения вдоль сбросов, параллельных Альпийскому разлому (рис. 10-4). Новозеландские Альпы, расположенные с восточной стороны от оси разлома, возвышаются на тысячу метров над рельефом западной стороны, свидетельствуя тем самым о большой вертикальной компоненте смещения по разрывному нарушению, которое некоторые геологи считают крутопадающим обратным сбросом. Не ясно, продолжается ли Альпийский разлом на о. Северный, поскольку, хотя там на его простирании и прослеживается несколько разрывных нарушений, ни одному из них не присуще большое горизонтальное смещение. В последние годы Альпийский разлом стали истолковывать как трансформный.

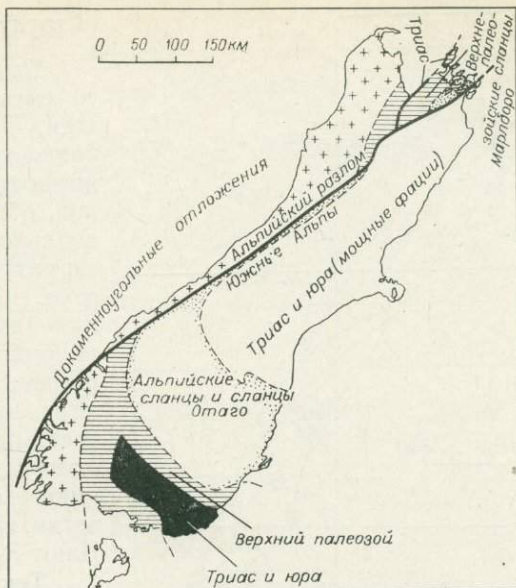


Рис. 10-3. Обзорная карта с изображением Альпийского разлома и докембрийских отложений о-ва Южного (Новая Зеландия).

480-километровое горизонтальное смещение в плоскости сдвига зафиксировано по соответствию региональных фациальных зон с противоположных сторон Альпийского разлома на севере и юге острова (по Уэлмену [Wellman, 1952]).

считают крутопадающим обратным сбросом. Не ясно, продолжается ли Альпийский разлом на о. Северный, поскольку, хотя там на его простирании и прослеживается несколько разрывных нарушений, ни одному из них не присуще большое горизонтальное смещение. В последние годы Альпийский разлом стали истолковывать как трансформный.

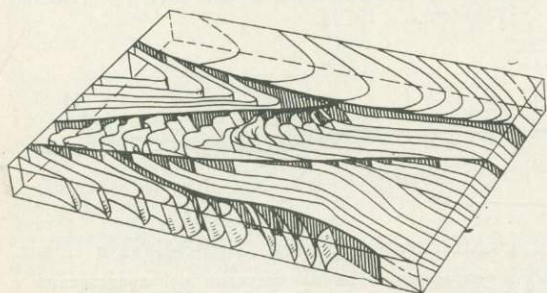


Рис. 10-4. Складки с крутым погружением осей, расположенные вдоль вертикального сброса в новозеландских Альпах (по Редруну со ссылкой [Lillie, 1964]).

Структуры, связанные со сдвигами *

Прямолинейность многих сбросов со смещением по простиранию является, по-видимому, их типичной особенностью. Разлом Сан-Андреас частично построен из прямолинейных отрезков, образующих параллельные, но несколько разрозненные ряды. Другие структуры подобно зоне Калаверас (рис. 10-5) состоят из многочисленных линейных отрезков, образующих незакономерные сплетения. Разрывные нарушения расщепляются и вновь смыкаются, напоминая картину, создаваемую срезами вдоль надвига. Многие из таких систем не выдерживаются по простиранию или распадаются на отдельные ветви, как это происходит в зоне разлома Дашт-Э-Баяз (рис. 10-6).

Тектонические депрессии и вздутия.

Для некоторых сдвигов характерны тектонические депрессии и вздутия (например, для разлома Хоуп, рис. 10-7). По разлому Хоуп движения происходили в плейстоцене и депрессии выражены в современном рельефе. Происхождение депрессий увязывается с кулисными смещениями сдвигового следа на поверхность. Депрессия возникает в том месте, где смещение следа происходит при продолжении движений по разлому. Следует подчеркнуть, что депрессии отвечают тем случаям, когда смещение сдвигового

* Анализ строения новозеландских разломов содержится в работе Бишоп [Bishop, 1968], а сравнение структурных элементов вдоль разломов различного размера можно найти у Чаленко [Tchalenko, 1970].

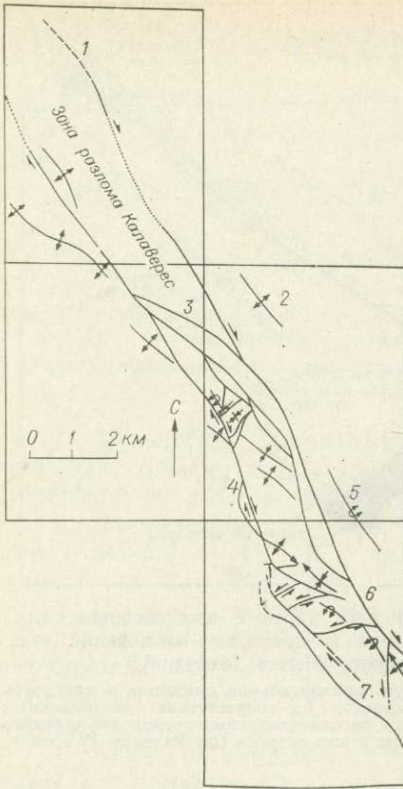


Рис. 10-5. Часть зоны разлома Калаверас в Калифорнии.

Видны разветвления трещин вдоль разлома и складки, образовавшиеся вследствие подвижек вдоль зоны разлома. Сравните эту картину с эллипсом напряжений на рис. 10-9. 1 — Саутгемптонский разлом; 2 — синклиналь Пакеко; 3 — разлом Франклин; 4 — разлом Пас-Трампус; 5 — синклиналь Уолнет-Крик; 6 — разлом Сунол; 7 — разлом Болингер (заимствовано у Соула [Saul, 1967]).

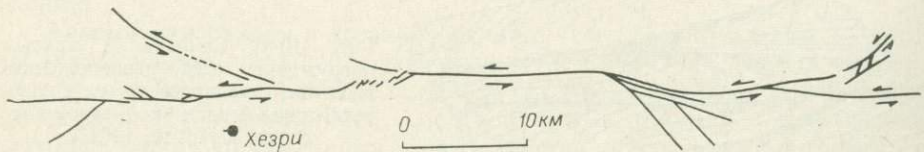


Рис. 10-6. Картина, характерная для крупных сдвигов, разлом Дашт-Э-Баяз в Иране. Обратите внимание на его косые ответвления и непрерывную линию выходов непосредственно к востоку от Хезри (по Чаленко и Берберью [Tchalenko, Berberiau, 1975]).

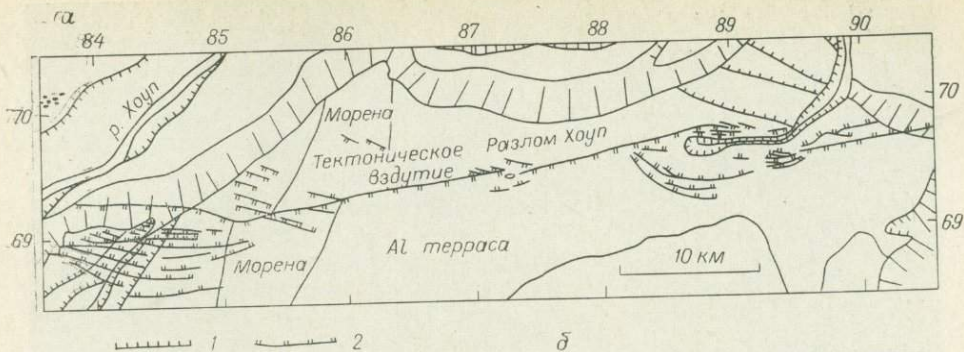


Рис. 10-7.

а — карта нижней части долины р. Хоуп. Показаны аллювиальные террасы (1) и разломы или оползни, уступами выраженные в рельефе (2); б — схематически представленные в плане раскрытия (1) и тектонические вздвигания или надвиги (2) между кулисно расположенными сегментами правых и левых сдвигов (по Клейтону [Clayton, 1966]).

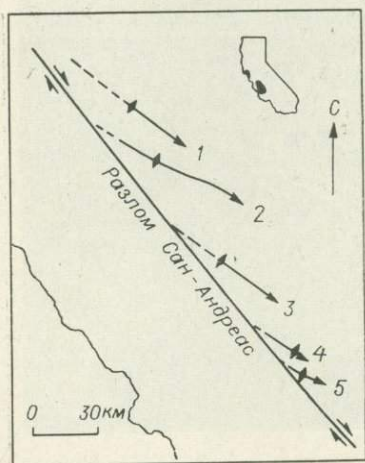
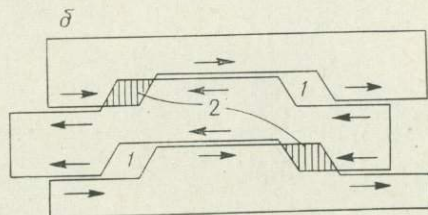


Рис. 10-8. Складки волочения вдоль разлома Сан-Андреас, Калифорния.

Сравните с эллипсом напряжений на рис. 10-9. 1 — антиклиналь Черво; 2 — антиклиналь Коалинга; 3 — антиклиналь Орчард; 4 — антиклиналь Мак-Дональд; 5 — антиклиналь Саймрик (по Муди и Хиллу [Moody, Hill, 1956]).

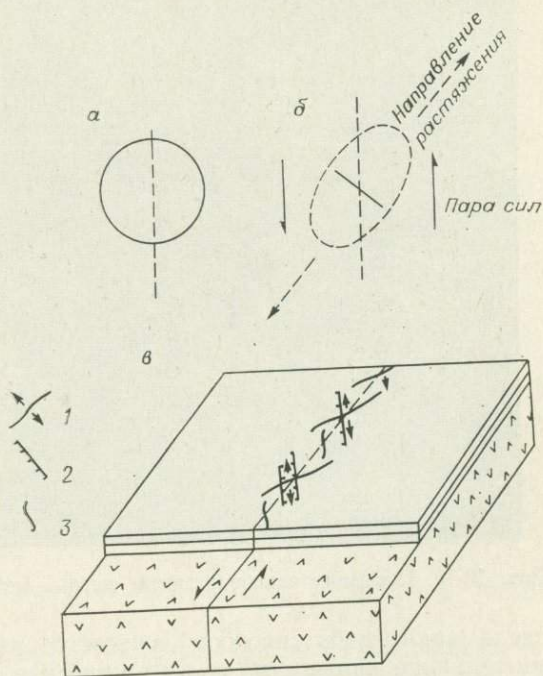


Рис. 10-9.

а — схема, показывающая воображаемую круговую область отложенный над крутопадающим сдвигом; б — та же область, нарушенная движениями по разлому; в — структурные элементы в зоне сдвига; 1 — складки; 2 — нормальный сброс; 3 — трещина растяжения (открытая).

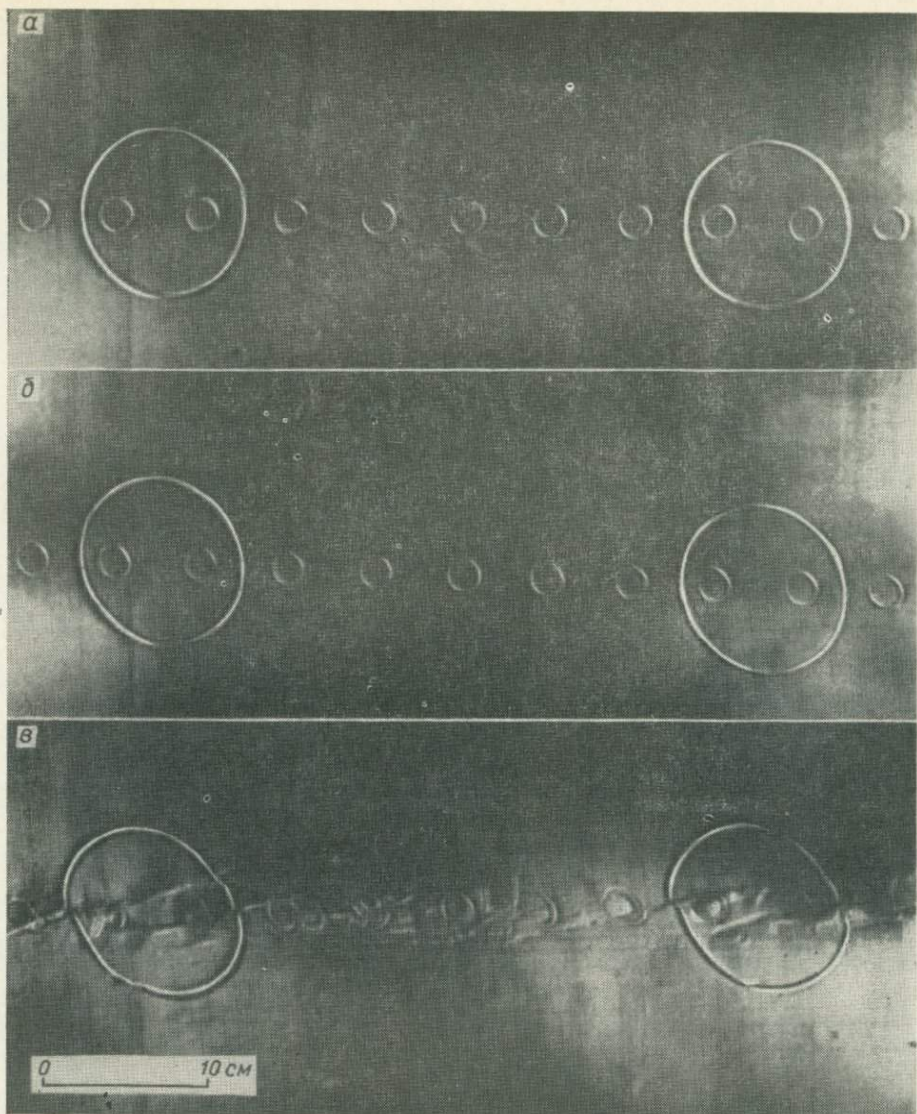
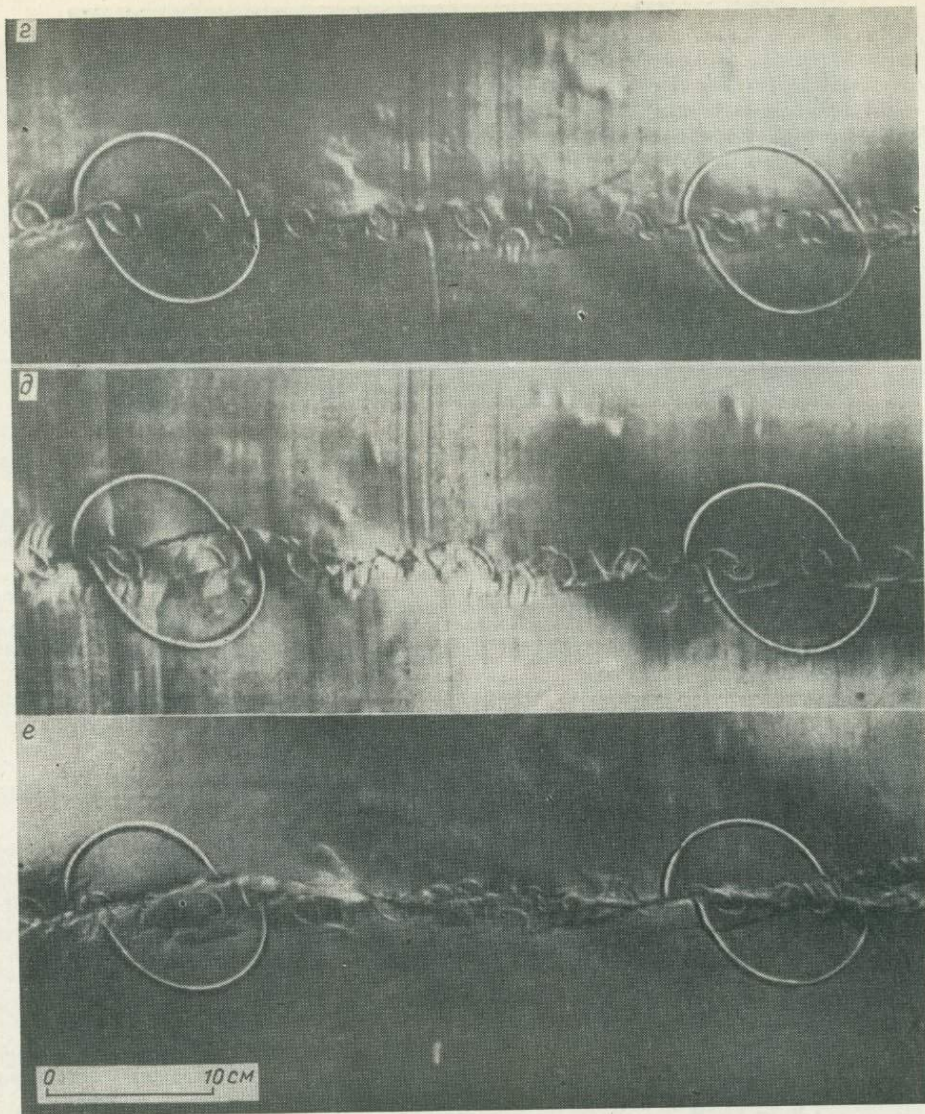


Рис. 10-10. Последовательное развитие разрывных нарушений и деформаций вдоль ле-

следа каким-либо способом сочетается по направлению со знаком горизонтального движения, а тектонические вздутия и генетически связанные с ними малые надвиги образуются при обратных направлениях следа и его смещений [Clayton, 1966].

Кулисные складки, сдвиги и трещины. В ряде случаев сдвиги связаны с поясами антиклиналей и синклиналей с двойным погружением осей.



вого сдвига, полученного в глиняной модели (по Уилкоксу и др. [Wilcox e. a., 1973]).

Как это имеет место в зоне Калаверес, такие складки могут располагаться в виде пояса, ограниченного сдвигом с какой-либо из своих сторон; иногда они сосредоточены по одну сторону главного разлома, как показано на рис. 10-8, иногда же — в той части осадочного чехла, которая перекрывает слепую зону сдвига глубокого заложения. Рассматриваемые складки ориентированы по схеме на рис. 10-9 таким образом, что их оси протяги-

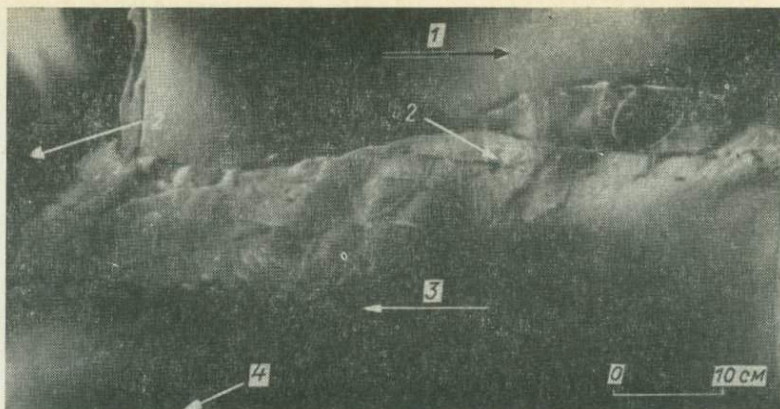


Рис. 10-11. Показанная в плане глиняная модель обрамленного надвигами рубца, обрамленного движениями в зоне сдвига под ним и параллельно этой зоне.

Сдвиговая структура в глине была создана конвергентными правосторонними движениями между двумя подстланными оловянными пластинами; если смотреть в плане, то нижняя пластина проталкивалась влево относительно неподвижной верхней пластины, двигаясь под углом 15° к ней. Таким путем вводился добавочный сжимающий компонент. Кулисные антиклинальные складки закладывались на первоначально гладкой верхней поверхности глины, протягиваясь параллельно длинным осям деформированных эллипсов. Вскоре после этого одновременно с ростом антиклинальных складок развились синтетические правые сколы, располагавшиеся под небольшим углом к сдвигу в подстилающих пластинах, а также антитетические левые сколы, крутые по отношению к подстилающему сдвигу. На более поздней стадии горизонтальных подвижек образовалось поднятие (рубец), параллельное расположенной ниже сдвиговой зоне. Борты этого поднятия явно надвинуты. 1 — относительное движение; 2 — края фиксированной верхней оловянной пластины (под глиной); 3 — движение; 4 — края мобильной нижней оловянной пластины (под глиной) (по Лоуэллу [Lowell, 1972]).

ваются диагонально по отношению к общему простиранию главных сдвигов.

Описанные выше складки часто пересекаются поперечными нормальными сбросами, которые, по-видимому, представляют собой структуры растяжения. Кулисные трещины и сбросы являются характерной особенностью сдвигов независимо от масштаба явления [Tchalenko, 1970]. Эти разрывные нарушения четко обозначены в зонах сдвига, часто присутст-

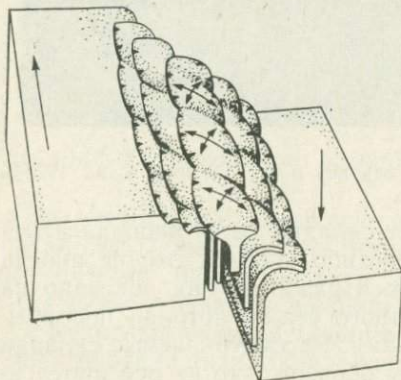


Рис. 10-12. Схематически показанный принцип образования обрамленного надвигами шовного поднятия, причиной которого служит конвергентное смещение по сдвигу или трансформное движение.

Показаны части плит или блоков, один из которых направляется к другому под небольшим углом в той же самой плоскости (конвергентно). Возникает проблема пространства, и самым легким разгрузочным направлением для теснящегося материала оказывается вертикальный подъем. Образуется шов с сужающимися книзу клиньями и надвинутыми краями. Надвиги не обязательно столь симметричны, как на рисунке (по Лоуэллу [Lowell, 1972]).

вуга и в осадочном чехле над установленной или предполагаемой зоной слепого сдвига, как это можно наблюдать в зоне Озерного бассейна, штат Монтана, и в зонах восточной части Оклахомы.

Экспериментально полученные сдвиги. Ряд структурных элементов, наблюдаемых в зонах сдвиговых нарушений, удалось получить в опытах с глиной. Уилкоксом с соавторами [Wilcox et al., 1973] для показа эволюции напряжений над зоной перемещений использовалась глиняная покрывка (пирог) с нанесенным на нее рядом кругов (рис. 10-10). В начальной стадии круги деформируются в эллипсы напряжений, но по мере роста усилий создается зона трещин, располагающихся кулисно под небольшим углом к направлению смещения. На более поздних стадиях смещение происходит по трещинам, которые делят эллипсы напряжений на смещенные части.

В другом эксперименте с использованием глины Лоуэлл [Lowell, 1972] воспроизвел движение по простиранию разлома, но с попутным сужением нарушенной зоны. Кулисные трещины, подобные описанным выше, у него получились, однако выпирание глины из зоны разлома при ее сужении образовало рубец, ограниченный с обеих сторон надвигами и серией кулисных складок (рис. 10-11 и 10-12).

Представления о механизме сдвигов

Идеи Андерсона, касающиеся пространственного расположения разрывных нарушений, развивались Мууди и Хиллом [Moody, Hill, 1956] применительно к проблеме происхождения сдвиговых структур.

Направление главного напряжения сопровождается образованием серии сопряженных сколов (сколов первого порядка) при нарушении сплошности породы (рис. 10-13). Они ориентированы под углом около 30° к направлению главного напряжения. Как только образовались первые сколы, происходит перестройка местных стрессовых условий (в связи с развитием внутренних сил в процессе подвижек по разлому) и открывается возможность для заложения второй серии сколов. Вдоль структур второго порядка аналогичным образом может развиваться серия сколов третьего порядка; структурные элементы четвертого порядка протянутся параллельно уже существующим структурам первых порядков. Всего предусматривается восемь направлений скальвания и три — сжатия. Эта теория применялась при изучении крупных сдвигов, и действительно, многие складки и малые сбросы протягиваются в полном соответствии с предсказанной ориентацией (рис. 10-13). Адекватность теории фактам трудно все же проверить ввиду крайней многочисленности выдаваемых ею направлений скальвания и складчатости. Они так многочисленны, что почти любая складка или сброс ложатся близко к тому или иному предсказанному азимуту.

Структуры, соразмерные с разломом, о которых шла речь, целесообразнее рассматривать как результат простого скола под действием вращательного момента, чем относить их к явлениям чистого скальвания. Крупные сбросы со смещением по простиранию уходят на большую глу-

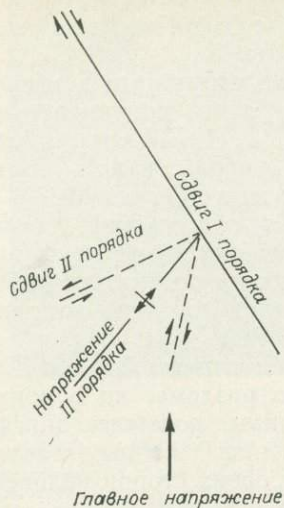


Рис. 10-13. Пространственное положение сколов второго порядка, образующихся при переориентации напряжений после заложения свола первого порядка (по Мууди и Хиллу [Moody, Hill, 1956]).

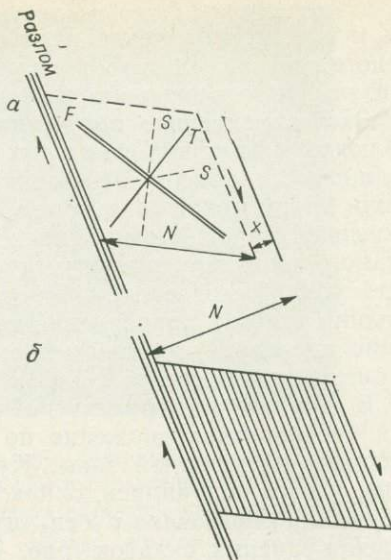


Рис. 10-14. Простой скол (б) и вращательный момент (а), предусматривающие пространственное положение складок F , трещины растяжения T и сколов S .

бину, пересекая, возможно, всю толщу литосферы, и, несмотря на хрупкую реакцию пород вблизи поверхности, встречают пластичные материалы, реакция которых определяется большим литостатическим давлением и повышенной температурой. Поэтому мы не вправе считать литосферу физически однородной оболочкой Земли. Пространственное положение складок и побочных разрывных нарушений также не вполне объяснимо, если исходить из их причинной связи с простым скалыванием. Главный сдвиг является средоточием сколовых нарушений, но вращательный момент действует в пределах более широкой полосы, деформируя материал этой зоны. Если деформация выражена простым сколом на всем ее протяжении, такая зона изобилует параллельными плоскостями смещений, но при сжимающем усилии, действующем вкост ее простираения, неизбежно некоторое сужение зоны с образованием ромба деформации, показанного на рис. 10-14, где F — пространственное положение потенциальных складок, S — трещины свола и T — трещины растяжения. Можно полагать, что глубинным условиям зоны отвечает нижняя часть схемы, а приповерхностным — верхняя.

Кулисно построенные пояса дизъюнктивных и пликативных дислокаций в осадочных толщах Оклахомы и зоны разломов Най-Боулер и Озерного бассейна в Монтане можно рассматривать как результат движений по слепому глубинному разлому, не имеющему непосредственного выхода в осадочный чехол. Механизм развития таких структур представляется в следующем виде.

Предположим, что в фундаменте происходит сдвиговое смещение, прямо не проникающее сквозь отложения чехла. Горизонтальные подвижки в фундаменте вызывают волочение перекрывающих его отложений. На некотором расстоянии от разлома с той или другой стороны от него породы пассивно перемещаются вместе с фундаментом. Вращательный момент, приложенный за внешней границей разлома, растягивает материал в одном направлении, создавая условия для образования трещин растяжения, и сжимает породы в другом, перпендикулярном к нему направлении, что служит причиной возникновения складок, вздутий и антиклиналей с двойным погружением осей. Первоначально округлая форма в осадочном чехле над разломом получает под действием вращательного момента эллиптическую конфигурацию (рис. 10-9). Реакция осадочного чехла на растяжение проявляется в разрывных нарушениях, представленных нормальными сбросами с перпендикулярным к удлинению простиранием.

Вертикальные движения в системе сбросов со смещением по простиранию

Превышение рельефа по профилю, пересекающему сбросы со смещением по простиранию, часто бывает очень большим. Новозеландские Альпы достигают высоты 3600 м к востоку от Альпийского разлома; глубокие бассейны седиментации формировались в непосредственной близости к разлому Сан-Андреас; наконец, смещения по падению являются обычным компонентом подвижек вдоль многих новейших разломов с преимущественно сдвиговым смещением. Во время землетрясений в Танго и Иду, Япония [Chinnery, 1961] вертикальная подвижка на 40 см сопровождала горизонтальное смещение в несколько метров. Смещения по падению наблюдались и при землетрясении в Сан-Фернандо 1971 г. Наличие явных признаков смещений по падению и неоднозначность, столь часто вкрадывающаяся в определение смещений по простиранию, вызвали длительную дискуссию по поводу происхождения такого рода разломов. При этом учитывалось, что вертикальный компонент присоединяется к горизонтальным подвижкам при затухании сбросов со смещением по простиранию.

Интересный подход к решению этой проблемы содержится в работах Чиннери [Chinnery, 1961, 1965] и Пресса [Press, 1965]. Математический анализ проявлений сдвигов на дневной поверхности опирается на теорию упругих дислокаций, разработанную Стакети. В основе анализа лежат такие допущения: разлом вертикален; дви-

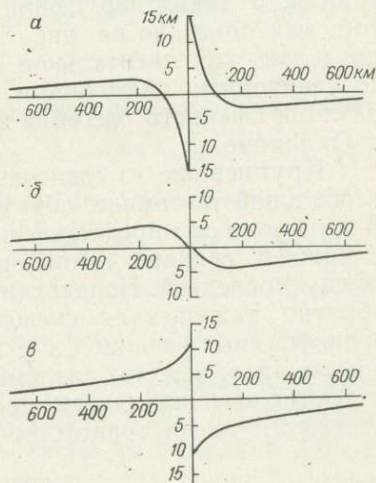


Рис. 10-15. Вертикальные перемещения в плоскости $y_1 = L$ для гипотетического разлома длиной 2000 и глубиной 100 км при сдвиге на 200 км.

а — на дневной поверхности; *б* — на полпути вниз по разлому; *в* — у нижнего края разлома (по Чиннери [Chinnery, 1965]).

жение выражается в смещении по простиранию; земная кора реагирует, как квазибесконечное упругое тело; дневная поверхность горизонтальна; смещение постоянно на всей поверхности разлома и падает до нуля на небольшом расстоянии от его края. Вычисленные вертикальные перемещения вблизи сдвига для случая, когда его глубина составляет 0,05 его длины, а сдвиг в 2 раза больше глубины, показаны на рис. 10-15. Если вертикальные подвижки накапливаются таким путем за длинный период, суммарное вертикальное смещение может оказаться весьма значительным. Это обстоятельство приобретает значение в связи с большой протяженностью крупных сбросов со смещением по простиранию и большими установленными горизонтальными смещениями по этим разломам. Теория предсказывает, что смещения вдоль разлома должны расходиться ножницами, и способна объяснить крупные вертикальные подвижки вблизи разлома наряду со слабее выраженными региональными поднятиями, отстоящими от него на сотни километров (рис. 10-15).

Тектоническая ситуация сбросов со смещением по простиранию

Сбросы со смещением по простиранию встречаются в самых разнообразных тектонических ситуациях и широко варьируют по своим масштабам. Сдвиги небольшого масштаба характерны для надвиговых зон как в складчатых поясах фолландов, так и в областях глыбовой тектоники. У таких нарушений одна часть блока продвигается дальше другой, как показано на рис. 8-3. В осадочном чехле над зонами смятия в пределах континентальной коры хорошо известны кулисные разломы со сдвиговыми смещениями. В качестве примеров можно привести зону разлома Озерного бассейна в Монтане и небольшие дизъюнктивные зоны в Оклахоме.

Крупнейшие из сдвиговых нарушений играют важную роль в новой глобальной тектонике, образуя один из типов границ литосферных плит. В этой роли они представлены глубинными разломами, приближающимися к нижней границе литосферы, а возможно, даже пересекающими всю толщу последней. Направление движения по некоторым из этих разломов обратно кажущемуся смещению, что установлено, например, в случае трансформных разломов, рассматриваемых в гл. 17. Наиболее четко в этой категории выражены разломы, пересекающие океанические хребты, хотя и другие крупные сдвиги, например разломы Сан-Андреас и Альпийский, считаются теперь трансформными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Achenbach, Abo-Zena*, Analysis of the dynamic of strike-slip faulting. Jour. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 5, p. 866—875.
Anderson, E. M., The dynamics of faulting, 2d ed. Edinburgh, Oliver & Boyd, 1951.
Arthaud, F. et Matte, Ph., Les Décrochements tardo-hercyniens du sud ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation (Late Hercynian wrench-faults in southwestern Europe. Geometry and nature of the deformation). Tectonophysics, 1975, v. 25, p. 139—171.

- Bishop, D. G.*, The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults of New Zealand. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 1968, v. 11, No. 2, p. 405—417.
- Chinnery, M. A.*, The deformation of the ground around surface faults. *Seismol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 51, p. 355—372.
- Chinnery, M. A.*, The vertical displacement associated with transcurrent faulting. *Jour. Geophys. Res.*, 1965, No. 18, v. 70, p. 4627—4632.
- Clayton, Lee*, Tectonic depressions along the Hope fault, a transcurrent fault in North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 1966, v. 9, nos. 1 and 2, p. 95—104.
- Growell, J. C.*, Probable large lateral displacement on San Gabriel fault, Southern California. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1952, v. 36, p. 2026—2035.
- Crowell, J. C.*, Displacement along the San Andreas fault, California. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 71, 1962.
- Cummings, David*, Theory of plasticity applied to faulting, Mojave Desert, southern California. *Geol. Soc. America Bull.*, 1976, v. 87, No. 5.
- Freund, Raphael*, Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran. *Jour. Geology*, 1970, v. 78, No. 2, p. 188—200.
- Freund, Raphael*, Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 1974, v. 21, p. 93—134.
- Garfunkel, Z.*, Transcurrent and transform faults; a problem of terminology. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, No. 11, p. 3491—3496.
- Kennedy, W. Q.*, The Great Glen fault. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 1946, v. 102, p. 41—76.
- Kovach, R. L.*, and *Nur, A.*, Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford University Pub., Geological Sciences, 1973, v. XIII.
- Lajtai, E. Z.*, Mechanics of second order faults and tension gashes. *Geol. Soc. America Bull.*, 1969, v. 80, No. 11, p. 2253—2272.
- Lenson, G. J.*, Analysis of progressive fault displacement during downcutting at the Branch River terraces, South Island, New Zealand. *Geol. Soc. America Bull.*, 1968, v. 79, No. 5, p. 545—556.
- Lillie, A. R.*, Steeply plunging folds in the Sealy Range, southern Alps. *New Zealand Jour. Geol. and Geophys.*, 1964, v. 7, No. 3.
- Lillie, A. R.*, and *Gunn, B. M.*, Steeply plunging folds in the Sealy Range, southern Alps. *New Zealand Jour. Geol. and Geophys.*, 1963, v. 7, p. 403—423.
- Loczy, Louis de*, Role of transcurrent faulting in South American framework. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1970, v. 54, No. 11, p. 2111—2119.
- Lowell, J. D.*, Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83.
- McKinstry, H. E.*, Shears of the second order. *A. Jour. Sci.*, 1953, v. 251, No. 6, p. 401—414.
- Maxwell, J. C.*, and *Wise, D. U.*, Wrench-fault tectonics — A discussion. *Geol. Soc. America Bull.*, 1958, v. 69, p. 927—928.
- Moody, J. D.*, and *Hill, M. J.*, Wrench fault tectonics. *Geol. Soc. America Bull.*, 1956, v. 67, p. 1207—1246.
- Paschall, R. H.*, and *Off, Theodore*, Dip-slip versus strike-slip movement on San Gabriel fault, southern California. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1961, v. 45, p. 1941—1956.
- Picard, L.*, Thoughts on the graben system in the Levant. In: *Irvine, T. N.*, ed., The world rift system. *Geol. Survey of Canada*, paper 66—14, 1965.
- Press, F.*, Displacements, strains, and tilts at teleseismic distances. *Jour. Geophys. Research*, 1965, v. 70, p. 2395—2412.
- Saul, R. B.*, The Calaveras fault zone. *Mineral Info. Service*, 1967, v. 20, No. 3.
- Shawee, D. R.*, Strike-slip control of basin and range structure indicated by historical faults in western Nevada. *Geol. Soc. America Bull.*, 1965, v. 76, p. 1361—1378.
- Smith, G. L.*, Large lateral displacement on Garlock fault, California, as measured from offset dike swarm. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1962, v. 46, p. 85—104.
- Syggate, R. P.*, The Alpine fault: *Roy. Soc. New Zealand Geol. Trans.*, 1963, v. 2, p. 105—129.

Tanner, W. F., Surface structural patterns obtained from strike-slip models: *Jour. Geology*, 1962, v. 70, p. 101—107.

Tchalenko, J. S., Similarities between shear zones of different magnitudes: *Geol. Soc. America Bull.*, 1970, v. 81, no. 6, p. 1625—1640.

Tchalenko, J. S. and *Berberian, M.*, Dasht E Bayaz fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in bed rock: *Geol. Soc. America Bull.*, 1975, v. 86, p. 703—709.

Thom, W. T., Jr., Wedge uplifts and their tectonic significance. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 62, 1955, p. 369—376.

Walsh, J. B., Mechanics of strike-slip faulting with friction. *Journ. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, no. 2, p. 761—776.

Wellman, H. W., The Permian-Jurassic stratified rocks, New Zealand. Symposium on Gondwana Series. *Proc. 19th Int. Geol. Congress*, 1952.

Wellman, H. W., Active transcurrent faulting in New Zealand. *Geol. Soc. America Bull.*, 1952, v. 65, p. 1322.

Wilcox, R. E., *Harding, T. P.*, and *Seely, D. R.*, Basic wrench tectonics. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1973, v. 57, no. 1, p. 74—96.

Wilson, C. W., Jr., Geology of Nye-Bowler lineament, Stillwater and Carbon Counties, Montana. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1936, v. 20, p. 1161—1168.

Wilson, J. T., A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 1965, v. 207, no. 4995, p. 343—347.

ГЕОМЕТРИЯ СКЛАДОК

Термин складка используется для обозначения изгиба существовавшей ранее поверхности, чаще всего стратиграфической. Согласно такому определению складка является вторичной структурой, хотя некоторые складки образуются одновременно с формированием поверхности (например, деформация, происходящая при осадконакоплении).

В породах земной коры складки и флексуры бывают различных размеров — от микроскопических до образующих большие геосинклинальные пояса. Это очень красивые и разнообразные структуры, которые могут образоваться при широком диапазоне физических условий в породах любого типа и в результате многократных стрессов. Некоторые складки можно охарактеризовать с помощью простых геометрических фигур (рис. 11-1), в то время как для других такая аналогия исключается.

Условия формирования складок

Складки и складчатые системы встречаются в разных геологических условиях, но геометрия складок, тип пород и в особенности взаимоотношения складок с сопряженными структурными элементами позволяют установить, каким образом происходило их образование.

Сжатие — одна из основных причин складчатости. Образование складок в условиях сжатия детально изучено и экспериментально, и теоретически. Говоря о тектонике, следует помнить в свою очередь о многообразии причин, вызывающих само сжатие. Проводился, например, такой эксперимент. Материал помещали в коробку с жесткими стенками и дном и выдавливали его в тисках. Зафиксированные дно и стенки и открытый верх коробки являются важными характеристиками процесса. На такой модели приложение сил сжатия происходило извне. Такая модель показательна, если рассматривать континенты и океанические бассейны как жесткие плиты, между которыми образуются геосинклинали, которые впоследствии и подвергаются сжатию.

Ранее при изучении складок считали, что сжатие возникает при сокращении коры, обусловленном охлаждением и общим сжатием Земли. Таким образом объясняли образование складчатых горных поясов. Приводились

разные доводы в опровержение этой идеи, и трудно найти убедительные критерии, доказывающие, что та или иная складка или складчатая система — это действительно результат сокращения коры. Идея сжатия сохраняет свою привлекательность, но это не значит, что оно всегда обязано сокращению коры. Региональное сжатие чаще объясняют теперь полным или частичным столкновением плит, но сжатие может возникнуть и в результате скопления осадков внутри бассейна, ограниченного жесткими блоками при их горизонтальном или вертикальном движении относительно друг друга, а также за счет гравитационного скольжения. Сила тяжести как внутренняя сила, действующая в наклонном пласте, может привести к образованию складок в этом пласте, и складки могут образоваться также перед блоком при его свободном скольжении.

Часто происходит совместное образование складок и разломов, а мелкие складки часто вызываются действием силы волочения по разломам. Толщи осадков могут оказаться смятыми над сбросами в областях, изолированных от действия других складок или сжатия. Там, где обращенные сбросы или надвиги приурочены к складкам, значительно труднее установить, образовались ли сначала складки, а затем прогрессивно развилась их асимметрия и, наконец, разрыв и надвигание или оба процесса были более или менее синхронными. Наличие пологих надвигов со складчатым сместителем показывает, что складкообразование может происходить и после надвигания.

Недиастрофические условия также могут привести к образованию складок с крутым погружением слоев, например между соляными куполами. Складки могут возникнуть и благодаря дифференцированному уплотнению осадков, гравитационному скольжению внутри пластичных слоев осадков или в слоях с высоким поровым давлением, при течениях и движениях внутри или около плутонов, течения льда ледников, а также при деформациях ползучести или течения в породах или почве.

Действия пары сил могут привести к образованию мелких складок, какие возникают при волочении между слоями при их движении относительно друг друга. Такие складки образуются и в сочетании с горизонтальными парами, как, например, кулисообразные складки в осадочном чехле над сбросо-сдвигами, между сдвигами и в зонах горизонтального смещения даже там, где нельзя обнаружить сдвиги (рис. 10-9).

Распознавание складок

Применение тех или иных методов изучения и анализа складок зависит в какой-то степени от размера складок, наличия или отсутствия хороших маркирующих горизонтов, пригодных для картирования. Большие складки с хорошими маркирующими горизонтами выявляются обычно методами геологического картирования, а их форма выражается графически в виде структурных контурных карт, карт изопахит и построенных поперечных разрезов.

В последнее время все больше внимания уделяется анализу мезо- и микроскопических складок в областях развития метаморфических пород

и в регионах с мощными осадочными толщами, где нет хороших маркирующих горизонтов. Очень часто история деформаций бывает сложной и включает повторные деформации. Обычные методы картирования не дают возможности выявить эти структурные особенности, поэтому стали применять новую геометрическую методику. В основном она сводится к сбору крупных образцов, содержащих данные об элементах залегания S -поверхностей и линейных структур, а также детальные сведения о соотношениях разных геометрических элементов. Эти данные сравнивают со статистическим распределением элементов залегания в точках на поверхности простых выбранных гипотетических геометрических моделей, а структурная эволюция деформированной породы выводится по соотношениям структурных и тектонических элементов.

Идеализированные модели складок

Цилиндрические и конические складки. Форму многих складок легко аппроксимировать с помощью цилиндрических или конических моделей (рис. 11-1). Эти модели делают путем вращения линии. Для получения цилиндрической складки линию вращают параллельно самой себе. Коническая складка образуется путем вращения линии, один конец которой закреплен. В проекции карты погружающаяся цилиндрическая складка и коническая аналогичны, но их можно различить с помощью геометрических данных. Удобнее всего использовать точечную диаграмму, на которую данные о простирании складки нанесены в стереоскопической или равноплощадной проекции. Если данные о залегании слоев берутся со всех участков цилиндрической складки, то точки распре-

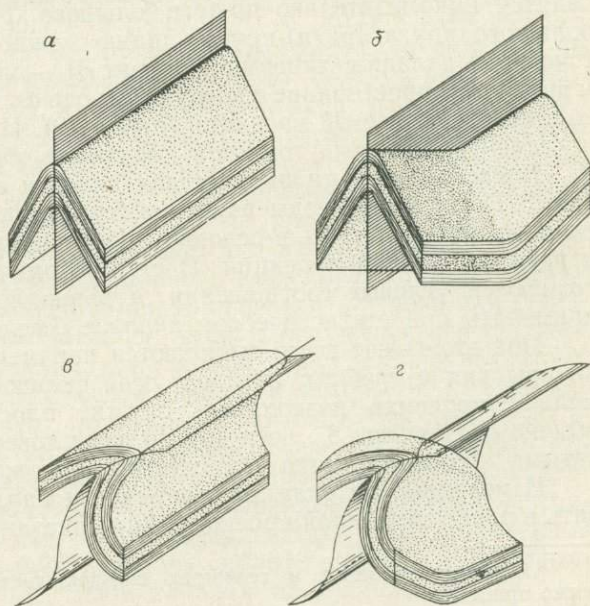


Рис. 11-1. Геометрические свойства складок.

a — плоскостная цилиндрическая складка; *б* — плоскостная нецилиндрическая складка; *в* — неплоскостная цилиндрическая складка; *г* — неплоскостная нецилиндрическая складка с цилиндрической осевой поверхностью (заимствовано у Тернера и Вейса [Turner, Weiss, 1963]).

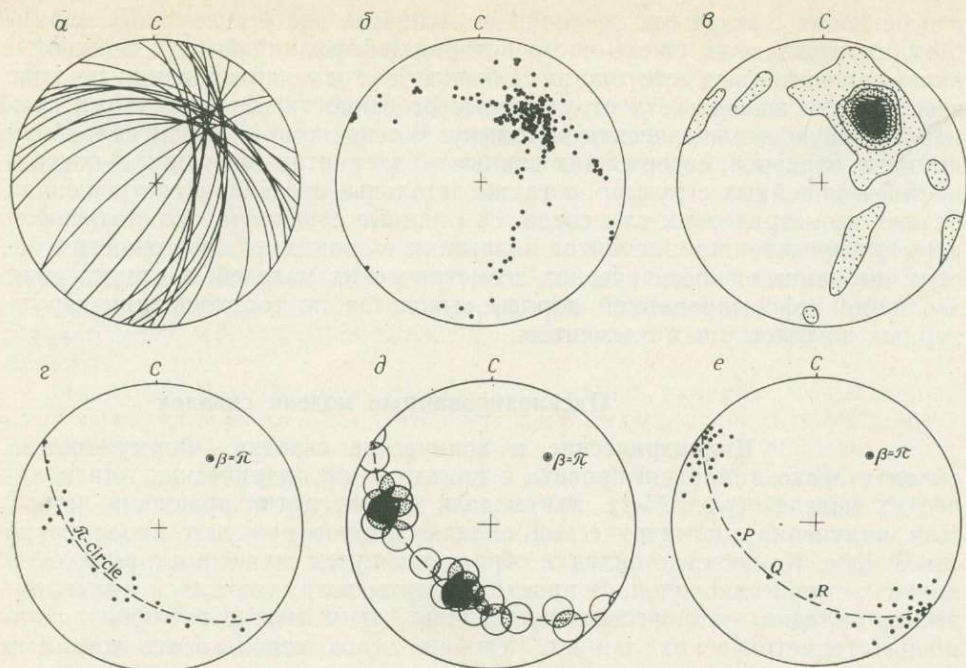


Рис. 11-2. Стереографическое изображение 25 плоскостных элементов поверхности S цилиндрической складки (заимствовано у Тернера и Вейса [Turner, Weiss, 1963]).

делятся приблизительно по дуге большого круга, а для определения дуги большого круга [р_i (π)-круга] линию можно провести через скопления точек. Ось складки (линейный элемент B) — это линия, перпендикулярная к кругу р_i, а простираение и погружение оси складки можно получить прямо со стереографической проекции (рис. 11-2). И аналогично, параметры конической складки на точечной диаграмме образуют дуги малого круга.

Представление цилиндрических складок в стереографической проекции. * В последние годы изучение геометрии микро- и мезоскопических складок производилось в основном при использовании стереоскопической и равноплощадной проекций. В стереоскопической проекции легко распознаются угловые соотношения, а равноплощадную проекцию следует применять при статистическом анализе большого количества данных.

При этом чаще всего выбираются параметры простираения и падения на крыльях и гребнях складок, осей складок и их осевых плоскостей. Если измеряемая поверхность служит плоскостью напластования, ее обычно обозначают S_0 , но и другие типы поверхностей могут быть складчатыми, особенно когда встречаются наложенные складки.

Измеренные на складке поверхности напластования можно представить в равноплощадной проекции, как показано на рис. 11-2, а. Известно,

* Определение типов и геометрии складок дается в словаре в конце главы. См. также прил. Б.

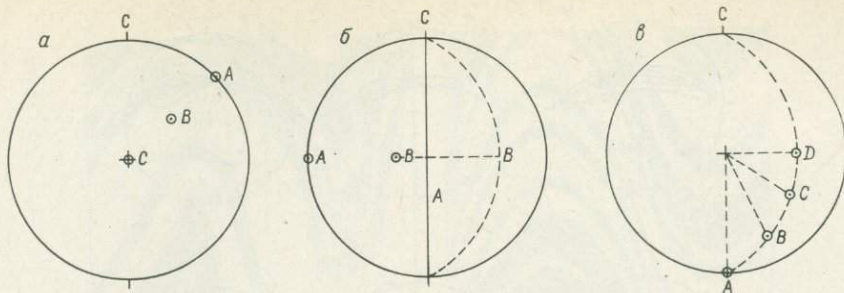


Рис. 11-3.

a — полюса осевой поверхности складок (*A* — прямая складка, *B* — наклонная или опрокинутая складка и *C* — лежачая складка); *б* — стереографическая диаграмма, показывающая осевую вертикальную поверхность и ее полюс (*A*) и осевую поверхность с падением на восток и ее полюс (*B*); *в* — стереографическая диаграмма, показывающая положение осевой поверхности с меридиональным простиранием и малым углом падения на восток (*A*, *B*, *C*, *D* — некоторые возможные положения осей складок; *A* — лежачая складка; *D* — то, что иногда называют лежачей складкой).

что плоскости всегда пересекаются в виде линии. Это линия β , она параллельна оси складки *B* в случае, если складка цилиндрическая. В стереографической проекции линии пересечения представлены точками (рис. 11-2, *б*), при оконтуривании точки дают четкий максимум (рис. 11-2, *в*). Большой круг, параллельный β , — это круг ρ . Круг ρ можно также получить по графику зависимости полюсов и плоскостей напластования по исходным данным и затем установить наилучшее соответствие данных (рис. 11-2, *д* и *е*).

Осевая поверхность складки — это ближайшая поверхность к плоскости, разделяющей складку на две симметричные половины (рис. 11-1); она может быть представлена плоскостью в стереографической проекции или в виде полюса к этой плоскости (рис. 11-3, *а*). Если осевая поверхность вертикальная, как в случае прямой цилиндрической складки, то она представлена линией, пересекающей проекцию, полюс к этой плоскости оказывается на краю круга, а направлением линии служит простирание осевой поверхности *A* на рис. 11-3, *б*. Если осевая поверхность горизонтальная, она оказывается вне проекции в виде круга («экватора»), а если она наклонена, то она образует в этой проекции дугу большого круга с полюсом, отклоненным на 90° (*B* на рис. 11-3, *б*).

Ось *B* цилиндрической складки лежит на осевой поверхности, но здесь она может быть по-разному наклонена в зависимости от погружения складки. Ее фактическое положение можно определить в поле или статистически по точкам β , как указывалось выше. Погружение оси складки измеряется в вертикальной плоскости, в которой лежит ось. Ее не следует путать с углом погружения оси в осевой плоскости, который тоже устанавливается в поле. Разные углы погружения показаны на рис. 11-3, *в*, где ось *A* не имеет падения или погружения, в данном случае это ось лежачей складки; *B*, *C* и *D* — складки со значительным углом наклона (угол наклона — это угол *AOC*, измеренный на осевой поверхности для оси *C*). Положение оси, осевая поверхность и пояса, полученные при нанесении точек и оконтуривании полюсов по отношению к *S*-поверхностям, показаны для разных типов складок на рис. 11-4.

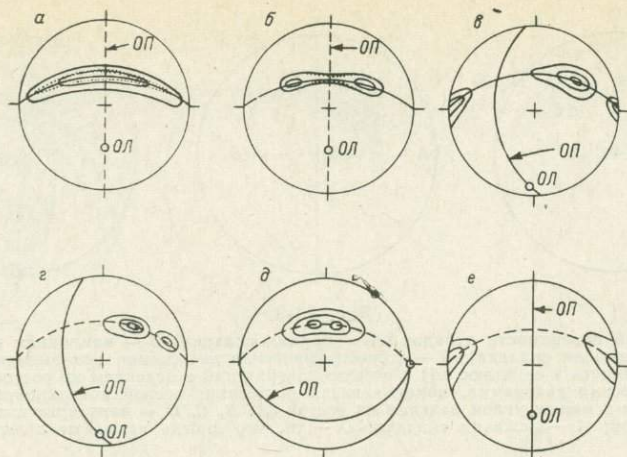


Рис. 11-4. Геометрия некоторых идеальных цилиндрических складок.

ОП — осевая поверхность; ОЛ — осевая линия. Контуры (схематические) — это точки (данные по простиранию и падению для складчатой поверхности), нанесенные на проекцию нижнего полушария. а — открытая складка равномерной кривизны; б — открытая складка с плоскими крыльями; в — асимметричная складка; г — опрокинутая складка; д — лежащая складка; е — изоклиальная складка (по Далстрому [Dahlstrom, 1954]).

Сбор данных в поле на складке приобретает особое значение при интерпретации точечных диаграмм. Если в случае цилиндрической складки выборка представительна, то дуга большого круга, определенная путем измерения элементов залегания, окажется равномерно охарактеризованной, но если большая часть измерений относится к какой-то одной части складки, то соответствующая часть дуги большого круга и будет максимумом. Поэтому следует использовать большую выборку, взятую со всех частей складки. Точечные диаграммы можно интерпретировать следующим образом.

1. Криволинейные складки характеризуются равномерным распределением точек по большой или малой дугам, а угловые складки дают изолированные максимумы.

2. При большом радиусе кривизны шарнира большее количество точек располагается в области шарнира и его легче определить.

3. Осевая поверхность идеальной цилиндрической складки дает точки на дуге большого круга, где осевая линия представлена точкой на ρ -окружности, при разбросе у гребня между максимумами крыльев.

4. Положение оси (когда ось принимается за координатную) определяется линией пересечения β любых двух плоскостей, касательных к цилиндру или конусу. Простирание и падение измеряются в любой точке на складчатом слое и лежат в плоскости, касательной к нему в данной точке. Если учесть, что такие измерения могут быть неточными, то линия β считается наиболее надежной, когда она определяется по большому числу точек на складке. Если последовательно определяемые β -точки (точка пересечения линии с полусферой на проекции называется β -точкой) не расположены близко друг к другу, то складка нецилиндрическая.

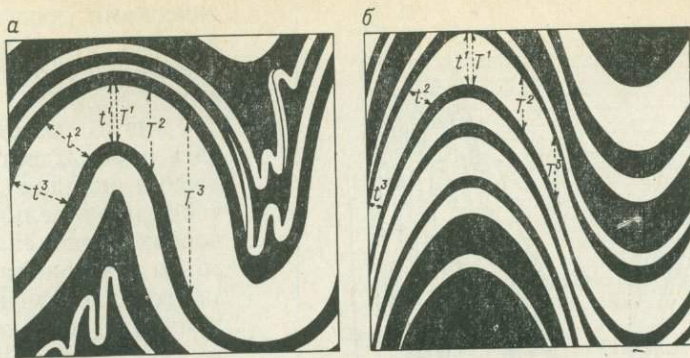


Рис. 11-5. Сравнение геометрии идеальной концентрической (параллельной) (а) и подобной (б) складок.

Обратите внимание на соотношения мощностей слоев и на эффект смятия в ядре концентрической складки (по Рэмсею [Ramsay, 1962]).

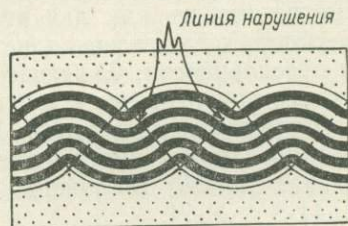
5. Точечные диаграммы идеальных цилиндрических складок показаны на рис. 11-4 для случаев открытых, изоклинальных, асимметричных, опрокинутых и лежащих складок.

Подобные и концентрические складки. Идеальная концентрическая (синоним — параллельная) складка (рис. 11-5 и 11-6) — это складка, в которой пласты параллельны друг другу и которая характеризуется следующей геометрией: 1) истинная мощность пластов, измеренная перпендикулярно к напластованию, постоянная; 2) мощность пластов существенно изменяется в зависимости от положения на складке, если она измеряется параллельно осевой поверхности. Равномерная мощность предполагает изменение формы складки с глубиной. Цилиндрическая антиклиналь на каком-то уровне сначала превращается в выступ, а затем затухает на глубине.

Форма идеальных подобных складок (рис. 11-7) не изменяется с глубиной, но мощность пластов вдоль складки значительно изменяется от участка к участку. Для большинства подобных складок характерно сильное развитие планарных структур, приблизительно параллельных осевой поверхности. Такие планарные структуры обусловлены ориентировкой минералов, трещиноватостью и квиважем. Расслоение часто проходит через последовательные слои в складке, показывая, что некоторые слои были пассивными и не повлияли на форму складок. И наоборот, концентрические складки часто наблюдаются в осадочных толщах разного литоло-

Рис. 11-6. Линии нарушения у идеальных концентрических складок.

Кривизна и радиусы кривизны поверхностей напластования нарушаются при пересечении линией разрыва (по Джонсону и Эллену [Johnson, Ellen, 1974]).



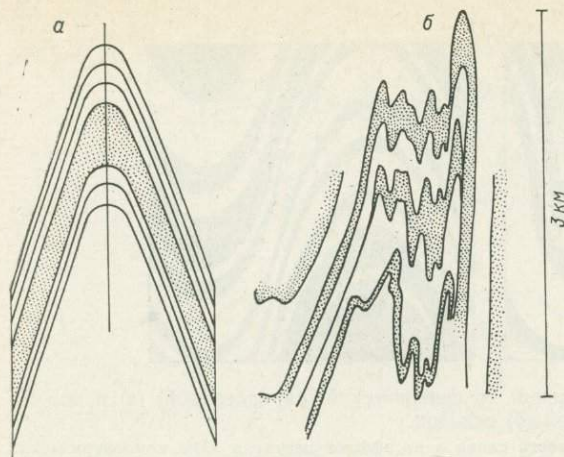


Рис. 11-7. Элементы подобных складок в сечениях, перпендикулярных к осям складок.

a — общий вид подобной складки; *b* — большие подобные складки в Броуки-Хилл, Австралия (по Д. К. Густафсону, Т. К. Барреллу и М. Д. Гэретти (заимствованы из работы Тернера и Вейса [Turner, Weiss, 1973])).

Если складчатые слои в концентрических складках рассматривать как структуры сжатия, где происходит одинаковое сокращение всех слоев по латерали, то их мощность и длина могут оставаться постоянными при сложных пликативных и дизъюнктивных дислокациях в ядрах антиклиналей в сочетании со складчатостью срыва нижележащих не смятых в складки толщ.

Если складчатые слои в концентрических складках рассматривать как структуры сжатия, где происходит одинаковое сокращение всех слоев по латерали, то их мощность и длина могут оставаться постоянными при сложных пликативных и дизъюнктивных дислокациях в ядрах антиклиналей в сочетании со складчатостью срыва нижележащих не смятых в складки толщ.

В этом случае объем сокращенной массы материала будет представлен антиклинальным поднятием.

Продольный и поперечный изгиб. Термины складки поперечного и продольного изгиба часто считают синонимами, но Хиллз [1953] рассматривает их как два типа складок. Складки продольного изгиба образуются, когда толща слоистых пород подвергается сжатию, параллельному расслоенности. Складчатость образуется, когда слои по физическим свойствам анизотропны и дислокация происходит по линиям, более или менее параллельным сжатию. В случае складок поперечного изгиба анизотропия слоев не имеет существенного значения, поскольку сила, вызывающая изгиб, приложена в основном перпендикулярно к слоям (рис. 11-8 и 11-9).

гического состава, где влияние отдельных слоев сказывается на деформации.

Легко реконструировать пласти, смятые в подобные складки: линии течения параллельны осевой поверхности складки, а объем материала пласта, заключенного между двумя линиями течения, такой же, как и в реконструированном пласте между теми же двумя линиями. Реконструкция заключается в возвращении слоев в исходное положение по смещению.

Если отдельные пласти в концентрической складчатости и могут

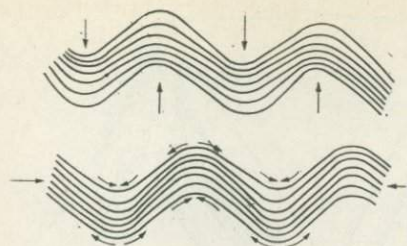


Рис. 11-8. Изменение мощности слоев при продольном и поперечном изгибе (по Рамбергу [Ramberg, 1963в]).

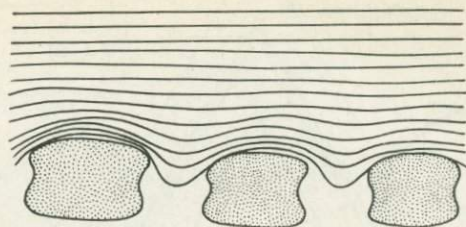


Рис. 11-9. Изогнутые складки в стратифицированной породе на контакте с будинами. Показана только половина симметричной структуры (по Рамбергу [Ramberg, 1963б]).

Поперечные и продольные изгибы имеют следующие различия.

1. При продольном изгибе происходит сокращение слоя в направлении, параллельном первоначальному положению слоя, и перпендикулярно к оси складки. Такое сокращение распознается по деформированным окаменелостям, валунам, оолитам, сланцеватости, скрученным минералам, будинам.

2. Контактная деформация в складках продольного изгиба быстро затухает вверх и вниз от деформируемого слоя.

3. Для возникновения продольного изгиба в одном замкнутом слое компетентность этого слоя должна быть больше компетентности вмещающих слоев. При поперечном изгибе разность пластичности слоев не является важным фактором.

4. Изменение мощности слоев в связи с деформацией различное при продольном и поперечном изгибе.

Шевронные (V-образные) складки. Многие наблюдаемые в природе складки не отвечают ни одной из описанных выше идеальных моделей. К таким, например, относятся складки, крылья которых прямые, а кривизна приурочена в основном к шарниру складки. Они называются шевронными складками, их анализ и описание даны Рэмсеем [Ramsay, 1974]. Шевронные складки обычно встречаются в правильно слоистых толщах, включающих два чередующихся типа пород: обычно это песчаники и глинистые сланцы или известняки и глинистые сланцы. Наиболее компетентный слой имеет постоянную мощность даже в шарнирах складок; это означает, что шевронные складки представляют собой особую разновидность концентрических складок. Наряду с этим некомпетентные слои обнаруживают значительное изменение мощности, в особенности в шарнире складки. Идеальная геометрическая модель шевронной складки показана на рис. 11-10; ее следует сравнить со схематическим рисунком, сделанным в поле (рис. 11-11), где видны мезоскопические элементы, описанные в следующем разделе и в гл. 12.

Геометрия природных складок и их происхождение. Сокращение складчатых слоев — неотъемлемое условие концентрической складчатости, и хотя такие же складки могут образовываться без сокращения слоев, это происходит редко (рис. 11-12 и 11-13). Среди природных складок

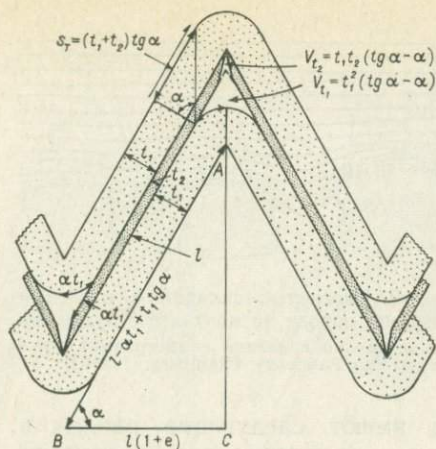


Рис. 11-10. Модель шевронной складки в многослойной пачке слоев разного типа и мощности (по Рэмсею [Ramsay, 1974]).

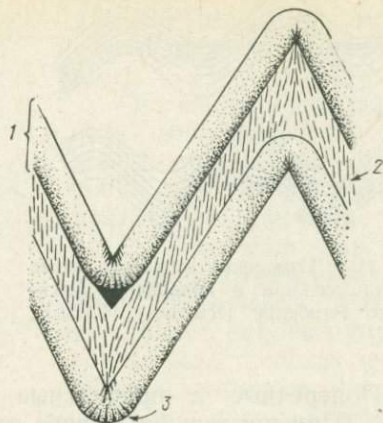


Рис. 11-11. Внешний вид мелкомасштабных структур, развившихся в градационных слоях, смятых в шевронные складки.

1 — градационный слой; 2 — кливаж; 3 — [трещины растяжения в шарнире синклиналиных складок (по Рэмсею [Ramsay, 1974]).

часто встречаются промежуточные типы, например складки типа подобных, форма которых точно не воспроизводится от слоя к слою. При вовлечении слоев с разной пластичностью могут развиваться поверхности течения (кливаж) в глинистых сланцах (филлитах, кристаллических сланцах и т. д.), но не в переслаивающихся песчаниках (кварцитах, гранитных слоях и т. д.). Геометрия таких складок говорит о концентрической складчатости более компетентных слоев, сопровождающейся движением в менее компетентных слоях, что вызывает утолщение шарнира, утонение крыльев и на какой-то стадии расслоение, почти параллельное осевой поверхности.

Часто приводятся классические примеры концентрических складок в долине Аппалачей и в провинции Хребтов, где мощные толщи палеозойских песчаников и кварцитов, чередующихся со сланцами, собраны в складки протяженностью в десятки километров с длиной волны и высотой несколько сотен метров (гл. 14). Однако по своей геометрии некоторые из них иногда напоминают складки излома, а другие ближе к дисгармоничным.

Лучшим примером подобных складок служат складки в метаморфических породах, в соляных структурах и в глинах. Они образуются, по всей вероятности, когда порода ведет себя как сравнительно изотропный материал в идеальной модели (рис. 11-14). Чаше всего это происходит, когда толща однородна и пластична или когда температура и литостатическое давление уменьшают реологические различия между слоями, но даже в условиях регионального метаморфизма высокой степени разный исходный литологический состав пород, вероятно, способствует сохранению некоторых реологических различий, чем и может быть объяснено отсутствие идеальной геометрии при складчатости, именуемой подобной. При этом

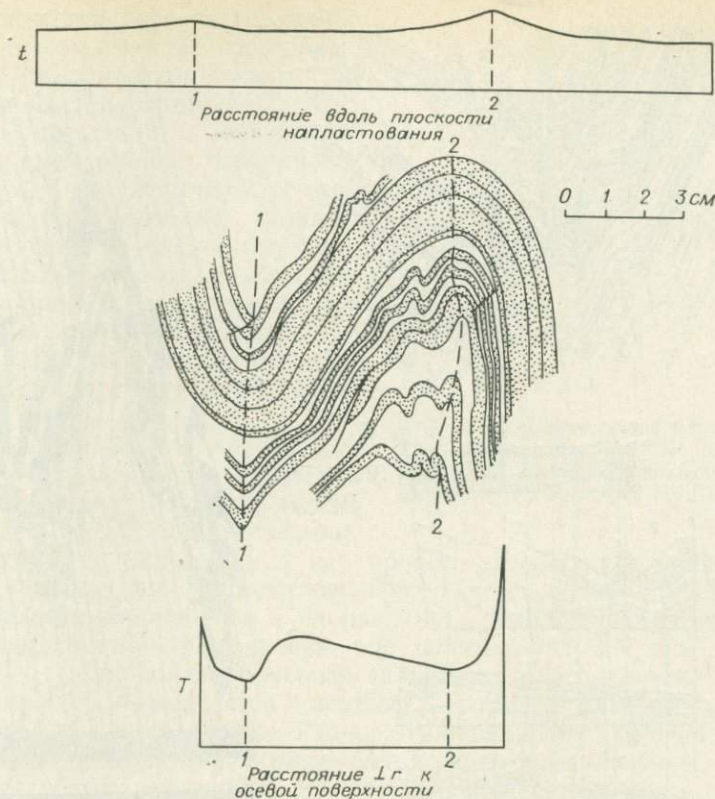


Рис. 11-12. Флексурные складки в алевролитах.

Краям показаны грубые компетентные слои, а белым — тонкие некомпетентные. Осевые поверхности главных складок (1 и 2) показаны штриховыми линиями. Измерения мощности t пакки 1, перпендикулярной к плоскостям напластования, и мощности T параллельно осевой поверхности выполнены графически (по Рэмсею [Ramsay, 1962a]).

форму складок часто не удается точно проследить в нижележащих слоях более чем на несколько метров.

Все породы изгибаются при складкообразовании, но диапазон условий, при которых происходят деформации, очень велик, и в итоге характер залегания оказывается различным. Не известно, следует ли подходить к изучению процессов складкообразования, используя пример складок, образовавшихся во всех типах пород. Следует ли рассматривать раздельно образование поверхностных складок в неконсолидированных осадочных породах и в гнейсах? Движения и деформации, сопровождающие образование складок в разных условиях, очень сходны между собой, следовательно, несмотря на наблюдаемое многообразие в залегании пород, механизмы складкообразования немногочисленны.

Эксперименты по искусственному образованию складок — один из способов фактического наблюдения за процессом складчатости. Но обычно мы видим уже результат этого процесса — продукт деформации в поро-

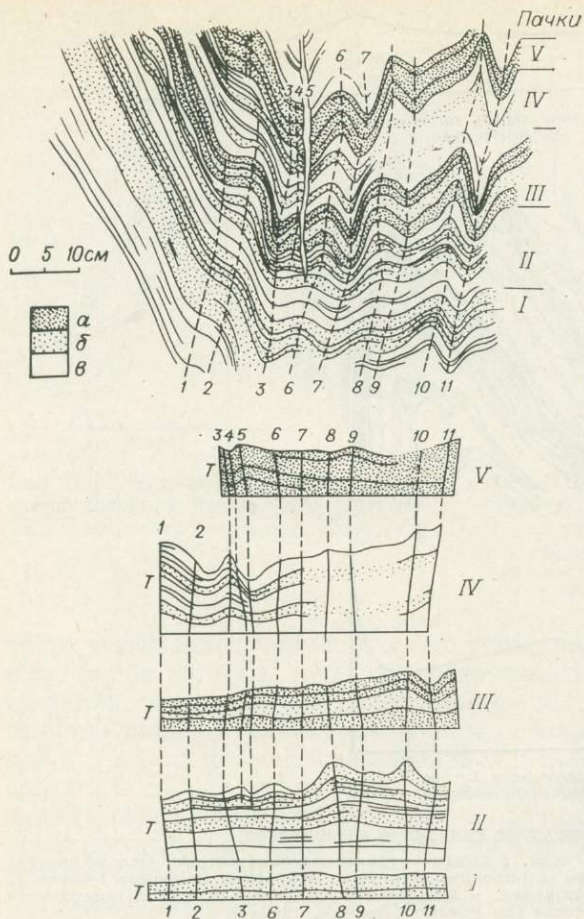


Рис. 11-13. Группа мелких складок типа подобных в метаморфизованной толще серии Мойн Шотландского нагорья.

Изменения мощности T в разных складчатых пластах. a — псаммит; b — алевропелит; $в$ — пелит (из работы Рэмсея [Ramsay, 1962]).

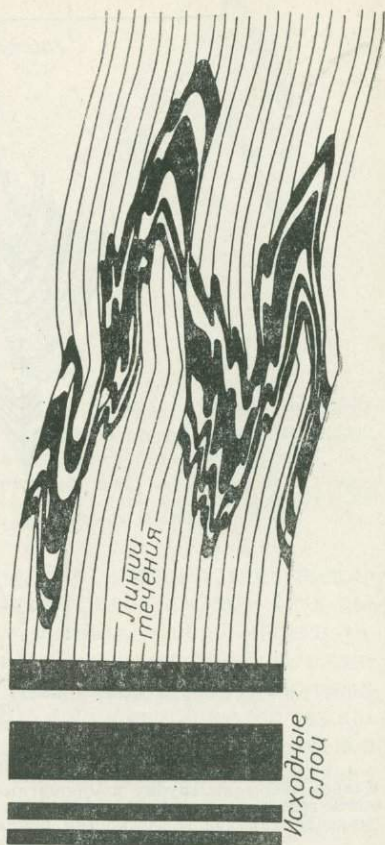


Рис. 11-14. Образование релiktных складок (по Кэри [Carey, 1954]).

де, — а о характере приложения напряжений и условиях, при которых происходило складкообразование, можно лишь догадываться.

Непосредственному наблюдению, описанию и анализу поддаются: масштаб и форма складок; типы и мощность пород, вовлеченных в складкообразование; структуры, развившиеся в пластах; изменение формы складки с глубиной и изменения между соседними слоями в складчатой толще. Все это помогает понять происхождение складок.

1. Мощность пластов, вовлеченных в складчатость. Мощность слоев в одних складках в основном постоянная, а в других — значительно возрастает на участках шарнира и уменьшается на крыльях. Это объясня-

ется по крайней мере двумя причинами: 1) если материал в слоях перемещается горизонтально, то он мигрирует от крыльев к шарнирам; 2) могут возникать смещения в плоскостях, параллельных осевой поверхности (рис. 11-13), о чем уже говорилось при характеристике подобных складок.

2. Утонение в области шарнира. Оно может вызываться изгибом или горизонтальным движением материала от шарнира, что наблюдается при вдавливании ядра складки в пластичный слой, который растягивается над шарниром.

3. Выполаживание складок. Некоторое отступление от идеальной картины изменения мощности можно объяснить выполаживанием складки.

«Выполаживание определяется как процесс деформации, причем первоначальная форма породы пластически изменяется под действием сжатия. Сжатие ведет к сокращению в направлении, параллельном главному напряжению сжатия, и расширению под прямым углом к ним...» [Ramsay, 1962a]. Если концентрическая складка выполаживается, как показано на рис. 11-15, изменяется и мощность, и падение пласта в любой соответствующей точке на складке. Размер этих изменений имеет направленное систематический характер, и он является мерой выполаживания (по нему определяется выполаживание). Кривые выполаживания показывают соотношение между углом падения и мощностью (рис. 11-16, 11-17), оно рассчитано для разного процента выполаживания. Измеряя угол падения и мощность в разных точках на профиле, можно нанести эти точки на график, посмотреть, какой кривой они отвечают, и таким образом определить процент выполаживания.

4. Смещение материала при складчатости. Во многих складках наблюдается смещение или течение материала, особенно интенсивное вдоль параллельных плоскостей. Два общих направления такого смещения параллельны поверхностям напластования и осевой поверхности, но смещение происходит также и в других направлениях. В некоторых складках эти плоскости располагаются на большом расстоянии друг от друга, но действие подвижек было настолько велико, что они распознаются невооруженным глазом (например, они вызывают смещения по плоскостям напластования). А иногда смещения настолько малы, что они различаются лишь в шлифах. При рассмотрении под микроскопом или невооруженным глазом видны незначительные изменения в ориентации материала, заключенного в пластинках между плоскостями кливажа, которые Де Ситер [De Sitter, 1954] назвал микролитонами (microlithons).

5. Деформированные первичные структуры осадков. Если в деформированной толще сохранилась любая структура, первичная форма кото-

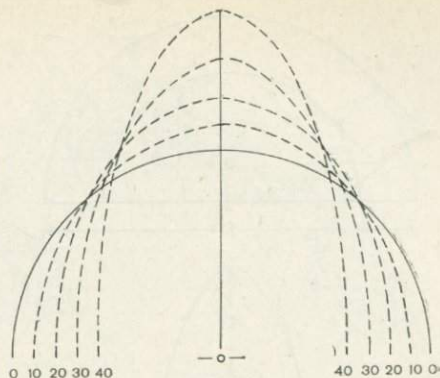


Рис. 11-15. Полуциркулярная область, сокращенная на 10, 20, 30 и 40%. Соответствующие точки на кривых показаны разрывами линии (по Вильямсу [Williams, 1967]).

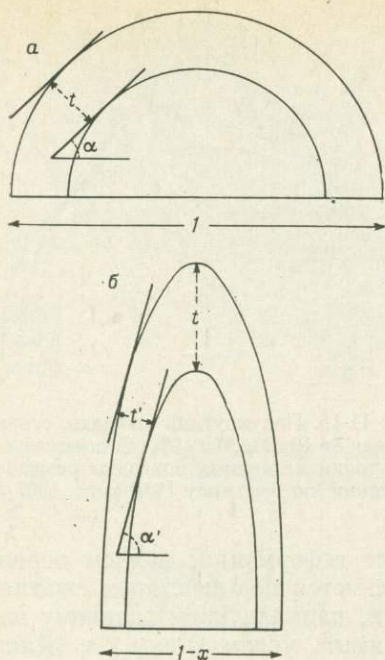


Рис. 11-16.

a — пласт мощности t , смятый при концентрическом изгибе; *b* — геометрия пласта изменена при сокращении основания ($l - x$): угол падения в любой точке в пределах пласта возрастает от α до α' , а мощность пластов изменяется от t до t' (по Рэмсею [Ramsay, 1962a]).

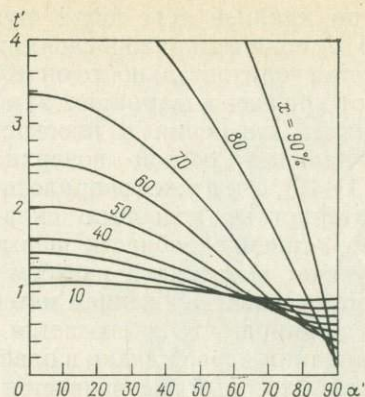


Рис. 11-17. Графическое изображение изменения α' и t' с увеличением x .

Первоначальная мощность пластов до сокращения t принимается за единицу (по Рэмсею [Ramsay, 1962a]).

рой известна, то можно сравнить ее форму до и после деформации. В этом отношении важную роль играют окаменелости, оолиты и первичные седиментационные структуры. Ценные данные о применении этого принципа при изучении деформированных оолитов приведены в работах Эрнста Клооса [Cloos, 1947, 1971] (рис. 11-18), а при изучении деформированных первичных структур — в работе Рэмсея [Ramsay, 1961]. Вероятно,

здесь существует два основных типа деформации: 1) растяжение приблизительно в плоскости осевой поверхности складки, в которой они находятся, 2) деформации, значение и направление которых изменяются от подошвы к кровле складчатого пласта, где они находятся. Первый тип деформации обусловлен фактическим растяжением, происходящим в осевой плоскости во время начального складкообразования или при последующем сжатии складки. В деформации второго типа изменение знака нарушения указывает, что сначала произошло растяжение поперек шарнира на верхнем участке толщи до некоторой нейтральной поверхности, а затем сжатие вдоль нижнего участка толщи над шарниром (рис. 13-10).

6. Зеркала скольжения. Бороздчатость, размазанные кристаллы и волокнистые вытянутые минеральные новообразования (последние часто смешивают с зеркалами скольжения) говорят о движении между плоскостями. Ориентировка зеркал скольжения фиксирует направление этого движения, а их наличие означает, что плоскости, на которых они находятся, выполняли роль границ во время складкообразования. Зеркала скольжения обычно встречаются на поверхности напластования или на трещинах, пересекающих напластование. Зеркала скольжения и ново-

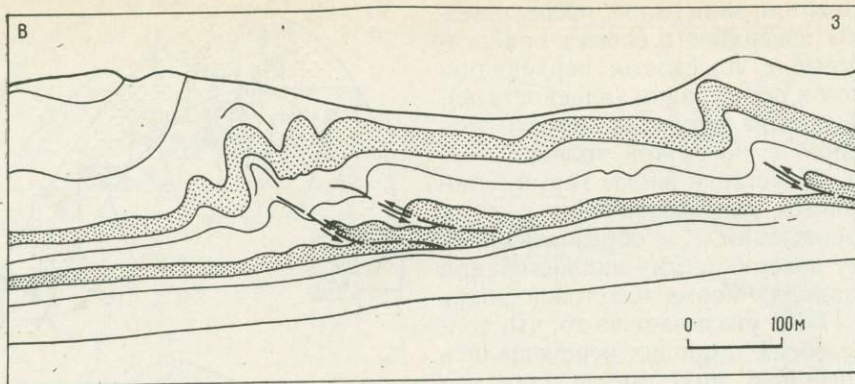


Рис. 11-20. Дигармоничные складки с надвигами по напластованию, которые поднимаются в гребне антиклинальных складок над зоной срыва (по Фицджеральду и Брауну [Fitzgerald, Braun, 1965]).

сцементированность которой могла сохраниться во время деформации, подстилается пластичными толщами или очень тонкослоистыми толщами разного литологического состава. Небольшие надвиги и осложненная складчатость могут образоваться при движении материала в направлении шарнира более крупной складки (рис. 13-2).

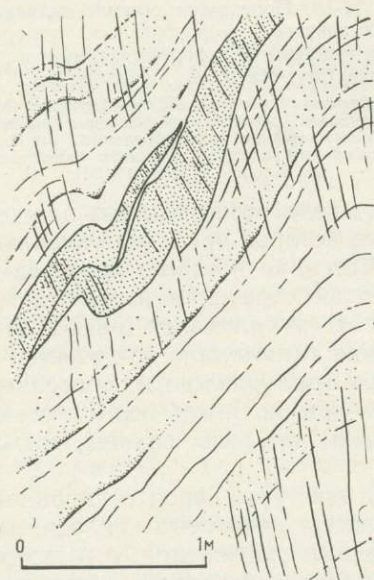


Рис. 11-21. Расклинивание при смятии на крыле складки.

Пласт песчаников в сланцах (по Маркосу и Арболею [Marcos, Arbolea, 1975]).

10. Пережим пластов на крыльях и в шарнире складок. Пережим [Cloos, 1964] или телескопирование пластов (рис. 11-21) возникает при разрушении пласта вдоль трещины, затем происходят смещения, так что часть толщи смещается по ее прежнему продолжению. Чаще всего это происходит в толщах, где чередуются пластичные и компетентные пласты, например при переслаивании песчаников и кварцитов со сланцами. Такая структура четко указывает, что

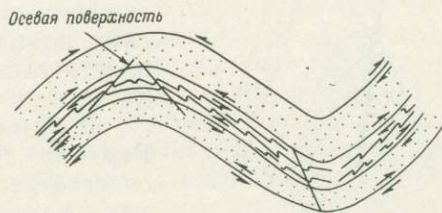


Рис. 11-22. Складки волочения в толще, смятой в концентрические складки.

Стрелки показывают скольжение по напластованию. Осевая поверхность складок волочения наклонена к шарнирам главных складок.

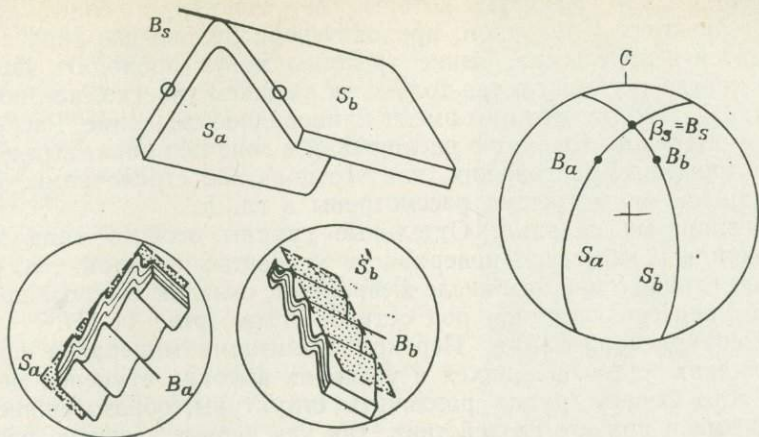


Рис. 11-23. Использование зеркала мезоскопических складок для определения оси макроскопической складки (по Тернеру и Вейсу [Turner, Weiss, 1963]).

направление движения на данном участке складки было параллельным поверхностям напластования.

11. Волочение. Крупномасштабные складки часто сопровождаются мелкими складками, развившимися в более пластичных слоях в результате волочения, вызванного движением слоев относительно друг друга. Складки волочения встречаются в концентрических складках, где слои изогнуты так, что между слоями возникают пары сил (рис. 11-22). Складки волочения, приуроченные к крыльям более крупной концентрической складки, асимметричны, а их осевые поверхности наклонены к шарниру основной складки (рис. 11-23).

Обратное волочение, когда асимметрия перевернута (рис. 11-24), наблюдается в складках при движении ядра антиклинали вверх относительно соседних синклиналей. Такой тип волочения характерен для соляных структур с пластичным ядром куполов или антиклиналей, а также для метаморфических зон (рис. 11-25), где пластичность усиливается с глубиной, или когда глины и глинистые сланцы при прорыве вверх проходят через более хрупкие слои. Такие условия часто характеризуются утонением слоев над антиклиналью.

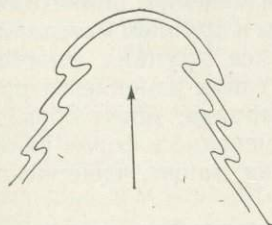


Рис. 11-24. Обратное волочение как результат восходящего движения подвижного ядра (например, соль, глина, пластичная порода).

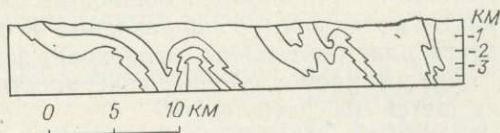


Рис. 11-25. Обратное волочение. Упрощенный вид поперечного сечения синклинория Коннектикут-Велли на Геологической карте Вермонта, 1961 (по Доллу и др. [Doll e. a., 1961]).

12. Трещины. Трещины, которые встречаются в более хрупких частях складчатых толщ, часто проходят параллельно шарниру складки и расходятся в виде веера. Такие трещины могут проходить через всю пачку, а иногда располагаются только на внешнем участке, как показано на рис. 11-11. Иногда трещины имеют клиновидное смыкание. Распределение и форма трещин говорят о расширении в зоне шарнира, вызывающем раскол в трещинах растяжения, как это показано стрелочками. Другие встречающиеся виды трещин рассмотрены в гл. 5.

13. Угловатые складки. Отдельные группы особого типа трещин могут возникать на осевой поверхности угловатых складок. Это особый тип параллельных, и в том числе шевронных, складок с почти прямыми крыльями, пересекающимися под острым углом (рис. 11-11).

14. Перекристаллизация. Перекристаллизация минералов происходит в складках, образовавшихся в условиях высоких ступеней метаморфизма. Часто бывает трудно различить структуры, образовавшиеся до метаморфизма и при его воздействии, так как первые частично разрушаются в результате перекристаллизации. Например, образование открытых трещин и других признаков хрупкости несовместимо с условиями высоких ступеней метаморфизма.

Приведенные выше наблюдения можно суммировать следующим образом. Структуры, которые явно являются поверхностями скольжения, образуются при пересечении плоскости напластования в тех случаях, когда оно не влияло активно на развитие складки. Такое условие наблюдается, когда масса породы при складкообразовании ведет себя, как изотропный материал. Изотропные условия могут возникать в мощных массах соли или глины, а также в породах любого типа, даже в толщах очень разных по литологическому составу, но при условиях сильного метаморфизма. Следует отметить, что условие изотропии не выполняется при наличии ослабленных участков (поверхностей) в толще породы. Следовательно, толща пластов одного типа не будет вести себя как изотропная масса, если плоскости напластования открытые или если прочность пород вкрест слоев резко отличается от прочности внутри пластов.

Когда слоистость контролирует развитие складок, то наиболее четко различаются движения, параллельные слоистости. Клинообразование и волочение возникают, вероятно, когда в разрезе имеются породы, разные по своей физической природе. Систематические изменения происходят в направлении от кровли к подошве пласта. Трещины в хрупком материале образуются над областью шарнира; мощность более хрупких пластов остается почти постоянной; мощность в пластичных слоях изменяется при миграции материала по направлению к области шарнира; могут образовываться пластовые жилы, происходит заметное изменение в форме складок с увеличением глубины, поверхности отделения также чаще всего наблюдается на глубине.

Птигматические складки. Птигматическими называются различные складки с извилистым рисунком поперечного сечения. Впервые их описание было дано Седерхольмом [Sederholm, 1907, 1913] как складок, образовавшихся при движениях в породах, мобилизованных частичным расплавлением. Они встречаются в метаморфических или «гранитизирован-

ных» комплексах, где происходила хотя бы частичная повторная мобилизация вещества. Птигматические складки обычно маркируются жилами, сложенными в основном кварцем и полевым шпатом, без внутренних признаков хрупких трещин или катаклаза (рис. 11-26).

Трудно ответить на вопрос, образуются ли все птигматические жилы при одинаковых структурных изменениях в одинаковых условиях метаморфизма или в разных условиях. Характер происхождения удастся объяснить, привлекая полевые наблюдения и результаты теоретических и экспериментальных исследований. Предлагается два основных класса механизмов их образования. С помощью первого складкообразование объясняется как пассивная реакция жилы на движения во вмещающей породе в какое-то время после заложения жилы; в этом случае складчатость вторичная. Во втором случае складчатость обуславливается процессами, происходящими синхронно формированию жилы.

Рид [Read, 1928] считает, что «извилистая форма — результат сопротивления вмещающей породы трещинообразованию... Извилистость жил — это их первоначальная форма; они никогда не были плоскостными...» и они «представляют собой подлинную интрузивную инъекцию без признаков метаморфизма». Таким образом, он приходит к выводу о том, что основным условием образования птигматических (складчатых) жил является «внедрение в бесструктурную вмещающую породу с затрудненным образованием плоскостных трещин».

Баддингтон [Buddington, 1939] при изучении массива Адирондак выделил два типа птигматических жил, сложенных пегматитами. Одни образуются так, как указывает Рид, а другие отвечают плейчатости во вмещающих кристаллических сланцах, поэтому он считает, что «пегматит внедрялся в породы при их активной деформации. Здесь происходит пластическая деформация вмещающей породы и пластическое и магматическое течение пегматита».

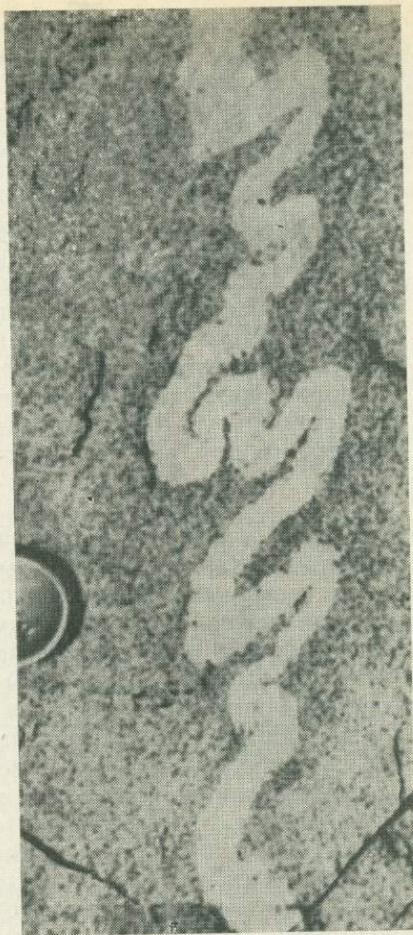


Рис. 11-26. Птигматическая складка, образовавшаяся в кварц-полевошпатово-пегматитовой жиле в граните.

Кюнен [Kuepen, 1938], Рамберг [Ramberg, 1959] и другие считают птигматические складки вторичными и развивающимися при деформации сжатия. Рамберг [Ramberg, 1959, с. 100] дает следующее описание: «Эта структура... возникает при сжатии вмещающих пород в направлении, параллельном первоначально более или менее плоскостным жилам. Жила может приспособиться к пластической деформации сжатия во вмещающей породе только при действии механизма складкообразования. Сжатие при пластической деформации должно происходить одновременно с растяжением под большим углом к сжатию при условии, что объем при деформации остается в основном постоянным. Сравнительно компетентные слои пород, образующие тупой угол с направлением максимального сжатия, в этом случае нарушаются трещинами растяжения или испытывают пережимы. Поэтому следует ожидать, что образование будинажа и четковидных структур должно быть связано с птигматитами. В природе их образование также неотделимо друг от друга, как растяжение и сжатие при пластической деформации при постоянном объеме».

Классификация складок

В идеале термины, используемые для описания формы, не должны характеризовать механизм складкообразования, но иногда форма настолько тесно связана с механизмом складкообразования, что они становятся почти синонимами. Например, термины параллельная складчатость и концентрическая складчатость означают складкообразование при изгибе, когда пласты подвергаются воздействию развития складок. Под подобными складками часто понимают складки, основными процессами образования которых служат развитие и движение вдоль поверхностей смещения, секущих пласты. Такие складки называют также складками скальвания, потому что механизм смещения предусматривает развитие пары сил, вызывающей скол или смещение по кливажу. Однако у многих складок со сходной геометрией не наблюдается кливажа, и часто поверхности смещения хорошо развиты в некомпетентных слоях, но не секут компетентные слои. Механизм, вероятно, предусматривает продольный изгиб компетентных слоев со смещением, направленность которого вызывает утолщение в области шарнира некомпетентных слоев.

Складки третьей категории образуются в условиях, которые допускают течение породы, но оно не ламинарное и не завершается движением по близко расположенным поверхностям смещения. Складки очень неправильной формы называют неправильными складками течения, они напоминают течение вязкого вещества.

Для того чтобы избежать некоторых трудностей при использовании таких генетических терминов, как складки скальвания, концентрические, птигматические и складки течения, Донат и Паркер [Donath, Parker, 1964] предложили классификацию складок на основе механизма складкообразования и разделили их на три класса: флексурные, пассивные и квазифлексурные. Первые два подразделяются на послонное смещение и течение внутри слоев и пассивное смещение и течение. Основное различие между флексурными и пассивными складками сводится к тому, контролируется ли образование складок напластованием слоев или нет. Различие ти-

пов внутри этих категорий определяется тем, являются ли основным механизмом образования флексурных и пассивных складок смещения (внутри слоев для первых и через слои для вторых) по макроскопически прерывистой поверхности или движения течения, не вызывающие постоянной потери сцепления. Третий класс — квазифлексурные складки — характеризуется следующим.

При определенных условиях отдельные слои складчатой толщи могут изгибаться в ответ на пассивное поведение вмещающего комплекса пород. Такая зависимость наблюдается в породах со средней и высокой пластичностью и представляет собой переходный класс складчатости; здесь она называется квазифлексурной; геометрия и более явные элементы такой складки в целом флексурные, но общее поведение преимущественно пассивное [Donath, Parker, 1964].

Физическая основа классификации складок Доната—Паркера. Классификация складок Доната—Паркера основана на том, что изменение слоистых пород при деформации тесно связано со средней пластичностью деформируемых пород и различием в степени пластичности слоев.

Пластичность зависит от физических условий при складкообразовании, а именно: влияния температуры, всестороннего (литостатического) давления, наличия или отсутствия жидкостей, скорости деформации и характера приложения напряжений. Если пластичность складчатой толщи равномерно высокая, то отдельные слои не должны играть решающей роли при определении деформации (пассивная складчатость), но если пластичность слоев изменяется значительно, то слои низкой пластичности могут деформироваться при изгибе, а высокой пластичности займут пространство между более компетентными слоями. Поля разной складчатости можно определить на графике зависимости разности пластичности от средней пластичности (рис. 11-27).

1. Толща с низкой средней пластичностью деформируется при смещении вдоль плоскостей напластования (последовательное скольжение).

2. Толща с высокой средней пластичностью деформируется при пассивной складчатости, если разность пластичности низкая, а при высокой разности пластичности может преобладать изгиб в слоях с низкой пластичностью, что приводит к образованию квазифлексурных складок.

3. Если разность пластичности низкая, то тип складок зависит от пластичности толщи.

Наложенные складки

Использование новых геометрических методов при анализе складок, особенно в метаморфических породах, дало возможность выявить многочисленные наложенные складки. Такие наложенные структур-



Рис. 11-27. Поля складчатости в зависимости от средней пластичности и разности пластичности (по Донату и Паркеру [Donath, Parker, 1964]).

ные элементы иногда образуются в результате двух совершенно различных событий. Однако наложенные деформации при одинаковых условиях — явление распространенное и может отражать две стадии одного крупного тектонического события.

Наличие двух складчатых систем разного характера, разной геометрии или разного направления не обязательно означает, что имели место две самостоятельные фазы деформации. Эти две системы могли образоваться одновременно. Складки волочения могут образовываться на крыльях более крупных складок при образовании концентрической складчатости, а обратное волочение часто приурочено к диапировым структурам. Наложенные складки могут возникать и в результате одного эпизода деформации, если деформация неродственная, т. е. если она продолжается таким образом, что линии и плоскости, существовавшие до деформации, превращаются в новые изогнутые линии и плоскости. Гетерогенные деформации могут происходить в седиментационном бассейне, дислоцированном в результате горизонтального давления, когда наличие препятствия в бассейне может вызвать и нарушение процесса складкообразования, как если бы деформация была обусловлена горизонтальным давлением, действующим одновременно в нескольких направлениях. Поперечные складки в метаморфических породах могут образовываться при изменениях литологии, термального градиента или при наличии жидкостей, вызывающих локальные изменения в пластичности породы. Нет сомнения, что многие наложенные складки возникают при изменении направления движения как реакция на локальное или региональное изменение ориентировки поля напряжений в течение одного периода деформации.

Если рассматривать только тип складчатости и ориентировку направлений движения, то выявится большое число типов наложения. Для иллюстрации приведем краткий перечень возможных наложений.

1. Складки типа подобных, наложенные на подобные же складки, имеют общую ориентацию плоскости смещения и направления смещения.

2. Подобные складки, наложенные на более древние подобные складки с разной ориентацией плоскости смещения.

3. Концентрические складки, наложенные на концентрические складки с одинаковой и разной ориентацией осевых поверхностей.

4. Подобные складки, наложенные на концентрические с одинаковой или разной ориентацией осевых поверхностей.

5. Концентрические складки, наложенные на подобные складки.

6. Складки излома, наложенные на подобные или концентрические.

и т. д.

Обнаружить факт наложенной деформации не представляет особой трудности, но значительно сложнее установить последовательность событий или выявить формы, образовавшиеся в результате двух самостоятельных фаз деформации от образовавшихся в течение одного тектонического события. Наложенные деформации можно распознать, когда складки разного направления встречаются в том же регионе порознь. Наложенные деформации можно определить с помощью точечных диаграмм напластования, полосчатости, линейности и данных по осям складок. Характер расположения точек, отражающих полосчатость или линейность в преде-

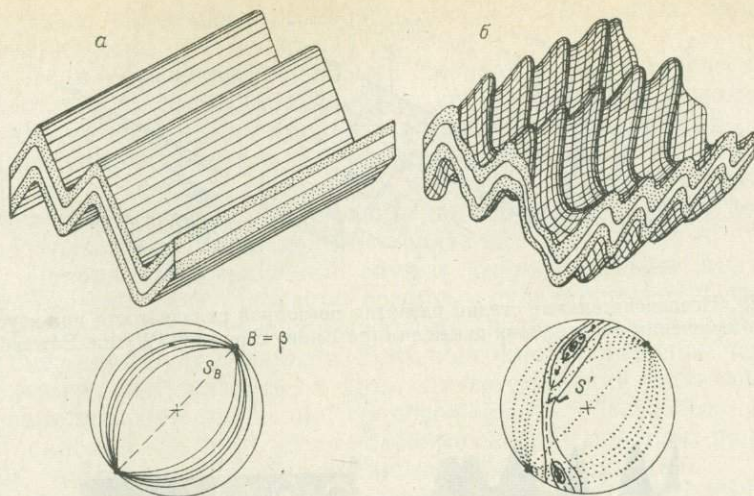


Рис. 11-28.

а — группа цилиндрических складок с горизонтальными осями. Оси этих складок *B* показаны в стереографической проекции; *б* — результат наложения второй системы складок, простирание осей которых пересекает первую группу складок (по Вейссу [Weiss, 1959]).

лах какой-то области наложенных складок, зависит от геометрии, размера и ориентации двух складчатых систем.

В качестве примера наложенных складчатых систем рассмотрим цилиндрические складки первой генерации (F_1) с горизонтальными осями и вертикальными осевыми поверхностями S_B , которые нарушены системой складок второй генерации (F_2) (рис. 11-28). Первоначальные поверхности смещения S , линия их пересечения β и оси складок первой генерации показаны на стереографической диаграмме. Осевые поверхности S' складок второй генерации почти параллельные, построенные оси складок второй генерации B' не пересекаются в какой-либо точке. Однако они расположены на осевых поверхностях S' складок второй генерации и ориентированы параллельно пересечению S и S' в любой заданной части поля складчатости. Оси складок второй генерации концентрируются в двух скоплениях (рис. 11-28), так как крылья складок первой генерации более плоские. Оси складок первой генерации при повороте, который произошел во время образования складок второй генерации, дают такой разброс, что его трудно изобразить на графиках.

Геометрия наложенных складчатых систем рассмотрена в работах Вейсса и Макинтайера [Weiss, McIntyre, 1957; Weiss, 1959], Тернера и Вейсса [Turner, Weiss, 1963], Уиттена [Whitten, 1966] и Рэмсея [Ramsay, 1967].

Определение последовательности наложенных деформаций. Последовательность наложенных складок можно установить с помощью следующих наблюдений (рис. 11-29).

1. Если мелкомасштабные складки, наложенные на более крупные складки, имеют с ними одинаковую геометрию (оси параллельны и т. д.), то их образование, вероятно, было синхронным.

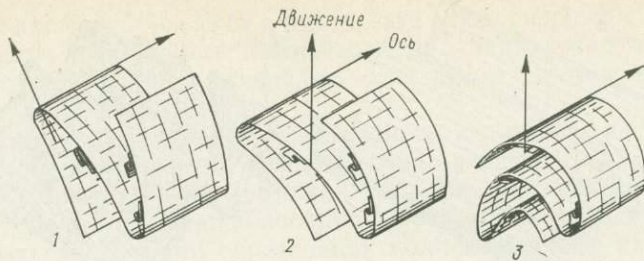


Рис. 11-29. Последовательные стадии развития повторной складчатости при неустойчивом течении и изменении направления движения (по Винну-Эдвардсу [Wynne-Edwards, 1963])



Рис. 11-30. Образец складки (вверху слева), образовавшейся при наложении двух генераций складок, возникших при скольжении под прямым углом к осям складок первой генерации (по Керри [Carey, 1962]).

2. Если поверхности смещения смяты в угловатые складки (т. е. складки излома), то последние моложе.

3. Если образование подобных складок в метаморфической породе предшествовало более поздней фазе концентрической складчатости, то направление асимметрии мелких складок не изменяется при распространении над областью шарнира более поздних складок, однако направление асимметрии будет обратным над шарниром более крупных складок, если более мелкие складки вызваны движением волочения, сопровождающим образование более крупных складок.

4. Поверхности смещения служат очень важными индикаторами. При наложении двух генераций подобных складок поверхности смещения более раннего движения будут смяты в складки, а более поздние поверхности смещения будут прямыми. Если поверхности смещения параллельны концентрическим складкам, в этом случае смещения произошли раньше или развились при движении, сопровождавшем образование концентрической складки (см. п. 3). Если подобные складки проходят по концентрическим, то поверхности смещения не смяты в складки.

5. Если на какой-то стадии деформаций имел место метаморфизм, то складки можно определить как до-, син- и постметаморфические, что устанавливается обычно по интрузиям и по выполнению жилами.

Кэри [Carey, 1962] проанализировал наложение двух типов подобных складок. Для подобных складок в метаморфических породах чаще всего характерно смещение по близко расположенным поверхностям кливажа и поведение горных пород напоминает здесь поведение почти изотропной массы. На рис. 11-30 показаны подобные складки, деформированные наложенными дислокациями. Образовавшиеся две группы складок имеют одинаковсе простирание, но разное залегание. Вверху дано схематическое изображение поперечного сечения. При реконструкции выявляются и прослеживаются отдельные слои и определяются оси симметрии наиболее представительных складок. Первая группа осей симметрии почти параллельная (на рисунке они почти вертикальные), вторая группа синусоидальная, пересекающая диаграмму. При спрямлении осей симметрии деформированных складок (что достигается перемещением точек параллельно осевым поверхностям второй группы осей симметрии) влияние второго движения исключается, а при спрямлении вдоль уже реконструированной первой группы осей симметрии получаем первоначальное напластование.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Ниже приводятся термины, наиболее часто используемые при описании складок и определении их генезиса. Детальная номенклатура складок дана в работе Флюти [Fluty, 1964].

1. Элементы складок

Апикальная область. Синоним — **гребень.**

Апикальная плоскость. Синоним — **осевая поверхность.**

Вершина. Синоним — **гребень складки.**

Гребень складки. Точка в любом поперечном сечении, показывающая шарнир. (Синоним — **вершина, апикальная область.**)

Замковая линия. Линия, соединяющая наиболее высокие точки бесконечного числа поперечных сечений.

Замковая поверхность. Поверхность, образованная соединением замков всех слоев в одной складке.

Замок. Наиболее высокая точка на *S*-поверхности антиклинали в заданном поперечном сечении.

Килевая линия. Линия, соединяющая наиболее низкие точки бесконечного числа поперечных сечений синклинали.

Килевая поверхность. Поверхность, образованная соединением килей всех пластов синклинали.

Киль. Наиболее низкая точка на *S*-поверхности синклинали в заданном поперечном сечении.

Кривизна. Степень изогнутости линии или поверхности. Кривизна отрезка линии определяется радиусом круга, который мог бы совпасть с этим отрезком линии. Любая точка на поверхности имеет кривизну, которая определяется максимальным и минимальным радиусом кривизны. У сферы они равны и бесконечны для плоскости.

Крыло. Часть складчатой *S*-поверхности между двумя сопряженными шарнирами. Если два крыла имеют разную длину, то их можно называть коротким и длинным [White, Johns, 1950].

Нормальное поперечное сечение. Синоним — **профиль**.

Оболочка. Наружная часть складки; часть, наиболее удаленная от осевой поверхности.

Осевая поверхность. Поверхность, связывающая оси перегиба всех слоев (*S*-поверхности) складки [Clark, McIntyre, 1951]. Синоним — **апикальная плоскость** [Hills, 1953]; ее называют также осевой плоскостью, хотя она редко плоская. Термин осевая плоскость иногда используется в несколько ином смысле, например, для определения «плоскости, пересекающей гребень или мулду таким образом, что края или стороны складки оказываются расположенными по отношению к ней почти симметрично» [Leith, 1913].

Осевой след. Линия, образованная пересечением осевой поверхности с любой другой поверхностью или плоскостью (обычно Земли).

Ось. Имеется много определений. 1) Используется в том же значении, что и шарнир. 2) Линия пересечения осевой поверхности с любым пластом или *S*-поверхностью [Billings, 1954]. 3) Ближайшая аппроксимация к линии, перемещение которой параллельно самой себе образует складчатую поверхность [McIntyre, 1950].

Профиль. Поперечное сечение складки, перпендикулярное к ее шарниру [McIntyre, 1950]. Синоним — **перпендикулярное поперечное сечение**.

Складка. Превращение первичной поверхности породы под действием деформации в непрерывную изогнутую поверхность, т. е. выгнутую в прямом смысле [Carey, 1962].

Шарнир. Непрерывная линия на складчатой *S*-поверхности, соединяющая точки максимального искривления (минимальный радиус кривизны). Степень кривизны может изменяться по шарниру (синоним — **шарнирная линия складки**, шарнир складки, **ось** или **ось складки**).

Шарнирная линия складки. Синоним — **шарнир**.

Ядро. Внутренняя часть складки; часть, ближе всего расположенная к осевой поверхности.

II. Размеры складок

Высота. Вертикальное расстояние от замка до киля в одном маркирующем горизонте.

Длина волны. Расстояние между смежными осями антиклинали и синклинали, измеренное перпендикулярно к осям.

Колено или коленный угол. Минимальный угол между крыльями складки, измеренный на профиле [Dahlstrom, 1954].

III. Форма складок на профиле (перпендикулярное поперечное сечение)

A. Симметрия

Асимметричная. Складка, крылья которой расположены несимметрично относительно осевой поверхности [Stoces, White, 1935].

Симметричная. Складка, крылья которой расположены симметрично относительно осевой поверхности [Stoces, White, 1935].

Б. Залегание осевой поверхности

- Лежачая складка.** Складка с более или менее горизонтальной осевой поверхностью.
Наклонная. Складка с наклонной осевой поверхностью.
Опрокинутая. Складка, в которой пласты на одном крыле опрокинуты.
Прямая. Складка с вертикальной (или почти вертикальной) осевой поверхностью.

В. Дивергенция крыльев

- Для описания разных углов между крыльями складки использовались термины: пологая, широкая, открытая, закрытая и изоклиальная [Fleuty, 1964].
Изоклиальная. Складка, крылья которой имеют параллельное падение.

Г. Форма складок

- Аккордеонная.** Синоним — **шеvronная**.
Антиклиналь. Складка, ядро которой слагают более древние породы [Bailey, Mc Callien, 1937. In: Fleuty, 1964].
Антиформа. Складка, которая замкнута вверх по восстанию пород [Bailey, Mc Callien, 1937].
Веерная. Складка, напоминающая в профиле веер.
Дисгармоничная. Складка, имеющая разную форму в разных слоях.
Коническая. Коническая поверхность — это поверхность, образованная прямой линией, которая всегда проходит через зафиксированную точку и всегда соприкасается с зафиксированной кривой.
Концентрическая. Синоним — **параллельная складка**.
Коробчатая. Угловатая складка, замковая часть которой плоская, а крылья наклонены под крутыми углами. В профиле складка напоминает коробку.
Криволинейная. Состоящая из изогнутых линий или ограниченная изогнутыми линиями. Шарниры складки криволинейные или округлые, что означает, что они соединены поверхностью с почти постоянным радиусом кривизны [Fleuty, 1964].
Неправильная. Сложная (поликлиальная) складка, характеризующаяся неправильностью осевой поверхности, перерывами и быстрым изменением мощности пластов [Fleuty, 1964]. Термин предложен вместо терминов: складка течения, бурная складка, складка турбулентного течения.
Острая. Синоним — **угловатая**.
Параллельная. Складка с постоянной мощностью всех пластов (предполагается, что первоначально она имела одинаковую мощность) во всех частях складки. Синоним — **концентрическая**.
Подобная. Тип складчатости, при которой ниже и выше расположенные пласты имеют одинаковую геометрическую форму. Мощность пластов, измеренная параллельно осевой поверхности, постоянная.
Синклиналь. Складка, ядро которой сложено более молодыми породами [Bailey, McCallien, 1967].
Сиферма. Складка в породах; пласты с углами падения, направленными внутрь от обеих сторон по направлению к оси.
Угловатая. Шарниры складки угловатые (имеют острые углы), а крылья плоскостные (синоним — **острая**).
Цилиндрическая. Складка, полюса плоскостей напластования которой при нанесении на стереограмму располагаются близко от дуги большого круга [McIntyre, 1950].
Шевронная. Угловатые складки с плоскостными или почти плоскостными крыльями. Крылья у шевронных складок в отличие от угловатых почти равные по длине, чередуются крылья параллельно; у зигзагообразных складок крылья неравные по длине; складки иелсма очень маленькие. Синонимы — зигзагообразная, **аккордеонная**.

Д. Флексуры

Гомсклизаль. «Общий термин, используемый для обозначения структуры, в которой слои характеризуются одними и теми же углами падения. Это может быть моноклиаль, изо-

клиналь, ограниченная сбросами наклонная глыба или одно крыло антиклинали или синклинали» (Daly, 1915).

Моноклиналь. 1) Толща слоев, наклоненных в одном направлении [Chamberlin, Salisbury, 1927]. 2) Структурный изгиб в целом горизонтальных или пологопадающих пластов [Lahee, 1952].

Структурная терраса. Участок, на котором пласты локально горизонтальные.

IV. Термины, в основу которых положена форма складок на карте и на графике

Впадина (структурная). Погруженный район, заполненный осадками, с падением слоев вовнутрь [Emmons, 1863].

Высота складки. Вертикальное расстояние между самой верхней точкой антиклинали, купола или вала и самой низкой горизонтальной поверхностью, где еще прослеживается эта структурная форма.

Впадина проседания. 1) Широкая пологая мелкая впадина, например впадины Мичиган или Иллинойс [Bucher, 1933]. 2) Проседание слоев у сброса (Structural Committee).

Купол. Грубо симметричная структура антиклинального типа, в которой породы полого падают во всех направлениях от центра [Nevins, 1936].

Свод. 1) Низкий купол или куполовидная антиклиналь значительного размера (La Forge, 1920). 2) В основном равновеликое поднятие без указания размера или происхождения [Bucher, 1933].

V. Соотношения складок

Конгруэнтные складки. Складки, которые согласуются друг с другом по положению осевой поверхности относительно шарнира или по систематическому изменению соотношения этих структурных элементов как исходной геометрической особенности систем складок [Fleuty, 1964].

Наложённые складки. Складки, образованные в уже смятой в складки породе (синонимы — суперпозиционная складчатость, перекрещивающаяся складчатость).

Поперечные складки. Этот термин первоначально использовался для обозначения складок с крутопадающей поверхностью или направлением осей к направлению других структур, связанных с основными региональными складками [Fleuty, 1964].

VI. Генетическая классификация типов складок

Диапировые складки. Структура протыкания, в которой складка, образовавшаяся в сильно пластичном материале, разрывает или пронизывает менее пластичные слои.

Квазифлексурная складчатость. Переходный класс складчатости, особенно характерной для пород средней или высокой пластичности, в которых отдельные пласты в складчатой толще изогнуты в ответ на пассивный характер деформаций окружающих пород (Donath, Parker, 1963).

Пассивные складки. Складки, которые в процессе образования, будь то течение или скольжение, пересекают границы слоев, слоистость почти не контролирует деформацию (пассивная слоистость), а границы слоев служат маркирующими горизонтами, участки которых смещаются относительно других участков, образуя явный изгиб [Donath, Parker, 1963].

Рейдная складчатость. Складки течения, породы которых остались твердыми или кристаллическими, но деформировались подобно жидкому телу, так как продолжительность нагрузки значительно больше, чем постоянная времени деформации (т. е. времени релаксации вещества, умноженного на 1000) [Carey, 1954].

Складки скальвания. Складки, образовавшиеся в результате незначительной деформации пластов вдоль близко расположенных трещин или поверхностей кливажа [Billings, 1954]. Синоним — складки скольжения.

Складки скольжения. Синоним складок скальвания.

Складки течения. Складки, образовавшиеся при течении породы, когда породы ведут себя как жидкости.

Складки утонения. 1) Складка, мощность пластов в которой возрастает по направлению к синклинали из-за погружения бассейна во время осадконакопления [по Nevin, 1931]. 2) Складка, в которой слагающие ее слои утоняются в зоны [Hills, 1953].

Флексурные складки. Когда течение или скольжение происходит внутри слоев, а деформация контролируется напластованием, то образовавшиеся в результате складки отражают истинный изгиб слоев [Donath, Parker, 1963].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bail, T. K.*, A petrofabric analysis of a fold. *Am. Jour. Sci.*, 1960, v. 258, No. 4, p. 274—281.
- Bayly, M. B.*, Similar folds, buckling and great-circle patterns. *Jour. Geology*, 1971, v. 79, No. 1, p. 110—118.
- Billings, M. P.*, Structural geology, 3d ed. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall.
- Bucher, W. H.*, Fossils in metamorphic rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 1953, v. 64, p. 275—300.
- Buddington, A. F.*, Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. America Bull.*, 1939, Mem. 7.
- Busk, H. G.*, Earth flexures. London, Cambridge univ., 1929.
- Cambell, J. D.*, En échelon folding. *Econ. Geology*, 1958, v. 53, p. 448—472.
- Campbell, J. W.*, Some aspects of rock folding by shear deformation. *Am. Jour. Sci.*, 1951, v. 249, p. 625—639.
- Carey, S. W.*, The Rheid concept in geotectonics. *Geol. Soc. Australia Jour.*, 1954, v. 1, p. 67—117.
- Carey, S. W.*, Folding. *Alberta Soc. Petroleum Geologists Jour.*, 1962, v. 10.
- Chaudhuri, A. K.*, Concise description of fold orientations. *Geol. Mag.*, 1972, v. 109, No. 3, p. 231—233.
- Clark, R. H.*, and *McIntyre, D. B.*, The use of the terms pitch and plunge. *Am. Jour. Sci.*, 1951, v. 249, p. 591—599.
- Clifford, P.*, and others, The development of lineation in complex fold system. *Geol. Mag.*, 1957, v. 94, No. 1, p. 1—24.
- Cloos, Ernst*, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. America Bull.*, 1947, v. 58, p. 843—918.
- Cloos, Ernst*, Wedging, bedding plane slips and gravity tectonics in the Appalachians. In: *Tectonics of the southern Appalachians*. Blacksburg, Va., V. P. I. Dept. of Geol. Sci. Mem. 1, 1964.
- Cloos, Ernst*, *Microtectonics: Studies in geology*, 1971, No. 20, Johns Hopkins University.
- Cloos, Hans*, Zur experimentellen Tektonik. *Naturwissenschaften*, 1930, Jhg. 18.
- Currie, J. B.*, *Patnode, H. B.*, and *Trump, R. P.*, Development of folds in sedimentary strata. *Geol. Soc. America Bull.*, 1962, v. 73, p. 655—674.
- Dahistrom, C. D.*, Statistical analysis of cylindrical folds. *Canadian Mining Metall. Bull.*, 1954, No. 504, p. 234—239.
- De Sitter, L. U.*, The principle of concentric folding and the dependence of tectonic structure on original sedimentary structure. *Amsterdam, Kininkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc.*, 1939, v. 42, No. 5, p. 412—430.
- De Sitter, L. U.*, Gravitational gliding tectonics — An essay on comparative structural geology. *Am. Jour. Sci.*, 1954, v. 252, p. 321—344.
- De Sitter, L. U.*, Gravitational gliding tectonics — An essay on comparative structural geology. *Am. Jour. Sci.*, 1954, v. 252, p. 321—344.
- Doll, C. G.*, and others, *Geologic map of Vermont*. Vermont, 1961.
- Donath, F. A.*, Fold and folding. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 68, 1963.
- Donath, F. A.*, and *Parker, R. B.*, Folds and folding. *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75.
- Duska, Leslie*, Depth of the basal shearing plane in cases of simple concentric folding. *Alberta Soc. Petroleum Geologists Jour.*, 1961, v. 9, No. 1, p. 20—24.
- Elliott, David*, Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. *Jour. Geology*, 1968, v. 76, No. 2, p. 171—190.
- Fitzgerald, E. L.*, and *Braun, L. T.*, Disharmonic folds in Besa River formation, northeastern British Columbia, Canada. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 49, No. 4, 1965.
- Fleuty, M. J.*, The description of folds. *Geol. Assoc. Proc.*, 1964, v. 75, p. 461—492.
- Fyson, W. K.*, Fold attitudes in metamorphic rocks. *Amer. Jour. Sci.*, 1971, v. 270, No. 5, p. 373—382.

- Ghosh, S. K.*, A theoretical study of intersecting fold patterns. *Tectonophysics*, 1970, v. 9, No. 6, p. 559—569.
- Godfrey, J. D.*, The origin of the pygmatic structures. *Jour. Geology*, 1954, v. 62, No. 4, p. 375—387.
- Hara, Ikuo*, A note on «concentring» folding of multilayered rocks. *Hiroshima Univ., J. Sci. Ser. C.*, 1970, v. 5, No. 3, p. 217—239.
- Hills, E. S.*, Tectonic setting of Australian ore deposits. In: *Geology of Australian ore deposits*. Empire Mining Metall. Cong. (Melbourne), 5th, 1953, v. 1, p. 41—61.
- Hudleston, P. J.*, Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 1973, v. 16, No. 1—2, p. 1—46.
- Johnson, A. M.*, and *Ellen, S. D.*, A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers. I. Introduction. *Tectonophysics*, 1974, v. 21, p. 301—339.
- Kuonen, P. H.*, Observations and experiments in pygmatic folding. *Soc. Geol. Finlande, Comptes rendus*, 1938, No. 2, p. 11.
- Marcos, A.*, and *Arboleua, M. L.*, Evidence of progressive deformation in minor structures in Western Asturias (N. W. Spain). *Sonderdruck aus der geologischen Rundschau*, Band 64, 1975.
- Mertie, J. B.*, Classification, delineation and measurement of non-parallel folds. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 314-E, 1959, p. 91—94.
- O'Driscoll, E. S.*, Cross form deformation by simple shear. *Econ. Geology*, 1964, v. 59, p. 1061—1093.
- Oertel, Gerhard*, Unfolding of an antiform by the reversal of observed strains. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, No. 3, p. 445—450.
- Ramberg, Hans*, Evolution of pygmatic folding. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 1959, v. 39, p. 99—131.
- Ramberg, Hans*, Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1963a, v. 47.
- Ramberg, Hans*, Strain distribution and geometry of folds. *Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull.*, 1963b, v. 42, p. 3—20.
- Ramsay, J. G.*, The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *Jour. Geology*, 1960, v. 68.
- Ramsay, J. G.*, The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures. *Jour. Geology*, 1961, v. 69, No. 1.
- Ramsay, J. G.*, The geometry and mechanics of formation of similar type folds. *Jour. Geology*, 1962a, v. 70, p. 309—327.
- Ramsay, J. G.*, The geometry of conjugate fold systems. *Geol. Mag. (Great Britain)*, 1962b, v. 99, p. 516—526.
- Ramsay, J. G.*, The uses and limitations of beta-diagrams and pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 1964, v. 120.
- Ramsay, J. G.*, *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 1967.
- Ramsay, J. G.*, Development of chevron folds. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, p. 1714—1754.
- Read, H. H.*, A note on pygmatic folds in the Sutherland granite complex. *Summ. Prog. Geol. Survey for 1927*, pt. II, 1928, p. 72.
- Rickard, M. J.*, A classification diagram for fold orientations. *Geol. Mag.*, 1970, v. 108, No. 1, p. 23—26.
- Rowan, L. C.*, and *Mueller, P. A.*, Relations of folded dikes and Precambrian polyphase deformation, Gardner Lake area, Beartooth Mtns., Wyoming. *Geol. Soc. America Bull.*, 1971, v. 82, No. 8, p. 2177ff.
- Sander, B.*, *Gefügekunde der Gesteine*. Vienna, Springer-Verlag OHG, 1930.
- Sander, B.*, *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*, 1950, v. I & II, Vienna, Springer-Verlag OHG.
- Sederholm, J. J.*, Om Granit Och Gneis. *Comm. Geol. Finlande Bull.*, 1907, No. 23.
- Sederholm, J. J.*, Über pygmatische Faltungen. *Neues Jahrbuch Mineralogie*, 1913, v. 36.
- Stauffer, Mel R.*, New methods for mapping fold axial surfaces. *Geol. Soc. America Bull.*, 1973, v. 84, No. 7, p. 2307—2318.
- Stillwell, F. L.*, *Geology of Australian ore deposits*. Melbourne, Australian Inst. Mining and Metallurgy, 1953.

- Tobisch, Othmar T.*, Large-scale basin-and-dome pattern resulting from the interference of major folds. *Geol. Soc. America Bull.*, 1966, v. 77, No. 4, p. 393—408.
- Turner, F. J.*, and *Weiss, L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill, 1963.
- Weiss, L. E.*, Fabric analysis of a triclinic tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks. *Am. Jour. Sci.*, 1955, v. 253, p. 225—236.
- Weiss, L. E.*, Geometry of superposed folding. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 91—106.
- Weiss, L. E.*, and *McIntyre, D. B.*, Structural geometry of Dolradian Rocks at Loch Leven, Scottish Highlands. *Jour. Geology*, 1957, v. 65, p. 575—602.
- Whitten, E. H. T.*, A study of two directions of folding: The structural geology of the Monadhliath and Mid-Strathspey. *Jour. Geology*, 1959, v. 67.
- Whitten, E. H. T.*, Structural geology of folded rocks. Chicago, Rand McNally, 1966.
- Willis, Bailey*, Mechanics of Appalachian structure. *U. S. Geol. Survey Ann. Rept.* 13, 1893.
- Williams, Emyr*, The deformation of competent granular layers in folding. *Am. Jour. Sci.*, 1965, v. 263, p. 229—237.
- Williams, Emyr*, Notes on the determination of shortening by flexure folding modified by flattening. *Papers and Proc. Royal Soc. Tasmania*, 1967, v. 101.
- Wilson, Gilbert*, Ptygmatic structures and their formation. *Geol. Mag. (Great Britain)*, 1952, v. 89, p. 1—52.
- Wilson, Gilbert*, The geometry of cylindrical and conical folds. *Geol. Assoc., London, Proc.*, 1969, v. 78, part 1, p. 179—209.
- Wynne-Edwards, H. R.*, Flow folding. *Am. Jour. Sci.*, 1963, v. 261, p. 793—814.

МЕЗОСКОПИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ОБЫЧНО АССОЦИИРУЮЩИЕ СО СКЛАДЧАТЫМИ ПОРОДАМИ

Кливаж и расслоение *

Многие термины (например, расслоение, кливаж течения, кливаж разлома, сланцеватость, кливаж скольжения, пластинчатый кливаж) применяются для обозначения близко расположенных трещин или направленных плоскостных текстур породы, по которым может происходить раскол на тонкие пластинки (рис. 12-1). Некоторые имеющие генетический смысл термины обозначают структуры, характер происхождения которых явно неодинаковый.

Сланцеватость бывает обусловлена расколом или плоскостями ослабления в породе, которые иногда не связаны с ориентацией петроструктуры, а иногда определяются сильной направленностью компонентов петроструктуры, в особенности направленностью глинистых пластинчатых минералов и слюд. Плоскостная сланцеватость (раскол на тонкие пластинки) встречается как в метаморфических породах (петроструктура которых обусловлена перекристаллизацией), так и в осадочных породах и неконсолидированных осадках.

Общий термин расслоение иногда используется как синоним кливажа, но чаще под ним понимают ориентацию минералов. В этом случае в таких метаморфических породах, как кристаллические и аспидные сланцы с их характерной петроструктурой и расположением минералов, «пластинчатый кливаж» и сланцеватость — это особые типы расслоения.

Сэндер [Sander, 1930] вместо общего генетического термина обозначает системы механически неоднородных плоскостей как поверхности или плоскости S . Для пород, которые имеют больше одной системы таких плоскостей, применяются в дополнение цифровые индексы. Если к тому же в породе можно определить плоскость напластования, то она обычно обозначается S_0 , а другие — S_1 , S_2 , S_3 и т. д. При этом не требуется определять, как образовалась каждая плоскость, а элементы геометрии, выявленные таким путем, можно использовать для описания и анализа текстуры.

* См. обзорную работу Сидденса [Siddens, 1972].

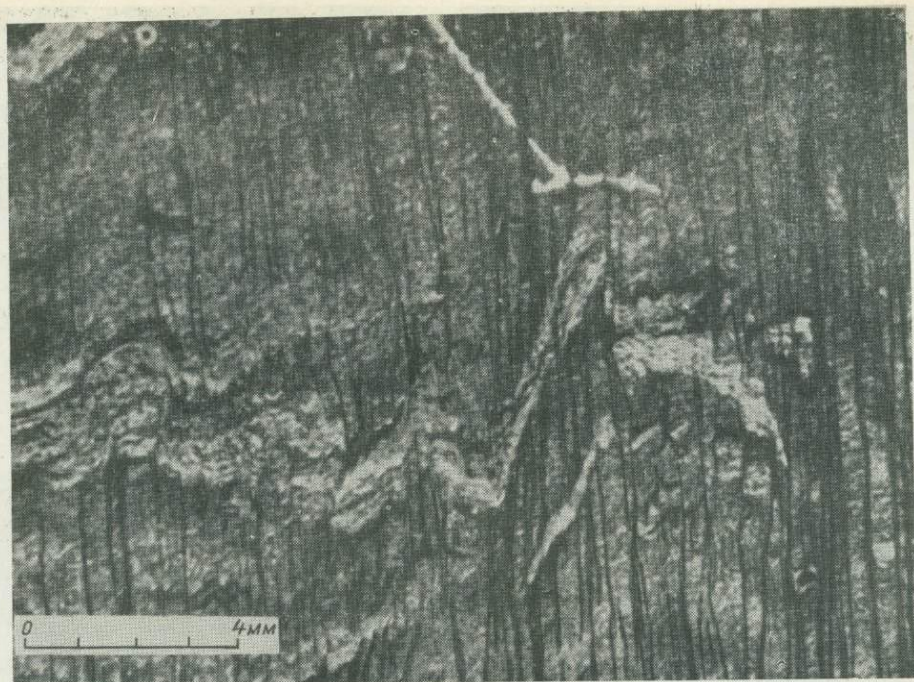


Рис. 12-1. Сильно развитый квиваж сечет первичное напластование. Мелкомасштабная мелковолнистая складчатость появляется между плоскостями квиважа (по Маркосу [Marcos, 1973]).

Два основных класса квиважа: квиваж разлома и пластинчатый или квиваж течения — четко определяются следующим образом. Квиваж разлома (его также называют ложный квиваж) обусловлен наличием непронизывающих, зарождающихся, сцементированных или спаянных параллельных трещин; он не зависит от параллельного расположения породообразующих минералов (рис. 12-2). Пластинчатый квиваж или квиваж течения (его также называют пронизывающим квиважем или сланцеватостью) зависит от параллельного расположения породообразующих минералов. Следует отметить, что более строгий параллелизм структуры характерен для аспидных сланцев, а не для кристаллических сланцев или осадочных пород.

Эти определения Лейта [Leith, 1905] позволяют подразделить квиваж на две четкие категории. Однако используемый Лейтом термин течение означает характер происхождения, и его лучше заменить термином пластинчатый квиваж.

Квиваж разлома. Трудно отличить квиваж разлома от других трещин отдельности, характеризующих хрупкий разрыв. Понятие квиваж применимо только для тесно сближенных трещин: несколько трещин на 1 см. Плоскости квиважа часто представляют собой четкие трещины, разделенные тонкими пластинками породы, в которой минералы не распо-

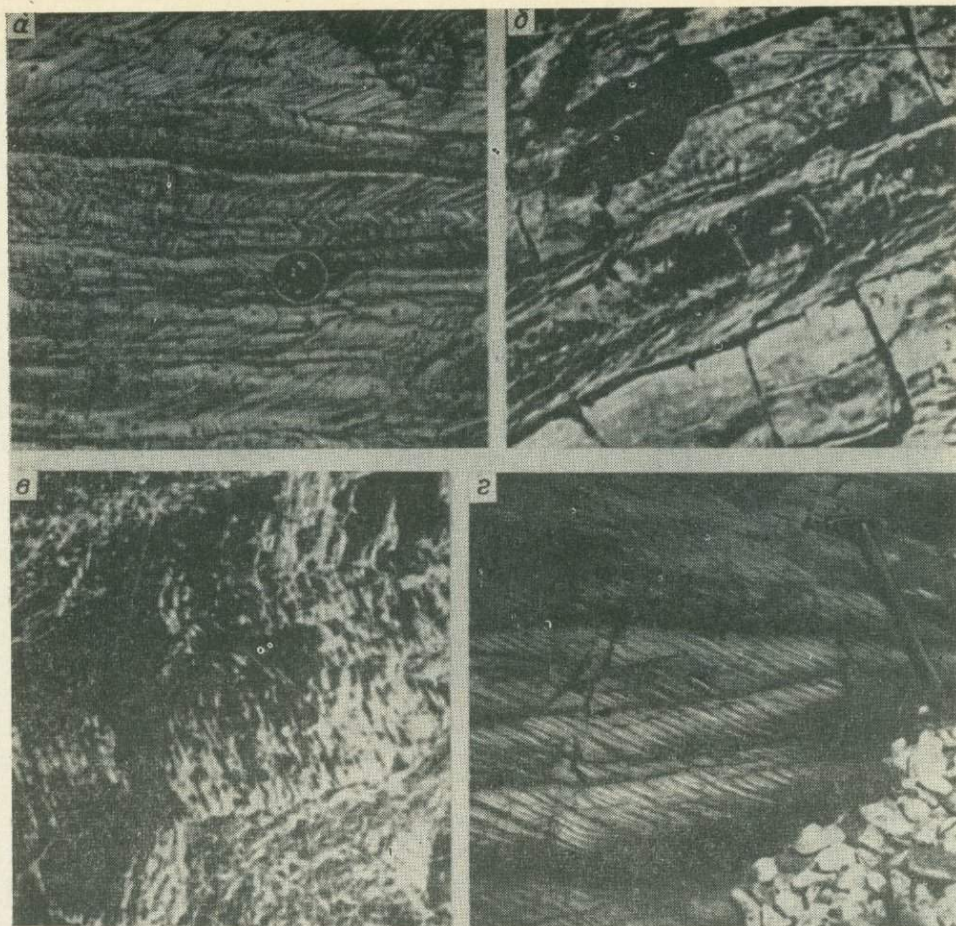


Рис. 12-2. Примеры кливажа.

a — пльчатый кливаж сечет первичную слоистость дартмутских аспидных сланцев; *б* — кливаж, развившийся в глинистом сланце, переслаивающемся с некливажированным известняком формации Эдинбург, Вирджиния; *в* — кливаж разлома в глинистых известняках формации Эдинбург, Вирджиния; *г* — кливаж разлома в сланцеватом грубозернистом песчанике (фото Крауна).

ложены параллельно трещинам. Кливаж разлома часто бывает субпараллельным, поверхность его может быть шероховатой, неровной или прерывистой. Термин кливаж разлома используют для описания тесно расположенных трещин, встречающихся в разных структурных ситуациях и имеющих разный механизм образования. Например:

- 1) трещины, параллельные нарушению и обусловленные сдвигом;
- 2) трещины, по которым происходили движения, приведшие к образованию складок пассивного смещения (типа подобных);
- 3) трещины, параллельные осевым поверхностям шевронных складок и складок аккордеонного типа;

4) трещины, параллельные осевым поверхностям изломов в рас- слоенных кристаллических или аспидных сланцах;

5) трещины в зонах шарнира компетентных слоев в концентрических складках, характерных для трещин растяжения. Трещины в нижней части крыльев и приблизительно перпендикулярные к напластованию также объясняют растяжением, так как возрастает амплитуда складок;

6) трещины, образующиеся при смещении прослоев во время склад- кообразования вследствие возникновения пары сил при движении вдоль плоскостей напластования.

Если все эти трещины рассматривать как кливаж разлома, то они несомненно обусловлены разным механизмом. Три из них наиболее из- вестные: скальвание, растяжение и сжатие. Де Ситтер [De Sitter, 1964] подчеркивает значение сжатия при образовании кливажей обоих типов. Он называет тонкие пластинки породы между двумя плоскостями кливажа микролитомом и убедительно показывает, что складчатость и излом в ми- кролитоме свидетельствуют о сжатии породы перпендикулярно к плоскости кливажа. Таким образом, такой кливаж образуется в результате сжатия, сопровождающегося движениями в плоскостях кливажа перпендикулярно к направлению максимальной деформации.

Итак, иногда кливаж разлома — это не что иное, как близко распо- женные трещины-разрывы, пересекаясь которыми, порода утрачивает связность, но не смещается. В другом случае движения происходили по кливажу (скольжение параллельно плоскости кливажа) и привели к сме- щению или возникновению мелких складок, называемых плейчатостью, возникающей на любой поверхности S , заложенной до образования кли- важа. Такой кливаж называют кливажем деформационного скольжения.

Наложный кливаж. Часто встречаются две генерации кливажа: первая, характерная для пластинчатого кливажа или кливажа течения, и вторая, более поздняя, которая накладывается с разрывом более ран- него кливажа (рис. 12-3). Эти две генерации иногда легко различаются, а иногда одна переходит в другую. Такой тип наложения поверхности S может привести к значительной деформации первоначальной поверхности вследствие движения по второй поверхности, как показано на рис. 12-4. Два типа кливажа: кливаж течения породы и кливаж разлома — встре- чаются в метаморфизованных осадочных породах восточно-центральной части Вермонта [White, 1949]. Кливаж разлома сечет более раннюю сланцеватость и имеет вид параллельных трещин, с которыми совпадает направление листочков слюды. Такие трещины приурочены к осевой поверхности мелкомасштабных «извилины» или шевронных складок в зонах сланцеватости. Кливаж разлома прогрессивно развивается в западном направлении, пока не оказывается параллельным сланцеватости. Враще- ние плоскости кливажа течения первой генерации, вызываемое движе- нием по кливажу разлома, происходит до тех пор, пока старый кливаж не поглощается новым. Этот процесс сопровождается ростом новых листоч- ков слюды параллельно новой сланцеватости.

Такое наложение одного типа кливажа на другой часто наблюдается в породах, которые были смяты в складки во время образования ранней генерации кливажа. Так как вторая деформация накладывается на пер-

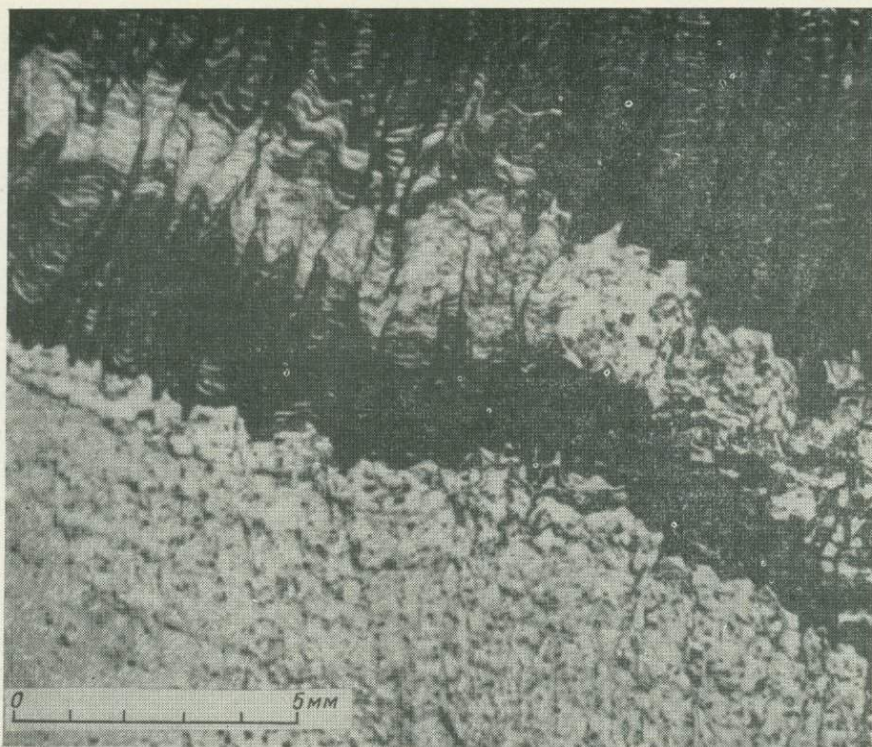


Рис. 12-3. Сильно увеличенная фотография кливажа скольжения.
Видна микроплойчатость (по Маркосу [Marcos, 1973]).

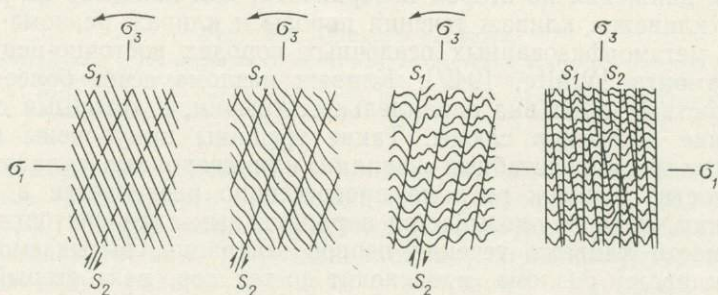


Рис. 12-4. Последовательные стадии развития кливажа скольжения S_2 , секущего более раннюю сланцеватость S_1 (по Р. Хеппенеру. Заимствовано из работы Тернера и Вейса [Turner, Weiss, 1963]).

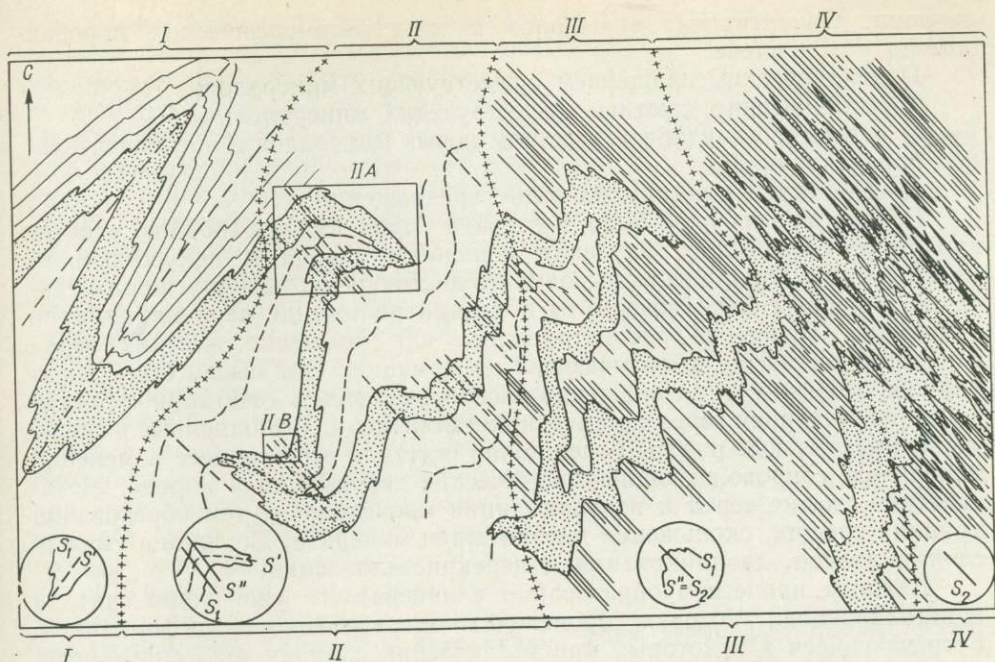


Рис. 12-5. Схематическая геологическая карта (плоское горизонтальное сечение) наложенных складок.

Области I—IV отвечают прогрессивным стадиям наложения складок с осями поверхностями северо-западного простирания на складки северо-восточного простирания. В области IV наблюдается преобразование первоначальной S-поверхности (заштрихованный слой) во вторичную полосчатость по Тернеру и Вейсу [Turner, Weiss, 1963].

вую, то структуры, образовавшиеся раньше, могли сместиться и их трудно распознать (рис. 12-5).

Сланцеватость. Сланцеватость в некоторых метаморфических породах иногда развивается параллельно первоначальному напластованию осадочных пород, из которых они образовались. Сланцеватость может образоваться и при отсутствии сильной деформации, на что указывает наличие недеформированных первичных текстур в некоторых кристаллических сланцах. Иногда сланцеватость сечет первичное напластование. Она может располагаться параллельно по длинной оси эллипсоида деформаций, о чем свидетельствуют деформированные первичные структуры. Кроме того, в одной и той же породе могут быть две и более наложенных сланцеватостей.

Гипотезы образования пластинчатого кливажа и сланцеватости. Когда речь идет о происхождении кливажа, то основной вопрос сводится к тому, все ли типы пластинчатого кливажа образуются одинаково. Глинистые сланцы, филлиты и кристаллические сланцы — все это продукты метаморфизма глинистых пород. Глинистый сланец обычно считают продуктом динамического метаморфизма, а для образования филлита и кристаллического сланца предполагается высокая степень перекристал-

лизации. Ориентировка минералов в этих метаморфических породах обычно обусловлена:

- 1) механическим вращением существующих минералов;
- 2) механическим сжатием существующих минералов;
- 3) перекристаллизацией и ростом новых минералов с предпочтительной ориентировкой;
- 4) сочетанием упомянутых выше превращений.

Первая из этих идей была высказана Сорби [Sorby, 1853] на основании петрографического изучения аспидного сланца и искусственного сжатия глины. Он пришел к выводу, что листочки слюды и другие пластинчатые минералы были повернуты и заняли положение перпендикулярно к сжатию. Вращение рассматривалось как вращение жестких зерен в пластичной массе, испытывающей деформацию. Эта мысль была популярной, особенно когда вращение рассматривалось в сочетании с разрывом и разрастанием зерен при перекристаллизации. Выполненные недавно экспериментальные работы более полно осветили этот процесс изменения минералов, сопровождающий пластические деформации в породе. Механическое сжатие зерен и их грануляция происходят путем образования хрупких трещин, скольжения внутри зерен минерала, дислокаций между слоями атомов, двойникования и перекристаллизации.

Важным процессом образования сланцеватости уже давно считали кристаллизацию, которая происходит одновременно с деформацией. Встречающиеся в некоторых кристаллических сланцах «окатанные» гранаты показывают, что перекристаллизация происходила одновременно с движениями, параллельными плоскости кливажа. Однако наличие недеформированных органических остатков в сланцеватых породах свидетельствует о том, что перекристаллизация может происходить и без сильной деформации породы. Механизм, обуславливающий синтетектоническую перекристаллизацию, включает растворение и переотложение по принципу Рикке. Согласно этому принципу, деформируемые грани кристалла, обладающие повышенной растворимостью, являются источником материала, который переносится раствором и переоткладывается на тех гранях, где деформация слабее. Таким образом, за счет сжатия текстура горной породы становится в итоге сланцеватой с полосчатостью, перпендикулярной к направлению основной максимальной деформации.

Эксперименты показали, что мрамор, который медленно деформировался при температуре от 400 до 800 °С, претерпевает перекристаллизацию. В новообразованных кристаллах ориентировка кристаллографической оси *c* развита предпочтительно в направлении, перпендикулярном к направлению максимальной деформации. Аналогичная картина наблюдается в перекристаллизованном кварците.

Кливаж течения в породах Восточной Пенсильвании. Сланцы Пенсильвании изучены особенно хорошо [Behre, 1933; Maxwell, 1962; Epstein, 1974]. Кливаж течения встречается в складчатых Аппалачах в тонкозернистых ордовикских породах формации Мартинсбург. В сланцах встречаются чешуйки мусковита, серицита, обломки кварца, а также карбонат, пирит, графит и игольчатый рутил. В плоскости кливажа слюдистые минералы имеют столь четкую ориентировку, что часто затушевывается

слоистость. Плоскости кливажа расположены почти параллельно осевым поверхностям складок, что свидетельствует об их одновременном образовании. Однако складкообразование продолжалось и после образования кливажа течения, а в некоторых местах на него наложился кливаж разлома. Несмотря на эти более поздние деформации, кливаж течения имеет региональное распространение и повсеместно плоскости его залегают приблизительно параллельно.

Случай образования кливажа в неконсолидированных осадках. Максвелл [Maxwell, 1962] считает, что кливаж течения в аспидных сланцах Пенсильвании образовался до консолидации осадков. Следующие признаки показывают, что во время образования кливажа осадки были неконсолидированными.

1. Песчаники, переслаивающиеся со сланцами, внедрились по направлению плоскостей кливажа в виде даек; этот процесс характерен для насыщенного водой неконсолидированного песка (рис. 12-6).

2. Песчаники и сланцы имеют аналогичную складчатость. Очевидно, напластование незначительно повлияло на складкообразование; складки пассивные, это означает, что песок не был хрупким материалом.

3. Кливаж образовался в позднем ордовике, поскольку кливаж такой ориентации и такой природы не встречается в более молодых породах. Осадки вряд ли были глубоко погребены.

4. В сланцах основной слюдястый минерал иллит, а исследования последних лет показывают, что иллит и даже хлорит могли образоваться в морских условиях при низкой температуре и низком давлении. Таким образом, для образования слюдястых минералов в сланцах не обязательно предполагать метаморфизм высоких температур и давлений.

Максвелл [Maxwell, 1962] формулирует свою гипотезу следующим образом. На ранних стадиях сжатия глину можно представить в виде проницаемой ткани из глинистых пластинок и волокон с интерстициями, заполненными водой. Если сжатие продолжается, вода выталкивается и частицы глины вращаются; чем больше вытеснено воды, тем параллельнее будет их расположение [Buessen, Nagy, 1954]. Когда этот процесс развивается медленно, а давление воды становится равным литостатическому, нагрузка передается частицами глины, усиливаются трение и несущая способность. На более поздних стадиях сжатие происходит только за счет сильной деформации глинистых частиц. При рассматриваемом здесь

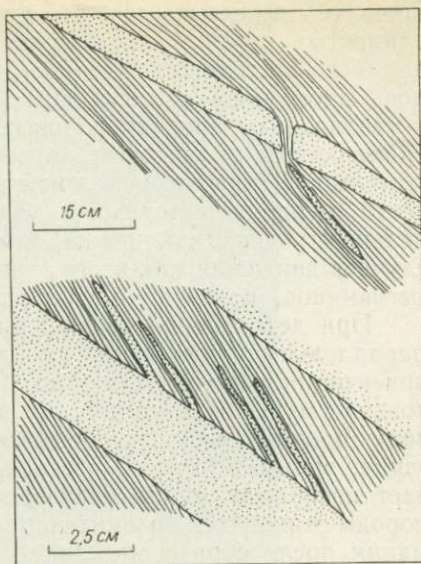


Рис. 12-6. Дайки песчаников, внедрившиеся параллельно кливажу сланцеватости формации Мартинсбург (по Максвеллу [Maxwell, 1962]).

процессе предполагается, что накопление мощной толщи непроницаемых глинистых осадков произошло до деформации, а выделение поровых вод было настолько медленным, что к началу деформации в толще создано аномально высокое давление поровых вод. Далее, сжатие ведет к увеличению давления поровых вод, которое в течение процесса может приблизиться к литостатическому. Иногда давление превышает литостатическое, при этом возникает неустойчивость и создается поток жидкости, перпендикулярный к максимальному давлению. Течение, параллельное плоскости кливажа, может быть объяснено таким способом для случаев движения как вверх, так и вниз, например при внедрении дайки песчаников, показанной на рис. 12-6.

При деформации сжатие, вращение и течение на большом участке, параллельные плоскости кливажа, приводят к почти параллельной ориентации глинистых частиц. Она же в свою очередь разрушает первоначальную связь глинистых частиц, которые так цепко удерживают воду; проницаемость усиливается в плоскости кливажа и в направлении зерна, вызывая быстрое обезвоживание сланцеватых пород, что и отличает последние стадии образования кливажа течения. С этого времени породы становятся сравнительно хрупкими, о чем свидетельствует деформация после образования кливажа течения.

Теперь уже известно о наличии кливажа течения в сильно деформированных плейстоценовых глинисто-алевроитовых породах, поднятых с внутреннего борта Алеутского желоба и с континентального подножия Мексиканского залива [Mooge, Geige, 1974]. В обоих случаях зарождающийся кливаж наблюдается в неконсолидированных осадках. Пластинчатые минералы расположены почти параллельно осевым поверхностям складок.

Пример метаморфического происхождения кливажа в Пенсильвании. Эпштейн [Epstein, 1974] вновь обратился к динамическому метаморфизму для объяснения происхождения сланцев Мартинбург. На основании изучения петроструктурных соотношений минералов он делает следующий вывод.

Кливаж образовался в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой фации или чуть ниже при: 1) тектоническом сжатии, перпендикулярном к плоскости кливажа, вызывающем растворение под давлением с удалением и отщеплением кремнезема из листоватых пластинок с концентрацией менее растворимых компонентов в этих пластинках; 2) механической переориентации минералов параллельно пластинкам, потерей объема, сопровождающейся уменьшением зерен; 3) ламинарном течении (миграция минералов) и внедрении пелитового, а иногда песчаного материала по плоскостям, усиливающимся миграцией кремния при выжимании реликтовых вод из пород или при высвобождении воды из водных минералов, и 4) росте новых минералов. Многочисленные данные показывают, что кливаж развился после отвердения породы.

Несмотря на явное отличие этой гипотезы от гипотезы обезвоживания, где учитывается степень консолидации породы во время образования кливажа, обе гипотезы сходны в том отношении, что жидкости и высокое давление поровых вод способствуют развитию кливажа.

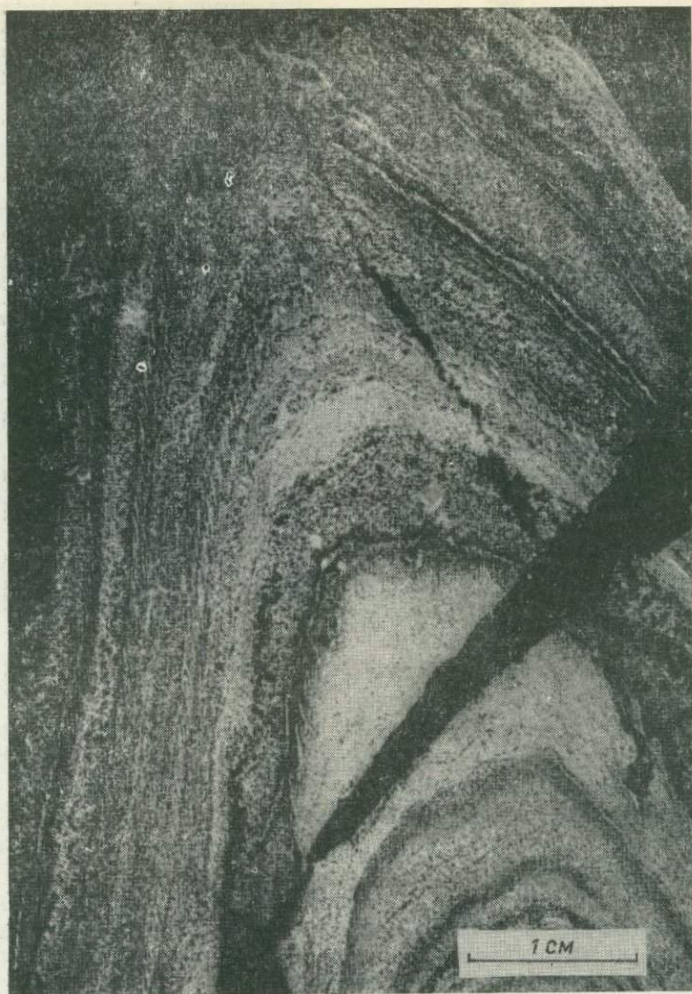


Рис. 12-7. Кливаж осевой поверхности, хорошо развитый в тонкозернистых слоях, но не видный в грубозернистых песчаниках.

Обратите внимание на четкое утолщение песчаных слоев в гребне складки.

Соотношения кливажа и складок. В виде обобщения правильно будет отметить, что в основном плоскости кливажа течения (пластинчатого кливажа) параллельны осевым поверхностям складок, к которым кливаж приурочен (рис. 12-7), но кливаж также часто обнаруживает веерообразное расположение. Когда складчатые слои различаются по крупности зерен, кливаж может быть приурочен к более мелкозернистым слоям (рис. 12-7). Когда складчатые слои резко различаются по физическим свойствам, например кварцит и глинистые или кристаллические сланцы,

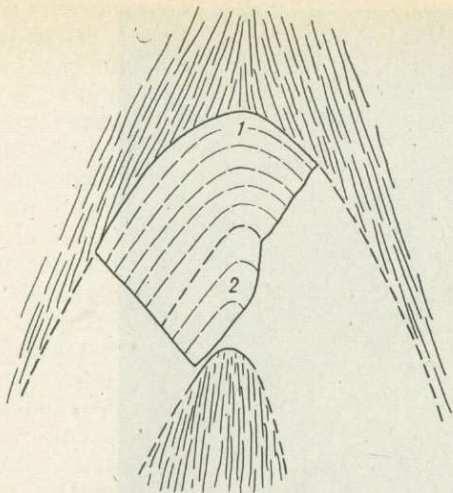


Рис. 12-8. Часть смятого в складки слоя кварцита между слоями слюдястого сланца.

Короткие согласные линии в кварците отражают первоначальную слоистость, на что указывают скопления слюды. Ср. с рис. 12-9.

то ориентация плоскостей кливажа или сланцеватости почти параллельна осевым поверхностям (типичные примеры показаны на рис. 12-8 и 12-9). Такая ориентировка очень напоминает рисунок деформации, наблюдаемый при эксперименте, что опять же подтверждает роль деформации сжатия при развитии кливажа.

Сводные данные о проявлении кливажа. 1. Расстояние между плоскостями сланцеватости. Кливажирование стремится превратить породы в сланцы, но в настоящих сланцах расстояние между плоскостями сланцеватости варьирует от нескольких миллиметров до сантиметра. Расстояние между плоскостями в кливаже разлома составляет от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

2. Тип породы. Кливаж наиболее распространен в тонкозернистых породах: в аргиллитах, глинистых сланцах или известняках — и менее развит в песчаниках.

3. Связь кливажа со складчатостью. Плоскости кливажа часто располагаются почти параллельно осевым поверхностям складок или имеют веерообразное расположение с падением по направлению осевой поверхности антиклинали. Простиране плоскостей кливажа разлома почти совпадает с направлением простираня осевых поверхностей складок, но падение резко отклоняется от осевой поверхности.

4. Изменчивость в степени развития, расстоянии между плоскостями и залеганием при пересечении кливажем пород разной литологии. Часто



Рис. 12-9. Рисунок плоскости кливажа S_1 в многослойной глинисто-песчаной пачке.

Видно развитие дуговидного кливажа у шарнира на сводах глинистых слоев, формация Консфьорд, юго-западная часть Рисфьорда (по Робертсу [Roberts, 1972]).

кливаж как бы «преломляется» при переходе от одного слоя к другому с разной литологией.

5. Движения по плоскостям кливажа и между ними. Движения происходят параллельно плоскостям кливажа, приводя к образованию разных текстур, т. е. небольших складок, излома или смещений по сдвигу. Де Ситтер [De Sitter, 1964] называет тонкие сколы (пластинки или листочки) породы между плоскостями кливажа микролитами (рис. 12-3). Когда складчатость или изломы (кинкинг) заключены между плоскостями кливажа, то сжатие перпендикулярно к плоскости кливажа.

6. Одновременное наличие кливажа разлома и пластинчатого кливажа в массе породы. Поступательное движение по кливажу разлома может привести к образованию нового кливажа — пронизывающего.

7. Перекристаллизация. Породообразующие минералы во многих кристаллических сланцах включают некоторые компоненты (например, гранат, кианит и т. д.), которые образуются только в условиях метаморфизма, и другие компоненты, которые редко бывают крупными в осадочных породах (например, слюда). Большие размеры породообразующих минералов обусловлены в некоторых кристаллических сланцах перекристаллизацией, а в филлитах — перекристаллизацией, которая произошла одновременно с движением в направлении, параллельном плоскости кливажа. Об этом можно судить по наличию «закатанных» гранатов, имеющих вид снежного кома, свидетельствующий о вращении во время роста.

8. Сокращение (сжатие), перпендикулярное к плоскостям кливажа. Деформированные оолиты, окаменелости, галька и другие первичные геологические объекты в породах с кливажем течения показывают, что с развитием кливажа они испытывают сокращение (сжатие), перпендикулярное к главной плоскости кливажа, и удлинение параллельно плоскости кливажа.

Изломы — полосы излома (кинкбанд)

Термин излом используется для описания резкого изгибания или вращения плоскости кливажа или плоскостей напластования (рис. 12-10). Впервые описание этих структур было дано Клафом [Clough, 1897], который назвал полосы, образуемые изломами, напряженными прослоями или кинкбандами. Полосы излома часто встречаются в деформированных тонко расслоенных тонкозернистых породах, какими являются сланцы и филлиты. Расслоение между полосами излома обычно плоскостное, а сам излом может быть очень резкой флексурой или трещиной. Две наклоненные зоны с противоположным знаком вращения часто встречаются вместе и носят название сопряженных систем.

Дьюи разделил кинкбанды на четыре типа (рис. 12-11).

1. Трещины волочения — это кинкбанды с плоскостью излома, представленной трещиной, вдоль которой извне происходит вращение поверхностей расслоения. На плоскостях расслоения внутреннее вращение происходит при смещении или скольжении вдоль плоскостей расслоения. Считают, что эта деформация быстрая и характерна для хрупких материалов.

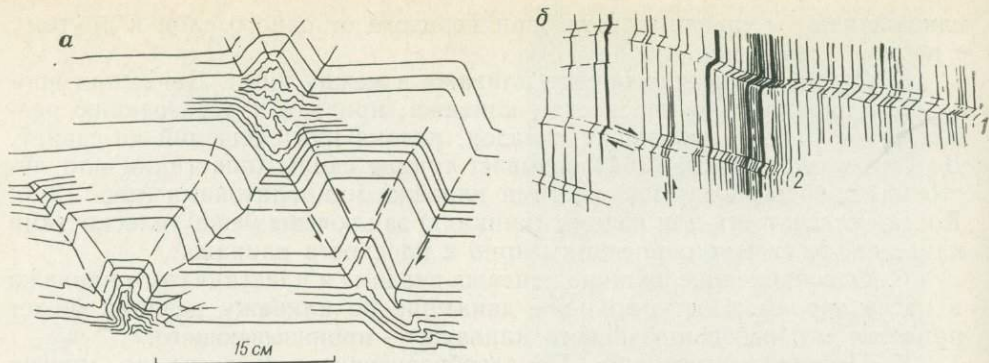


Рис. 12-10. Поздние складки в черных сланцах каменноугольного возраста, округ Корк, Ирландия.

a — сопряженные складки, *б* — кинкбанды (по Дьюи [Dewey, 1965]).

2. Сегрегационные кинкбанды сходны с трещинами волочения, но здесь плоскости расслоения раздвигаются и пустоты заполняются кварцем или кальцитом. Развитие пустот — показатель деформации на малых глубинах.

3. Напряженные прослои в глинистых породах характеризуются наличием зернистых оторочек, образовавшихся при миграции кремнезема. Зоны излома содержат серицит и мусковит.

4. Кинкбанды скальвания — это резкие изменения в направлении расслоения вследствие непрерывного скальвания. Обращает на себя внимание отсутствие плоскостей излома.

Кинкбанды обычно относят к деформации поздней стадии, в частности в эту категорию попадают трещины волочения и сегрегационные кинкбанды. Механизм их образования предусматривает в первую очередь смещение между плоскостями расслоения. Экспериментальные исследования (гл. 4) многое прояснили в образовании кинкбандов, и мы снова вернемся к ним в связи со складками.

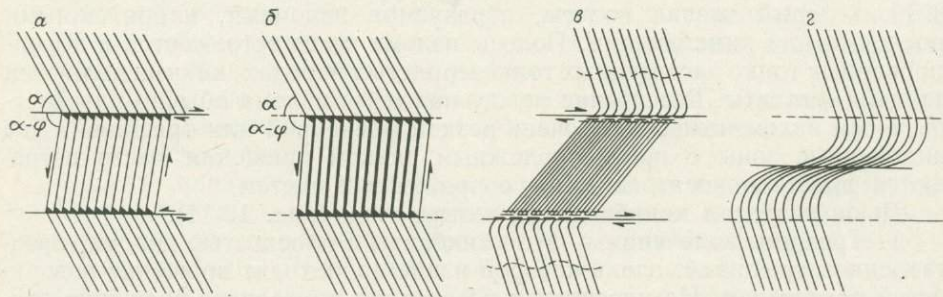


Рис. 12-11. Идеализированная геометрия четырех типов кинкбандов.

a — кинкбанды трещинного волочения; *б* — сегрегационный кинкбанд, *в* — пелитоморфный кинкбанд; *г* — кинкбанды скальвания (по Дьюи [Dewey, 1965]).

Брусчатые и брусчатоподобные структуры

Термины брусчатые и брусчатоподобные структуры применяются для описания столбчатых и стержнеподобных структур, встречающихся в складчатых осадочных и метаморфических породах. Брусчатая структура внешне имеет вид столбов и встречается во многих типах пород. Бруски имеют более или менее четкую цилиндрическую форму и обычно состоят из кварца. Происхождение брусков интерпретируют по-разному, и возможно, что одинаковые структуры образуются по-разному. У многих возникает вопрос, образуются ли бруски и столбчатые формы параллельно или перпендикулярно к направлению движения. Такие термины, как бороздчатость зеркал скольжения для описания «параллельно брусчатых и расслоенных призм», напоминающих бревна, и вытянутые формы на плоскостях разлома, хорошо известны. Почти с уверенностью можно сказать, что такие структуры образовались при движениях, параллельных желобкам (бороздкам).

Совсем по-иному представляет себе происхождение брусчатой и брусчатоподобной структуры в Шотландском нагорье Г. Вильсон [Wilson, 1953]. Он различает три типа борозд, определяющих развитие брусчатых структур: 1) борозды складчатости, 2) борозды кливажа, 3) неправильные борозды.

Борозды складчатости — это цилиндрические неровности напластования, которые представлены несогласным напластованием слоев в бо-

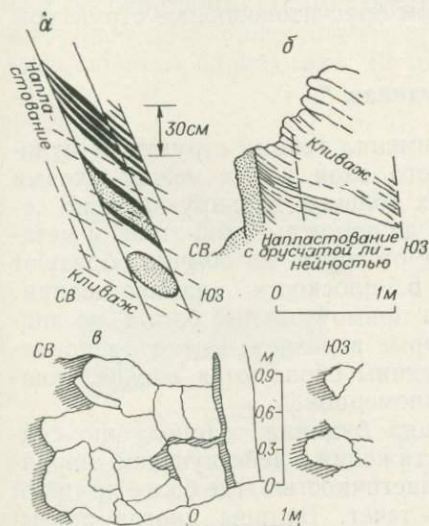


Рис. 12-12.

а, б — примеры развития брусчатого кливажа; в — профили неправильных брусчатых структур (по Г. Вильсону [G. Wilson, 1953]).

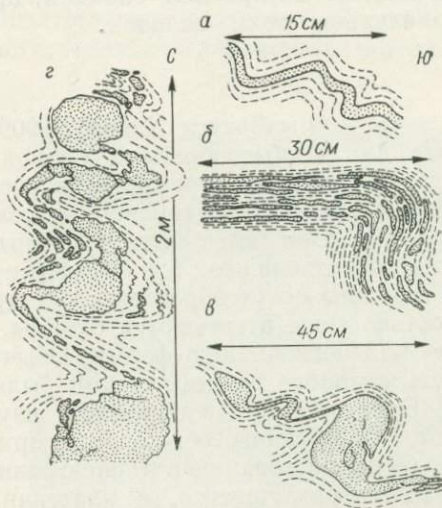


Рис. 12-13.

а — слабо смятая кварцевая жила, параллельная напластованиям; б — вытянутые и смятые кварцевые линзы, параллельные напластованиям; в, г — профили столбиков кварца, развившихся у вершин мелкомасштабных складок (заимствовано из работы Г. Вильсона [G. Wilson, 1953]).

роздах. Борозды кливажа образуются при пересечении плоскостей кливажа и плоскостей напластования, поэтому многие из них имеют вид округлых призм (рис. 12-12). Контакты между тонкими и маломощными пластами волнистые за счет брусчатоподобных структур. Для третьей разновидности борозд характерно очень неправильное сечение, Вильсон дал лишь ее описание. Эти борозды удивительно выдержаны по длине и по параллельности осям более крупных складок, на которых они наблюдаются.

Кварц в брусчатоподобных структурах в основном является продуктом сегрегации кварца при метаморфизме. Такой метаморфизм часто сопровождается образованием складок, сколом и проникающей деформацией. Сегрегационный кварц концентрируется главным образом: 1) по плоскостям напластования, 2) плоскостям кливажа или 3) открытым трещинам (рис. 12-13).

Таким образом, кварцевые брусчатоподобные структуры могут образовываться:

1) при движении в плоскости кварцевой жилы (например, зеркала скольжения);

2) в результате пересечения тонкого слоя кварца (слоя или жилы) плоскостью кливажа, сопровождающегося движением по плоскости кливажа, достаточным, для того чтобы сместить кварц. При этом образуются брусчатоподобные структуры параллельно осям складок;

3) при складкообразовании и закручивании тонких кварцевых жил или пластов на крыльях складки, при этом брусчатоподобные структуры параллельны осям складок.

Будинаж *

Лохест [Lohest, 1909] применял термин структуры будинажа для колбасообразных блоков одного слоя пород между слоями другого. Будины встречаются в слоистых толщах, варьирующих по составу от полуконсолидированных осадков до пород высокой степени метаморфизма. Они могут быть отделены друг от друга, но обычно образуют цепь, а отдельные блоки вытянуты в плоскости напластования.

Будины могут образовывать острые и прямоугольные блоки, но значительно чаще встречаются будины, которые в разрезе имеют бочковидную или четковидную форму. Обычно будины образуются в слое, мощность которого до деформации была равномерной.

Большинство специалистов, изучающих будинаж, единодушно считают, что будины образуются при растяжении, действующем параллельно напластованию в толще с разной пластичностью, где более хрупкий материал разрушается, а пластичный — течет. Будины иногда оказываются повернутыми или деформированными при сколе, но это следствие наложения деформаций, а не неотъемлемая часть процесса, при котором образуется большинство будин.

* Прекрасное детальное описание будинажа дано в работах Вегмана, Клооса и Рамберга [Wedmann, 1932; Cloos, 1947; Ramberg, 1955].

Их форма обусловлена пластическим течением и горизонтальным удлинением слоя. Линзовидные или четковидные блоки могут возникать в крайних случаях пластического течения. Если пластическое течение произошло после разрыва, то верхний и нижний края будины вытянуты дальше, чем ее центральная часть. Наличие структур будинажа подтверждает идею о том, что пластическое течение, параллельное плоскости напластования, происходит в этих слоях и направлено к участкам, где будины разделяются. Иногда слои обтекают край будины. Тонкие зоны разделения будин служат участками роста вторичных минералов в метаморфических породах, а в случае предельного замещения структуры будинажа в этой зоне полностью затушевываются (рис. 12-14 и 12-15).

Удлинение в толще пород может возникнуть вследствие разных условий: растяжение в результате растягивающего усилия, сжатия, перпендикулярного к направлению удлинения, или при приложении пары сил. Рамберг [Ramberg, 1955] отдает предпочтение второму условию как наиболее распространенному. Развитие структуры рассматривается в виде модели, состоящей из хрупкого слоя, заключенного между двумя пластичными. По мере того как толща сжимается между двумя жесткими плитами, в пластичных слоях происходит пластическое течение от центра к краям. В зависимости от граничных условий течение может происходить в одном направлении (приводя к образованию брусчаточных будин) или в нескольких направлениях в пределах слоистости (что обуславливает неправильную форму структур в плане). Течение вызывает волочение в хрупком слое, приводя к его трещиноватости или разделению (первично трещиноватые блоки) (рис. 12-16). Растягивающее напряжение, возника-

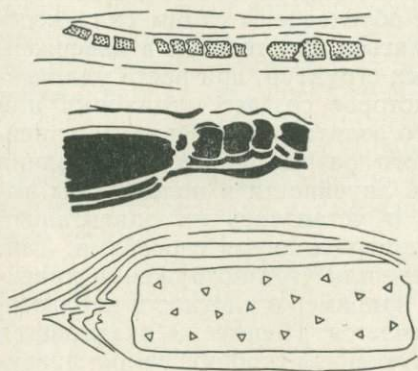


Рис. 12-14. Схематическое изображение природного будинажа (перерисовано с фотографий из работы Рамберга [Ramberg, 1955]).



Рис. 12-15. Будины в смятом в складки слое гнейса, богатом кварцем, в горах Мэдисон, Монтана.

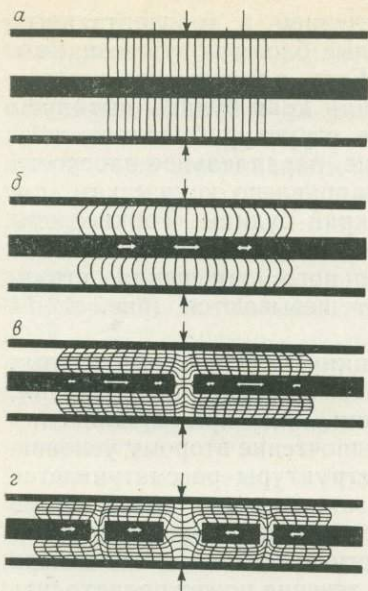


Рис. 12-16. Последовательные ступени образования структур будинажа.

а — состояние до сжатия. Черный слой в середине — компетентный слой, по обе стороны которого расположены некомпетентные слои (участки с вертикальными линиями). Сжимающее напряжение передается двумя жесткими слоями (черный цвет); *б* — сжатие началось; пластическое течение в некомпетентных слоях показано изгибом первоначально вертикальных линий. Стрелки в компетентном черном слое показывают растягивающее напряжение; *в* — более развитая ступень, чем *б*. Компетентный слой теперь разорван в середине, где растяжение было самым большим. Сетка в некомпетентном слое показывает рисунок течения. Эта сетка является развитием воображаемой прямоугольной сетки, не показанной на стадии *б*. Горизонтальные стрелки показывают растягивающие напряжения в компетентном слое; *г* — более развитая стадия, чем *в*: компетентный слой разорван еще в двух местах. Рисунок сетки показывает пластическое течение в некомпетентных слоях во время развития от стадии *в* к стадии *г*. И опять же предполагается, что деформированная сетка стадии *г* развилась из прямоугольной воображаемой сетки, не показанной на стадии *в* (по Рамбергу [Ramberg, 1955]).

ющее в хрупком слое, зависит от сжимающего напряжения, скорости течения, коэффициентов вязкости, мощности и граничных условий, определяющих характер контакта.

Линейные структуры

Термин линейность относится ко всем линейным текстурам горных пород независимо от их происхождения, но многие линейности, приуроченные к складчатым структурам, обусловлены самим складкообразованием. Линейности могут образовываться при течении в изверженных породах, при пересечении плоскостных структур, при росте удлиненных минералов или при скольжении, которое создает штриховку или царапины. Длинная ось деформированного оолита также образует линейную структуру. Поскольку имеется много разных видов образования линейности, следует внимательно изучать линейности в поле, чтобы выявить точную причину их образования и установить их ориентацию. Ориентацию линейных структур удобно измерять двумя способами. Так, можно измерить простирание и погружение или угол погружения линейности в пределах плоскостной структуры, например в плоскости напластования или трещины, в которой она встречается. Иногда же оказывается легче и точнее измерить пространственную ориентировку самой линейности, используя угол и азимут погружения.

Ниже приводится перечень нескольких наиболее важных и часто встречающихся типов линейности в деформированных породах (рис. 12-17). *b* — направление оси складки, *a* — направление тектонической дислокации (перемещение вещества) под прямым углом к *b*; *c* — направление,

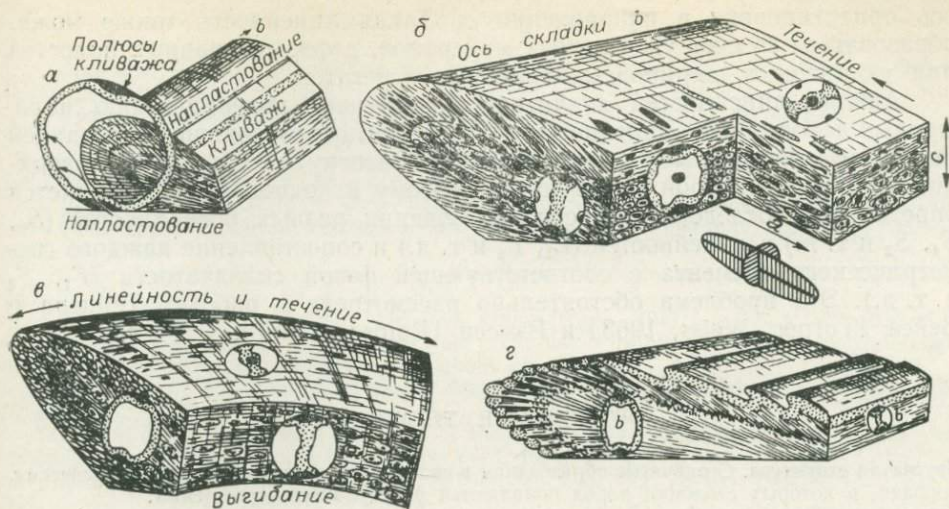


Рис. 12-17. Линейности, обычно связанные со складками.

a — складка, где виден кливаж, веерообразно расходящийся от осевой поверхности. Направление оси складки *b* показано, а на петроструктурной диаграмме и напластование, и кливаж оконтурены. Петроструктурные диаграммы представляют плоскости, на которых они показаны; *b* — эта опрокинутая складка показывает течение вверх по падению кливажа. Темные удлиненные пятна — галька или оолиты. Диаграммы слюды образуют пояса вокруг линейностей в направлении *a*. Данные получены при исследовании у Саут-Маунтин, Мэриленд; *a* — эта опрокинутая складка была вытянута параллельно направлению *b*; *г* — эта опрокинутая складка деформирована таким образом, что на крыльях образуются складки волочения, а слой песчаника *s* скручен и образует столбики или карандашеобразные линейные элементы у шарнира складки (заимствовано из работы Клооса [Cloos, 1946]).

перпендикулярное к плоскости, на которой находятся *a* и *b*, — плоскости *ab*.

1. Линейность кливажированных слоев; плоскость кливажа часто параллельна осевым поверхностям складок (плоскость *ab*) и почти всегда с ней совпадает ось *b*, даже когда плоскости кливажа не строго параллельны (обратите внимание на веерообразное расположение плоскостей кливажа вокруг шарниров складок, рис. 12-17, *a*).

2. Брусчатоподобные структуры, борозды и шестоватые текстуры чаще всего ориентированы в направлении *b*. Некоторые из них образуются вследствие пересечения пластов кливажем. При этом они часто подчеркиваются структурами закатывания, что делает проявление линейности более четким.

3. Оси складок волочения обычно имеют направление *b* и возникают вследствие действия пары сил, которое может вызвать брусчатоподобные или шестоватые (грифельные) структуры вращения.

4. Удлинение в направлении *b* наблюдается, когда складки вытянуты в этом направлении (рис. 12-17, *б*). Растяжение может изменить ориентировку оолитов, т. е. оолиты окажутся ориентированными параллельно оси складки, а не перпендикулярно к ней.

5. Деформированные геологические объекты, такие как органические остатки, галька или оолиты, часто вытянуты так, что их длинная

ось ориентирована в направлении a . Такая линейность также может образоваться за счет удлинённых минералов, деформированных полостей или удлинённых шариков минеральных агрегатов.

Анализ линейностей значительно облегчает интерпретацию наложенных деформаций. Линейности и плоскости, образовавшиеся на ранней стадии деформации, могут превращаться в изогнутые линии или поверхности во время второй деформации, поэтому исходной задачей является определение последовательности образования разных поверхностей (S_0, S_1, S_2 и т. д.) и линейностей (L_1, L_2 и т. д.) и сопоставление каждого геометрического элемента с соответствующей фазой складчатости (F_1, F_2 и т. д.). Эта проблема обстоятельно рассмотрена в работах Тернера и Вейса [Turner, Weiss, 1963] и Рэмсея [Ramsay, 1967].

ОБЪЯСНЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Брусчатая структура. Столбчатые образования в складчатых осадочных и метаморфических породах, в которых столбики пород появляются в результате пересечений.

Брусчатоподобные структуры. В метаморфических породах это линейная структура, в которой останцы кварцевой жилы или кварцевой гальки приняли форму параллельных брусочков.

Внутрипоровое давление. Давление, передаваемое жидкостью, которая заполняет пустоты между частицами грунта или породы.

Гидропластичность. Пластичность, возникающая в результате наличия в осадке поровой воды и пленок абсорбированной воды; благодаря чему осадочный слой легко изменяет свою форму при изменении давления.

Деформационные прослои — синоним **кинкбандов**.

Кинкбанд. Тип полос деформации, являющихся результатом скольжения или обрыва слоев и разделяющих области с различной ориентировкой кристаллической решетки в минералах или слоистости в породах (синоним — **деформационные прослои**).

Кливаж. Свойство или способность породы расщепляться вдоль вторичных вытянутых в ряд структур или иных близко расположенных планпараллельных плоскостных структур и текстур.

Кливаж разлома. Тип кливажа, проявляющийся в деформированных, но слабо метаморфизованных породах и определяемый тесно сближенными параллельными трещинами отдельности и расколами.

Кливаж скольжения. Кливаж, наложенный на пластинчатый кливаж или сланцеватость, для него характерно тесное расположение плоскостей кливажа, между которыми наблюдаются тонкие пластинчатые образования породы, имеющей вид мелковолнистой косой слоистости.

Кливаж течения. Кливаж, при котором подразумевается, что перекристаллизация пластинчатых минералов и расслоение по ним происходят в процессе пластического течения породы.

Микролитон. Тонкие пластинки, заключенные между плоскостями кливажа, где материал горных пород обычно сильно смят и скручен [De Sitter, 1954].

Петроструктура. Сумма всех структурных и текстурных особенностей породы.

Пластинчатый кливаж. Кливаж течения, наблюдаемый в сланцах или других однородных осадочных породах до пород низкой степени метаморфизма.

Принцип Рикке. Термодинамический закон, согласно которому растворение минерала имеет тенденцию происходить в точках, где внешнее давление наибольшее, а кристаллизация — в точках, где внешнее давление наименьшее.

Расслоение. Общее обозначение плоскостной ориентировки текстурных или структурных признаков в любом типе пород, например кливаж, сланцеватость и т. д.

Сланцеватость. Расслоение в кристаллических сланцах или других грубозернистых кристаллических породах, обусловленное планпараллельной ориентировкой зерен минералов пластинчатого, призматического или эллипсоидного габитуса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Anderson, E. M.*, On lineation and petrofabric structure. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 1948, v. 104, p. 99—132.
- Bader, H.*, Introduction to ice petrofabrics. *Jour. Geology*, 1951, v. 59, No. 6.
- Bailey, E. B.*, Tectonic essays. Oxford, Clarendon, 1935.
- Balk, Robert*, Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. *Geol. Soc. America Bull.*, 1936, v. 47, pt. 1.
- Behre, C. H., Jr.*, Slate in Pennsylvania. *Pennsylvania Geol. Survey Bull.*, 1933, No. 16.
- Cloos, Ernst*, Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. America Mem.* 18, 1946.
- Cloos, Ernst*, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. America Bull.*, 1947a, v. 58, p. 843—918.
- Cloos, Ernst*, Boudinage. *Am. Geophys. Union Trans.*, 1947b, v. 28, p. 626—632.
- Cooper, B. N.*, Grand Appalachian field excursion: Virginia Polytechnic Institute engineering Extension Series, Geological Guidebook No. 1, 1961.
- Crook, K. A. W.*, Cleavage in weakly deformed mudstones. *Am. Jour. Sci.*, 1964, v. 262, p. 523—531.
- Crosby, G. W.*, Structural evolution of the Middlebury synclinorium, west-central Vermont. Ph. D. thesis, Columbia Univ., New York, 1963.
- Dale, T. N.*, On plicated cleavage-foliation. *Am. Jour. Sci.*, 3d ser., 1892, v. 43, p. 317—319.
- Dalziel, I. W. D.*, and *Stirewalt, G. L.*, Stress history of folding and cleavage development, Baraboo syncline, Wisconsin. *Geol. Soc. America Bull.*, 1975, v. 86, p. 1671—1690.
- De Sitter, L. U.*, Structural Geology, 2d ed., New York, McGraw-Hill, 1964.
- Dewey, J. F.*, Nature and origin of kink bands. *Tectonophysics*, 1965, v. 1, p. 459—494.
- Epstein, J. B.*, Metamorphic origin of slaty cleavage in eastern Pennsylvania (abs.). *Geol. Soc. America, 27th annual meeting*, Miami, 1974.
- Etheridge, M. A.*, and *Lee, M. F.*, Microstructure of slate from Lady Loretta, Queensland, Australia. *Geol. Soc. America Bull.*, 1975, v. 86, p. 13—22.
- Gonzalez-Bonorino, F.*, The mechanical factor in the formation of schistosity. *Internat. Geol. Cong.*, 21st, Norden, 1960, v. 18, p. 303—316.
- Hancock, P. L.*, Axial-tract-fractures and deformed concretionary rods in South Pembrokeshire. *Geol. Mag. (Great Britain)*, 1965, v. 102, p. 143—163.
- Houghton, S.*, On slaty cleavage and distortion of fossils. *Philos Mag.*, 1856, v. 12, p. 409—421.
- Holmquist, P. J.*, On the relations of the boudinage structure. *Geol. Fören, Stockholm*, 1931, v. 53, p. 193—208.
- Leith, C. K.*, Rock cleavage. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1905, v. 239.
- Leith, C. K.*, Structural geology. New York, Holt, 1913.
- Lohest, M.*, De L'origine des Veines et des Geodes des Terrains Promares de Belgique. *Soc. Geol. Belgique Annales*, 1909, v. 36b, p. 275—282.
- Marcos, Alberto*, Las series del Paleozoico inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de Espana). *Trabajos de Geologia*, 1973, No. 6.
- Marcos, Alberto*, and *Arboleja, M. L.*, Evidence of progressive deformation in minor structures in western Asturian (NW Spain). *Sonderabdruck aus der Geol. Rundsch.*, 1975, Band 64, p. 278—287.
- Maxwell, J. C.*, Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania. In: *Petrologic studies — A volume to honor A. F. Buddington*. Boulder, Colo., *Geol. Soc. America*, 1962.
- Mead, W. J.*, Folding rock flowage and foliate structures. *Jour. Geology*, 1940, v. 48, p. 1007—1021.
- Moore, J. C.*, and *Geigle, J. E.*, Slaty cleavage incipient occurrence in the deep sea. *Science*, 1974, v. 183.
- Oertel, Gerhard*, Extrapolation in geologic fabrics. *Geol. Soc. America Bull.*, 1962, v. 73, p. 325—342.
- Paterson, M. S.*, and *Weiss, L. E.*, Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, p. 841—882.
- Paterson, M. S.*, Experimental deformation and folding in phyllite. *Geol. Soc. America Bull.*, 1966, v. 77, No. 4, p. 343—374.

- Powell, C. McA.*, Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks, north-west Tasmania. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, p. 1043—1060.
- Ramberg, Hans*, Natural and experimental boundinage and pinch and swell structures. *Jour. Geology*, 1955, v. 63, No. 6.
- Ramberg, Hans*, Relationship between length of arch and thickness of pygmatically folded veins. *Am. Jour. Sci.*, 1960, v. 258, No. 1, p. 36—46.
- Ramsay, J. G.*, Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 1967.
- Roberts, David*, Abnormal cleavage patterns in fold hinge zones from Varanger Peninsula, northern Norway. *Amer. Jour. Sci.*, 1971, v. 271, No. 2, p. 170—180.
- Roberts, David*, Tectonic deformation in the Barents Sea region of Varanger Peninsula, Finnmark. *Norges geologiske Underskelse*, 1972.
- Roberts, David*, and *Strömberg, Karl-Erik*, A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. *Tectonophysics*, 1971, p. 105—120.
- Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Vienna, Springer, 1930.
- Sanderson, D. J.*, Patterns of boudinage and apparent stretching lineation developed in folded rocks. *Jour. Geology*, 1974, v. 82, No. 5, p. 651.
- Sharpe, D.*, On slaty cleavage. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 1849, v. 5, p. 111—129.
- Siddens, A. W. B.*, Slaty cleavage — A review of research since 1815. *Earth-Science Revs.*, v. 8, No. 2, p. 205 ff.
- Smith, R. B.*, Unified theory of the onset of folding, boundinage, and mullion structure. *Geol. Soc. America Bull.*, 1975, v. 86, p. 1601—1609.
- Sorby, H. C.*, On the origin of slaty cleavage. *Edinburgh New Phil. Jour.*, 1853, v. 10, p. 137—147.
- Sorby, H. C.*, On the theory of slaty cleavage. *Pilos. Mag.*, 1856, v. 12, p. 127—129.
- Spry, Allen*, The origin and significance of snowball structures in garnet. *Jour. Petrology*, 1964, v. 4.
- Tobisch, O. T.*, Nappe formation in part of the southern Appalachian Piedmont. *Geol. Soc. America Bull.*, 1971, v. 82, p. 2209—2230.
- Tullis, Terry E.*, Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity. *Geol. Soc. America Bull.*, 1976, v. 87, No. 5.
- Turner, F. J.*, Current views on the origin and tectonic significance of schistosity. *Royal Soc. New Zealand Trans.*, 1942, v. 72, pt. 20.
- Turner, F. J.*, Mineralogical and structural evolution of metamorphic rocks. *Geol. Soc. America Mem.* 30, 1948.
- Turner, F. J.*, and *Weiss, L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill, 1963.
- Walls, R.*, A new record of boudinage structure from Scotland. *Geol. Mag. (Great Britain)*, 1937, v. 74, p. 325—332.
- Wegmann, C. E.*, Note sur le boudinage. *Soc. Geol. France Comptes rendus*, 1932, v. 5, pt. 2, p. 477—489.
- Weiss, L. E.*, and *McIntyre, D. B.*, Structural geometry of Dolradian Rocks on Loch Leven. Scottish Highlands. *Jour. geology*, 1957, v. 65, No. 6.
- White, W. S.*, Cleavage in east-central Vermont. *Am. Geophys. Union Trans.*, 1949, v. 30, p. 587—594.
- Williams, P. F.*, Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Amer. Jour. Sci.*, 1972, v. 272, No. 1, p. 1—47.
- Wilson, Gilbert*, The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics. *Geol. Assoc. London Proc.*, 1946, v. 57, p. 263—302.
- Wilson, Gilbert*, Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland. *Geol. Assoc. Proc.*, 1953, v. 64, p. 118—151.
- Wilson, Gilbert*, The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Geol. Belgium*, 1961, v. 84, p. 423—548.
- Wilson, M. E.*, Early Precambrian rocks of Western Quebec. *Geol. Soc. America Bull.*, 1953, v. 64, p. 1492.
- Wynne-Edwards, H. R.*, Flow folding. *Am. Jour. Sci.*, 1963, v. 261, p. 793—814.

СКЛАДЧАТОСТЬ В ТЕОРИИ И ЭКСПЕРИМЕНТЕ

Теоретическое и экспериментальное изучение складчатости *

Теоретический анализ складчатости вытекает из физической теории упругости и гидродинамики. В первом приближении применяются механически простые модели, например, предполагается, что порода ведет себя как идеально упругий вязкий или низкоупругий материал. Далее, используются общие упрощенные предположения:

- 1) рассматриваются условия напряжения и деформации на плоскости;
- 2) вязкие материалы трактуются как несжимаемые;
- 3) постулируется, что вязкие материалы обладают линейной вязкостью (вязкость не зависит от скорости деформации), и принимается простая конфигурация напряжения для начала складкообразования. Обычно основное напряжение задается в направлении, параллельном складчатости.

Теоретически анализируются следующие общие типы моделей:

- 1) упругий слой, окруженный воздухом;
- 2) толща упругих слоев разной мощности;
- 3) упругий слой, заключенный между вязкими или упруговязкими слоями;
- 4) переслаивающиеся упругие и вязкие слои;
- 5) толща вязких слоев. Она может изменяться в предположении, что между слоями существует большая разность вязкостей, что все слои имеют одинаковую вязкость и что количество слоев и их мощность разные.

Современное физическое моделирование стало тоньше, изощреннее. Ранние модели воспроизводили породы и

* Основные положения, которые теперь широко используются как при теоретических, так и при экспериментальных исследованиях складок, известны по работам Байота [Biot, 1957, 1964, 1965] об устойчивости при продольном изгибе упругой, вязкоупругой и вязкой слоистой среды, а также Рамберга [Ramberg, 1967, 1968] по применению динамики жидкостей. Рэмсей [Ramsay, 1967] дает наиболее полную сводку о применении анализа ограниченной деформации. Уточнены области применения этих методов в работах Чэппла [Chapple, 1968, 1969], Бейли [Bailey, 1970, 1971], Прайса [Price, 1967], Дитриха и Картера [Dietrich, Carter, 1969], Тригуса [Treagus, 1973], Смайса [Smythe, 1971], Шервина и Чэппла [Sherwin, Chapple, 1968] и Хоббса [Hobbs, 1971].

процессы весьма приближенно. Затем предпринимались попытки к использованию экспериментов на масштабных моделях, на которых сопоставлялись время, размер, вязкость и упругие свойства материалов в соотношениях, аналогичных существующим в природе. Современные модели экспериментально дублируют условия, постулированные в теоретических исследованиях, а результаты оцениваются по тому, насколько тесно они приближаются к примерам, наблюдаемым в поле.

Переменные величины складчатости. В процессах складкообразования следующие факторы являются особенно важными.

1. Физические условия, при которых происходит складкообразование и которые влияют на поведение материала: температура, всестороннее (ограничивающее) давление, растворы, скорость деформации, внутрипоровое давление.

2. Характер складчатых пород: физические свойства пластов во время деформации, однородность физических свойств в пределах каждого слоя, изменение мощности и типа пород в стратифицированной толще, приложение деформирующих напряжений, направление приложения главных напряжений, скорость деформации, длительность приложенного напряжения, выдержанность напряжения по направлению и постоянство скорости деформации.

Некоторые из этих основных факторов уже рассматривались применительно к небольшим образцам породы (гл. 4). Из сделанных выводов наиболее важные следующие.

1. При низкой температуре, низком всестороннем давлении и большой скорости деформации большинство пород ведет себя как хрупкий упругий материал.

2. При высокой температуре и высоком всестороннем давлении большинство пород обнаруживает упругую деформацию или упруговязкое течение.

3. Даже при сравнительно небольшой нагрузке в породах происходит деформация ползучести, если направленное напряжение приложено в течение длительного времени.

Эти выводы показывают, что разные механизмы складкообразования зависят от физических условий, при которых происходит деформация. Так, поверхностную складчатость кристаллических пород на сравнительно небольшой глубине и при низкой температуре лучше всего объяснить упругой деформацией, особенно если складкообразование происходило недолго. Складкообразование на большей глубине в условиях метаморфизма или в течение длительного времени, вероятно, лучше объяснить вязким поведением.

Для целей экспериментального анализа характер складчатых пород дается в упрощенном виде. Обычно стратифицированная толща рассматривается как пачка слоев, в которой каждый слой считают однородным, одинаковой мощности, с одинаковыми модулями упругости или вязкости.

Эксперименты на масштабных моделях.* Несмотря на спорный характер выводов, сделанных в результате модельных испытаний, струк-

* См. Hubbert [1937].

туры, возникающие при эксперименте, часто напоминают наблюдаемые в поле. Более того, результаты модельных экспериментов оказали влияние на интерпретацию структур. При изготовлении моделей принималась разная степень приближения. Некоторые модели сконструированы так, что в них точно выдерживается масштаб размеров и физических свойств используемых материалов. При других же экспериментах материалы лишь в общих чертах подобны исследуемым породам.

Масштабные модели создаются с учетом соответствующих размеров и достаточной продолжительности эксперимента, чтобы получить материал с требуемой масштабной плотностью и вязкостью. Соотношения времени, размеров и плотности устанавливаются следующим образом: $L_1/L_2 = \lambda$, L_1 — длина в природе, L_2 — длина на модели; $t_1/t_2 = \tau$, t_1 — время в природе, t_2 — время на модели; $\rho_1/\rho_2 = \delta$, ρ_1 — плотность в природе, ρ_2 — плотность на модели.

Модельные соотношения для таких величин, как площадь, объем, частота, скорость, ускорение, импульс силы, сила, работа, мощность, напряжение, модули упругости и вязкости, можно выразить в единицах размера, времени и плотности. Такие характеристики, как вязкость и прочность, зависят от значений, выбранных в соответствии с продолжительностью эксперимента; таким образом, материал не может быть выбран случайно, если хотя бы получить результаты в определенно заданном масштабе. Основным критерием теории масштабных моделей является динамическое подобие: все сходные силы моделируемого и природного процессов должны быть пропорциональны. Эти условия почти удовлетворяются, если силы инерции пренебрежимо малы (как в случае пластической или упруговязкой деформации) и если гравитационная постоянная не изменяется. Такой принцип масштабных моделей нашел свое применение в экспериментах Неттлтона [Nettleton, 1943] по изучению образования соляных куполов и Бачера [Bucher, 1956] по изучению образования складчатых структур.

Эксперименты на классических моделях. Виллис [Willis, 1893] экспериментально получил складки, напоминающие складки в Аппалачах, задолго до того как были сформулированы принципы масштабного моделирования. Его модели состояли из слоев, составленных из смеси воска, штукатурки и скипидара. Некоторые слои были слишком твердые для использования на масштабных моделях, но эту трудность удалось преодолеть благодаря использованию больших нагрузок от свинцовой дроби, которая воспроизводила литостатическое давление. Модель сжимали по горизонтали и получили структуры, показанные на рис. 13-1. Коробчатые

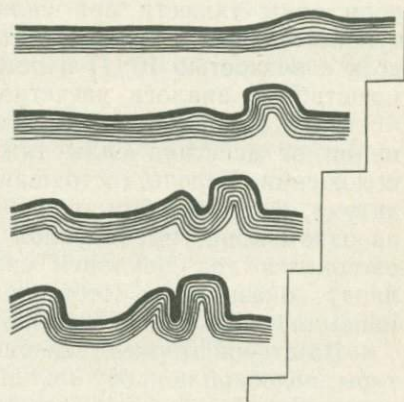


Рис. 13-1. Концентрические складки, образовавшиеся при горизонтальном сжатии в прессовальном ящике (перерисовано с иллюстраций Виллиса [Willis, 1934]).

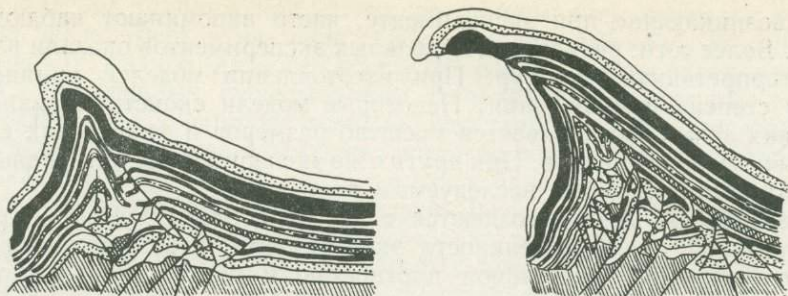


Рис. 13-2. Складки, образовавшиеся при экспериментах в прессовальном ящике. Поднятие competentной антиклинали продолжается до тех пор, пока она не оказывается над поршнем, с помощью которого прикладывается давление. Затем ближнее к прессу крыло складки пододвигается под более удаленное крыло, и слои при инверсии вытягиваются, образуя пологий надвиг альпийского типа (перерисовано с иллюстраций Виллиса [Willis, 1934]).

складки, образовавшиеся при этом эксперименте, напоминают складки Юрских гор (Франция). Образование складок на модели при горизонтальном сжатии над жестким фундаментом сопровождалось течением мягкого материала в ядра антиклиналей из соседних синклиналей. Аналогичная гипотеза выдвигалась для объяснения складок Юрских гор.

Во время другого эксперимента Виллис смоделировал развитие надвигов на переднем крыле асимметричной антиклинали (рис. 13-2). По мере того как слои выгибаются вверх в пластичных толщах, материал перемещается в сводовое поднятие вдоль нарушений, образованных в хрупких слоях. При продолжении сжатия инверсированные слои сначала растягиваются, а затем нарушаются разрывами, образуя пологий надвиг, аналогичный описанному Геймом в Альпах.

Бачер [Bucher, 1956] использовал масштабные модели для изучения роли силы тяжести при складкообразовании форланда. Он применял чувствительный к изменениям температуры упруговязкий материал — воск с вязкостью 10^6 П и петролатум. Эти материалы дают прекрасные масштабные аналоги расчетной вязкости породы.

Одна группа экспериментов предусматривала моделирование деформации от действия силы тяжести в псевдовязких слоях в наклонном положении. Модель, состоящая из переслаивающихся слоев воска и петролатума, была сконструирована таким образом, что верхняя поверхность на одном конце имела уклон 23° . Когда воск с высокого конца модели растекался под действием силы тяжести, слои, соответствующие форланду, оказывались собранными в систему дисгармоничных складок, напоминающих складки форландов горных поясов.

Во второй группе экспериментов моделировалось образование структуры, подобной покрову альпийского типа. Деревянный поршень медленно с постоянной скоростью вводили в утолщенный слой воска на одном конце модели. Так как скорость движения поршня была в несколько раз больше скорости ползучести воска, воск скапливался. При его растекании сформировались лежащая складка и корень (рис. 13-3). Переднее крыло этой складки сильно утонено и вытянуто, наблюдаются виргации, подобные

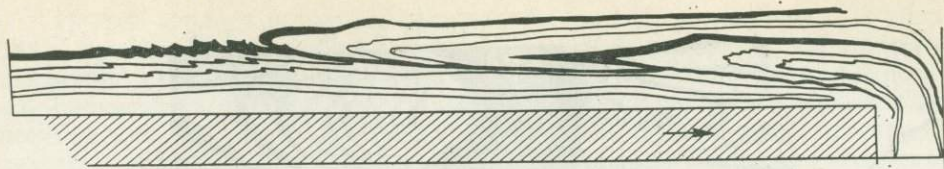


Рис. 13-3. Складки и надвиговые покровы, образовавшиеся при эксперименте с воском. Слои воска укладывали горизонтально между барьером справа и деревянным блоком, а другими слоями воска покрывали блок. Блок (диагональные линии) вдвигали горизонтально в воск, который сначала вздувался вверх, а затем растекался горизонтально под действием гравитационного растяжения, производя складчатость в слоях воска, перекрывавших блок (заимствовано из работы Бачера [Bucher, 1956]).

виргации лежащих складок в Альпах, а также поверхностные складки перед покровом. У края покрова складки опрокинуты. При удалении от фронтального края складчатость выклинивается, подобно тому как это происходит во многих орогенных поясах. Фактическое сокращение составило 20 см, а при измерении длины слоя вдоль складок, включая тектонический покров, получили 80—100 см, т. е. почти в пять раз больше фактического сокращения; при этом возникает вопрос о величине сокращения в орогенных поясах.

Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. С помощью поляризационно-оптического метода интерференционную картину напряжений можно непосредственно наблюдать в прозрачной среде. В основу метода положено явление двойного преломления или двойного лучепреломления. В 1815 г. Дэвид Брюстер установил, что четкую цветовую картину, созданную напряжением, можно наблюдать, если кусочек напряженного стекла рассматривать в поляризованном свете, проходящем через него. Для получения черно-белой картины преломления, показанной на рис. 13-4, теперь используют монохроматический свет. Этот метод широко применяется при моделировании инженерных сооружений и находит все большее использование при решении геологических проблем [Currie, Patnode, Trump, 1962; Ramberg, Strömgård, 1971]. При изучении складок стекло заменяют желатином.

Двупреломление создается под действием главных напряжений, ориентированных в плоскости поперечной оси распространения поляризованного света. Картина напряжений представлена циклами цветных полос: желтым, красным и зеленым. Участки одинакового цвета называют изохроматическими. Полосы — это скопления точек равных разностей между максимальным и наименьшим главным напряжением, ориентированным в плоскости, поперечной к распространению света.

В качестве примера рассмотрим модель (рис. 13-4) из резиновой полоски, погруженной в желатин, которая сократилась на 18% при сжатии. Черные точки с полосами первого хроматического порядка — это точки, где нет конечной деформации. По такой картине изохроматических цветов можно построить траектории, соединяющие точки равной деформации.

Складчатость при упругом продольном изгибе. Как известно из физики, продольный изгиб некоторой структурной системы происходит,



Рис. 13-4. Изохроматические полосы, образовавшиеся при продольном изгибе резиновых полос, погруженных в желатин.

Модель показывает смещение после общего сжатия на 18% (по Роберту и Стремгарду [Roberts, Strömgaard, 1972]).

когда напряжение системы таково, что первоначальная конфигурация становится неустойчивой и система приобретает какую-то другую постоянную форму. Флексурный продольный изгиб — это особый тип изгиба, при котором стержень (пластина и т. д.) под нагрузкой сжимается на концах и параллельно первоначальной длине стержня (рис. 13-5). В идеале стержень имеет шарнирное соединение на каждом конце, так что вращение не ограничено. Когда пластина испытывает равномерное сжатие, она остается прямой и устойчивой до тех пор, пока напряжение не станет критическим:

$$\sigma_{\text{крит}} = \tau^2 EI/L_2 \text{ (уравнение Эйлера),}$$

где E — модуль Юнга; I — момент инерции пластины; L — длина волны продольного изгиба.

Когда напряжение становится критическим, пластина изгибается по наиболее слабой оси и приобретает синусоидальную форму с наибольшей амплитудой в середине длины. Продольный изгиб считают упругим, когда все участки изогнутого материала остаются упругими, т. е. деформация полностью восстанавливается при снятии нагрузки. (Породы имеют упругую жесткость в диапазоне от 10^{10} до 10^{12} дин/см²).

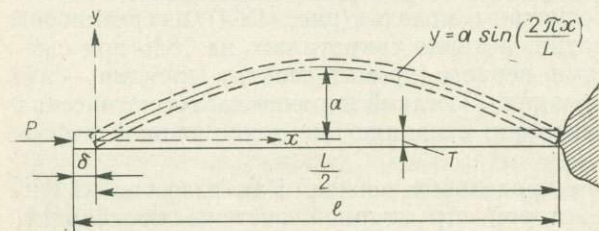


Рис. 13-5. Схематическое изображение продольного изгиба невесомой балки с шарнирными концами.

Первоначальная длина балки l показана изогнутой в складку с длиной волны L (по Карри, Патноуду и Трампу [Currie, Patnode, Trump, 1962]).

Не все геологи точно используют это определение. Бейли [Bailey, 1971] принимает более общее определение, где учитываются характерные движения скольжения при изгибе. Он определяет продольный изгиб как процесс, в котором: 1) плита или плиты, первоначально более или менее плоские, подвергаются напряжению сжатия, приложенному параллельно исходному положению плит, и 2) происходит изменение геометрии плиты, где отклонение от плоскостного очертания значительно больше, чем в начале, а общая длина плит, измеренная в общем направлении напряжений сжатия, меньше.

И полевые наблюдения, и лабораторные эксперименты показывают, что напластование, мощность и расположение слоев важны для определения того, как толща пород реагирует на деформацию. Поведение толщи зависит от расположения в стратиграфическом разрезе пачек с разной пластичностью или упругостью. Физические свойства и мощность преобладающей пачки обычно контролируют длину волны складки, образующейся на ранней стадии деформации при продольном изгибе.

Байот [Biot, 1961] и Карри, Пэтнуод и Трамп [Currie, Patnode, Trump, 1962] проанализировали три случая упругого продольного изгиба (рис. 13-6 и 13-7).

I. Однокомпонентный слой (слой с низкой пластичностью) в воздухе.

II. Преобладающий слой с мощностью T , расположенный между двумя упругими слоями мощностью J с жесткими внешними границами.

III. Большое число n тонких упругих слоев при мощности каждого слоя t и общей мощности T .

Во всех трех случаях нагрузка приложена параллельно напластованию; слой быстро изгибается и приобретает синусоидальную форму. Установлено, что и нагрузка, необходимая, чтобы вызвать изгиб, и длина волны зависят от упругости слоев и гравитационной текучести (ползучести) жидкости вокруг плиты.

Случай I. Здесь применяется уравнение Эйлера. Уравнение выведено при решении инженерных задач, когда исследование проводилось под давлением 1 ат, а деформации в Земле в основном происходят на какой-то глубине, так что критическая деформация $\sigma_{\text{крит}}$, при которой начинается продольный изгиб в недрах Земли, равен разнице между максимальным главным напряжением и всесторонним (литостатическим) давлением.

Момент инерции I изогнутого слоя является функцией ширины ω и мощности T слоя:

$$I = T^3\omega/12.$$

Если ширина слоя принимается за единицу: $I = T^3/12$ и $\sigma_{\text{крит}} = \pi^2 ET^3/(12L^2)$, — то критическая деформация — это функция единичной мощности и упругости слоя. Синусоидальная волна с длиной волны L образуется при продольном изгибе (рис. 13-5); длина волны выражается уравнением

$$L = 2\pi T^3 \sqrt{\frac{E}{6E_0}},$$

где E — модуль Юнга включенной пачки; E_0 — модуль Юнга среды, в которую погружен слой.

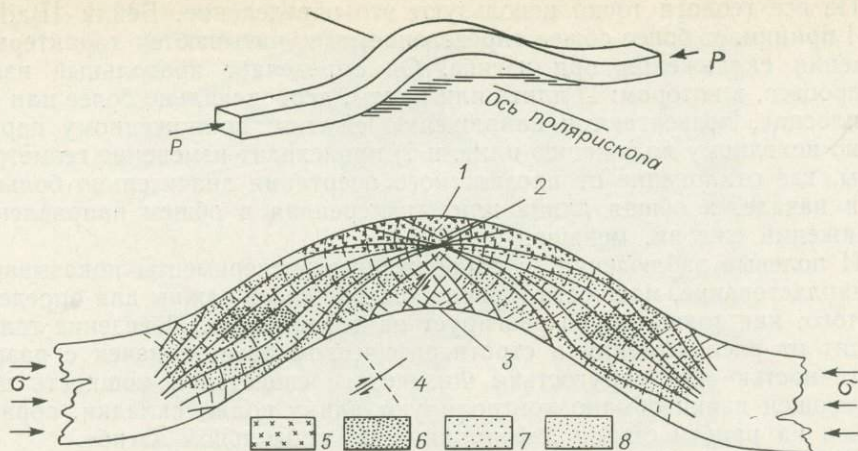


Рис. 13-6. Качественный фотоупругий анализ гребня и бортов продольно-изогнутой желатиновой балки (длина 24", ширина 2", толщина 1").

Обратите внимание на траектории напряжения. Схематическое изображение образца при продольном изгибе: 1 — тангенциальное напряжение $\sim \sigma$ (растяжение), 2 — нейтральная точка, 3 — тангенциальное напряжение $\sim 3\sigma$ (сжатие); 4 — траектории максимального скальвающего напряжения; 5 — участок, где имеются тангенциальные напряжения; 6—8 — относительные значения скальвающих напряжений, параллельных плоскостям напластования (6 — $\sigma/2$, 7 — $3\sigma/8$, 8 — $\sigma/4$). (Займствовано из работы Карри, Пэтнуода и Трампа [Currie, Patnode, Trump, 1962]).

Среда, в которую погружен компетентный слой, должна иметь модуль упругости меньше 1 : 100 погруженного слоя, чтобы создалась упругая неустойчивость. Такое заметное различие в модулях упругости в природе могло бы существовать в случае сцементированного песчаника или кварцита, переслаивающегося с мощными слабыми материалами, такими как глинистый сланец, соль, гипс и аргиллит. Прайс [Price, 1967] приводит

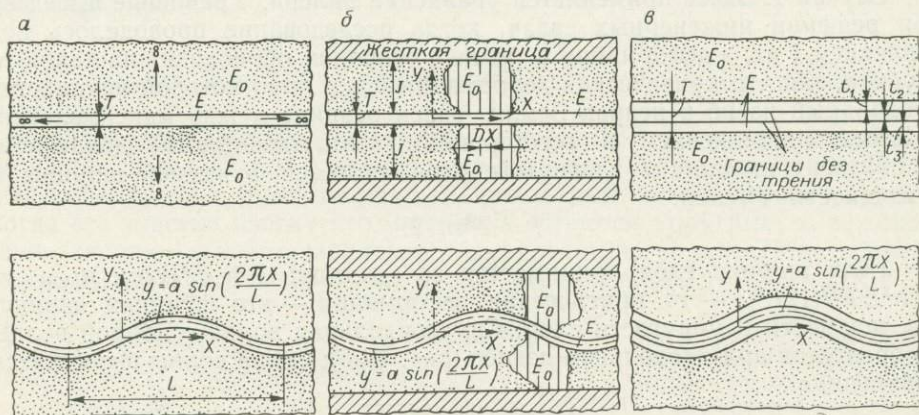


Рис. 13-7.

а — схематическое изображение продольного изгиба балки в непрерывной бесконечной среде; б — продольный изгиб балки в среде, состоящей из вертикальных столбиков, ограниченных жесткими элементами; в — продольный изгиб балки из многих элементов в бесконечной среде (по Карри, Пэтнуоду и Трампу [Currie, Patnode, Trump, 1962]).

отношение модулей сдвига для сцементированного песчаника, погруженного в аргиллит, 1000 : 1. Чаще наблюдаются отношения в диапазоне от 5 : 1 до 50 : 1. Соответствующие значения отношения L/T преобладающей пачки составляют от 6 : 1 до 12 : 1.

Если принимается отношение $E/E_0 = 100$, то приведенное выше уравнение показывает, что наименьшее отношение длины волны к мощности слоя в этом случае 16 : 1.

Случай II. Длина волны компетентного слоя при этом становится

$$L = \sqrt[4]{2\pi^4 E T^3 J / (3E_0)}.$$

Уравнение сводится к величине, близкой приведенной в случае I, когда J равно или больше длины волны.

Случай III. Доминирующая длина волны становится

$$L = 2\pi T \sqrt[3]{E / (6n^2 E_0)},$$

где E_0 — упругость бесконечной среды, в которую погружены слои. Этот случай лучше всего соответствует упругой неустойчивости, но при предположении, что границы отдельных компетентных пачек лишены трения.

Для проверки приведенных выше уравнений Карри с соавторами [Currie e. a., 1962] провели серию экспериментов со слоями из желатина в качестве аналогов некомпетентных пачек с полосками из резины, соответствующими более компетентным слоям. Модули Юнга соответственно 1 : 10 *. Эксперименты с помощью поляризационно-оптического метода подтверждают теоретическое предположение об образовании складок при продольном изгибе преобладающего пласта в сравнительно компетентной среде.

Теоретические значения длины волны сравнивались Карри с соавторами с фактическими данными о складчатых толщах, полученными в поле. Построен график зависимости длины волны ряда складок в осадочных породах от мощности определяющей (компетентной) пачки (рис. 13-8). Они установили линейную зависимость между длиной волны и мощностью определяющей пачки. При таком сравнении особенно осторожно следует подразделять разрез на компетентные и некомпетентные слои. Границы формации не всегда соответствуют границам, разделяющим пласты пород разной структуры. Итак, это исследование показывает, что мощность определяющей пачки и относительные физические свойства слоев ответственны за длину волны, образующейся на ранних стадиях возникновения продольного изгиба.

Складчатость вязкоупругих материалов. Многие породы ведут себя как упругие вещества, когда они деформируются при низкой температуре и низком всестороннем давлении на небольшой глубине (по крайней мере в течение процесса). Породы остаются упругими и хрупкими при высокой скорости деформации даже на большой глубине; но когда скорость деформации низкая, а температура и давление высокие, поведение породы значительно ближе к поведению вязкоупругого материала. Модель вяз-

* В оригинале 10 и 100 psi, т. е. 10 и 100 фунт-сила/дюйм² — Прим. ред.

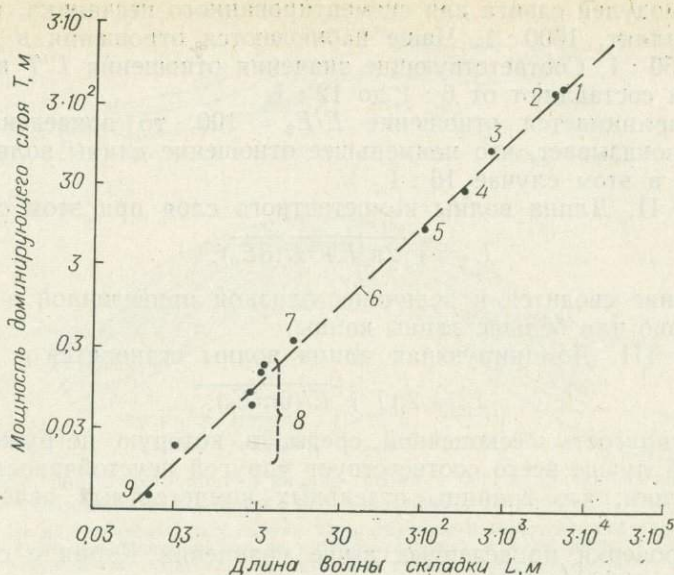


Рис. 13-8. Диаграмма в логарифмической шкале зависимости длины волны от мощности доминирующего слоя, составленная по полевым наблюдениям.

1 — серия Медина, Западная Вирджиния; 2 — формация Паллизер, Альберта; 3 — формация Кардьюм; 4 — формация Чимунг, Западная Вирджиния; 5 — формация Уайт Медина, Западная Вирджиния (сводное поднятие Хандерсвилль); 6 — $L/T \approx 27$; 7 — нижнедевонская толща, Нью-Йорк; 8 — компетентные слои формации Чимунг Портедж, Западная Вирджиния; 9 — небольшая складка в глинистых сланцах (по Карри, Пэтноуду и Трампу [Currie, Patnode, Trump, 1962]).

коупругого материала можно использовать при изучении деформации, которая происходит в условиях высокой степени метаморфизма, а также деформации соли, глины и неконсолидированных осадков даже в приповерхностных условиях. Байот [Biot, 1961, 1965] и Рамберг [Ramberg, 1963] создали математическую основу для анализа складчатости вязких слоев. Ниже рассмотрены три модели, проанализированные Байотом. В каждом случае складка с определенной длиной волны растет значительно быстрее других и длина волны становится доминирующей.

I. Продольный изгиб упругой плиты в вязкой среде. В этом случае рассматривается складчатость компетентного слоя в некомпетентной среде (например, песчаник в глинистом сланце и т. д.). Образуется доминирующая длина волны, выраженная уравнением

$$L_D = \pi T \sqrt{E / [(1 - \nu)^2 P]},$$

где ν — коэффициент Пуассона.

Длина волны в этом случае зависит от сжимающей нагрузки P и мощности упругой плиты (T).

II. Вязкая плита в вязкой среде. При вязкоупругой и вязкой деформации внезапная неустойчивость и быстрый изгиб пластов не возникают. Напротив, деформация непрерывна и развивается как

функция времени. Складкообразование зависит от первоначального несовершенства состава и структуры пласта. Скорость изгибания оказывается функцией длины волны складок. Установлено, что у некоторых складок длина волны растет быстрее, чем у других, наиболее быстро растущая длина волны называется доминирующей — L_D . После того как происходит некоторое горизонтальное сжатие, волна становится синусоидальной. Считают, что условия складкообразования вязкой плиты, сжатой в вязкой среде, приближаются к условиям, когда складки развиваются при высокой степени метаморфизма.

Доминирующая длина волны в этом случае выражена уравнением

$$L_D = 2\pi T^3 \sqrt[3]{\eta/(6\eta_1)},$$

где η — вязкость слоя; η_1 — вязкость среды.

Обратите внимание на то, что доминирующая длина волны не зависит в этом случае от сжимающего напряжения. Напряжение влияет на скорость складкообразования, а не на доминирующую длину волны, которая в 20—50 раз больше мощности слоя при отношении η/η_1 , известном для этих пород.

Байот использует эти теоретические положения, чтобы определить скорость, при которой происходит увеличение начальной длины волны в вязкоупругом слое. Коэффициент усиления — это функция коэффициента вязкости слоя, среды и времени. Когда амплитуда складок достигает определенной точки, она возрастает при мгновенном увеличении скорости. Необходимое для этого время зависит только от коэффициентов вязкости. Например, если слой с вязкостью 10^{21} П переслаивается в других слоях с вязкостью 10^{18} П и подвергается сжимающей нагрузке 10^8 дин/см², то время, необходимое, чтобы слой уменьшился на 25%, будет выражено формулой

$$\text{Время} = \eta/\rho = 10^2 : 10^8 = 10^{13} \text{ с} = 317\,000 \text{ лет},$$

а доминирующая длина волны L_D будет равна 37,5, умноженным на мощность слоя. Эти значения оказываются в диапазоне геологически вероятных.

III. Многочисленные вязкие слои. Доминирующая длина волны, когда многочисленные слои N идентичной мощности T и вязкости η (со смазанными границами между слоями) погружены в вязкую среду η_1 и подвергаются горизонтальному сжатию, определяется формулой

$$L_D = 2\pi T \sqrt[3]{N\eta/(6\eta_1)}.$$

Все выводы, касающиеся единичных слоев, применимы к случаю многочисленных слоев, за исключением того, что все значения зависят от величины N .

Приложение теории к полевым исследованиям. Теоретические данные помогают изучению складок в поле и способствуют пониманию процесса складкообразования. Наиболее важные из сделанных Байотом выводов следующие.

1. Породы при быстрой деформации являются упругими. При медленной деформации их поведение аналогично поведению вязких материалов с вязкостью от 10^{17} до 10^{22} П. При длительном действии сжимающих нагрузжений (порядка миллиона лет) даже сравнительно небольшие нагрузки могут вызвать взрывное складкообразование в очень прочной породе.

2. Вязкое поведение преобладает над упругим при вязкоупругой деформации и небольших нагрузках, но разрыв и пластическая деформация происходят в основном в зоне шарнира, где большие нагрузки вызывают большие напряжения при изгибе.

3. Максимальные напряжения возникают в точках максимальной амплитуды. Во впадинах это сжатие, а на своде — растяжение. Когда максимальное напряжение достигает уровня разрыва, возрастает скорость ползучести, образуются трещины и происходит локальное ослабление слоя. Деформация продолжается, как если бы слой образовывал шарнир в этих точках, а изгибы становятся более резкими. При больших напряжениях трещинообразование и пластическое поведение возникают почти мгновенно. Поэтому разрыв зависит от скорости деформации.

4. Вязкое поведение, часто преобладающее в тектонической складчатости, приводит к крупным деформациям без разрыва.

5. При чисто вязких деформациях и при незначительном влиянии силы тяжести доминирующая длина волны не зависит от тектонической деформации.

6. Доминирующая длина волны зависит от корня кубического из отношения вязкостей, и на результат не очень влияют значительные изменения разности вязкостей.

Анализ деформации при складкообразовании. Изучению складкообразования способствовали основополагающие работы Байота и Рамберга. Исследования проводились с помощью ЭВМ, ускоривших расчеты напряжений и деформаций, определяемых для слоя, представленного точками, что позволяет проследить путь любой заданной точки при развитии складчатости.

Пример анализа конечного состояния в случае однослойной складки при продольном изгибе приведен на рис. 13-9, где видны изменения в форме складки, сопровождающие сжатие.

Рис. 13-9. Математическое моделирование однослойных складок продольного изгиба (метод анализа напряжений и деформаций конечного числа элементов)

Прогрессивное развитие формы складки при общем сокращении. Исходное отношение длины волны к толщине взято из основного уравнения Байота и Рамберга. Коэффициент вязкости $\mu_1/\mu_2 = 100$ (по Хадлстону и Стефансону [Hudleston, Stephansson, 1973]).

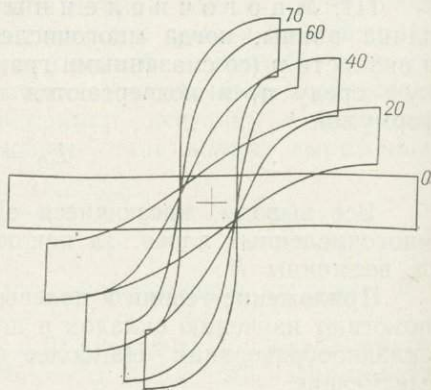
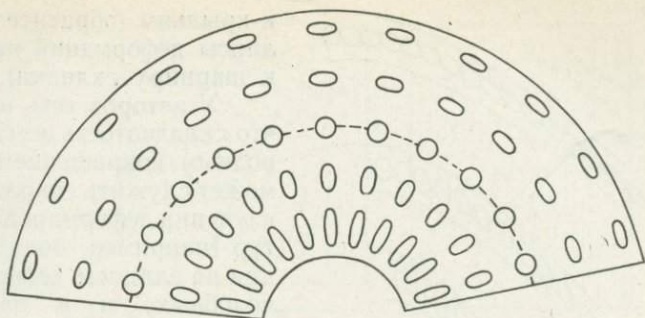


Рис. 13-10. Распределение деформации в стержне, деформированном при продольном изгибе.

Поверхность неопределенной деформации показана пунктиром (по Хоббсу [Hobbs, 1971]).



Математический анализ дает возможность рассчитать эллипсы деформации по точкам в складчатом слое, где образуются параллельные или подобные складки, как показано на складке продольного изгиба (рис. 13-10). Штриховая линия соединяет точки по нейтральной поверхности, где эллипсы деформаций соответствуют наименьшим напряжениям: напряжение растяжения вызывает растяжение в слое над нейтральной зоной над гребнем складки, а нижняя часть складчатого слоя сжата. Сравните это с участком складчатого слоя резины, деформированного экспериментально (рис. 13-11). Анализ деформаций подобной складки (рис. 13-12) выявляет различие между подобной и параллельной складкой. У параллельных складок не обнаруживается значительного изменения деформаций от кровли к подошве слоя, а у подобных складок эти изменения имеют иную направленность. Минимальная деформация происходит над гребнем подобной складки, и она усиливается от гребня

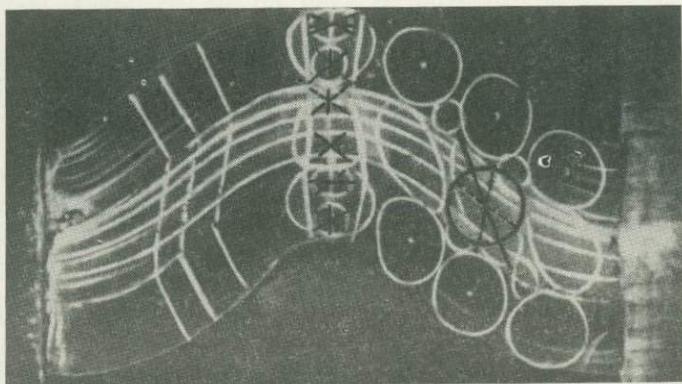


Рис. 13-11. Слой из мягкой резины, ограниченный двумя слоями более жесткой резины толщиной около 12 мм.

Штриховые черные линии показывают направление максимального предельного скола; сплошные черные линии проходят параллельно максимальному относительному удлинению. Черные круги на крыле складки идентичны по размеру первоначальным круглым маркирующим знакам до деформации. Линии между пересечением этого круга с эллипсом напряжения с почти таким же центром параллельны двум направлениям предельной максимальной деформации сдвига (по Рамбергу [Ramberg, 1963]).

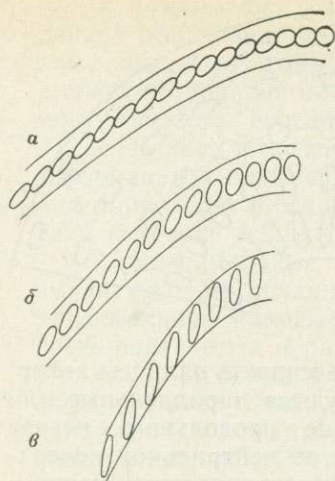


Рис. 13-12. Распределение деформации в идеально подобных синусоидных складках.

а — без сокращения; б — сокращение 20%; в — сокращение 50% (по Хоббсу [Hobbs, 1971]).

Оси сжатых элементов в параллельных складках различаются по наклону в зависимости от расположения на складке.

Изменение напряжения и деформации с развитием складчатости. Направление осей главного напряжения и деформации непрерывно меняется от точки к точке в складчатом слое по мере развития складчатости. Значительные изменения происходят как по мере увеличе-

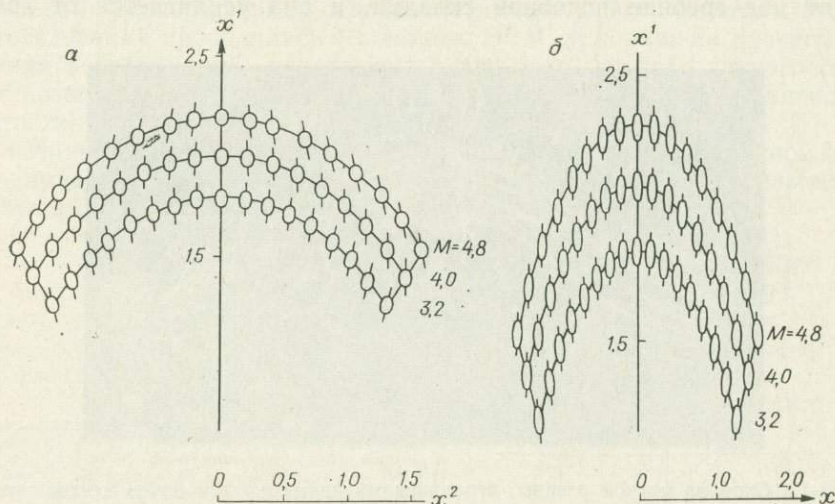
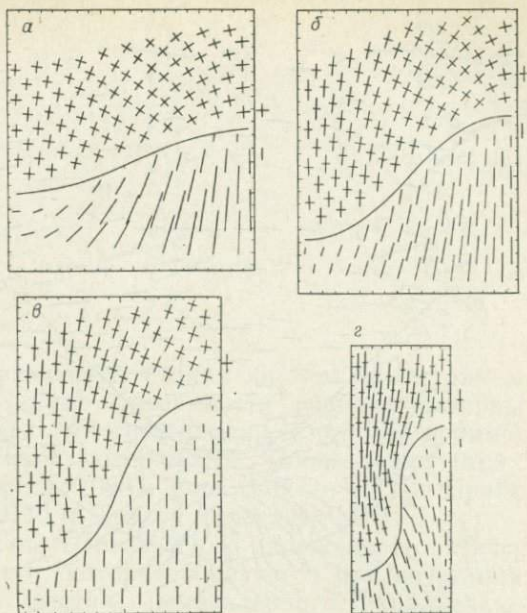


Рис. 13-13. Складки, образовавшиеся при продольном изгибе при разной степени однородного сокращения перпендикулярно к осевой поверхности.

а — сокращение 20%; б — сокращение 50%. Это параллельные складки с наложенным однородным сокращением (т. е. неоднородная деформация + однородная деформация = общая деформация) (по Хоббсу [Hobbs, 1971]).

Рис. 13-14. Ориентация осей эллипсов деформации показана крестиками, а скорости растяжения — длиной сплошных штрихов для складок с доминирующей длиной волны при угле падения крыла 23° (а), 46° (б), 66° (в) и 89° (г). В каждом случае оси эллипса деформации и скорость деформации для эквивалентного равномерного сжатия показаны вдоль правого края рисунка (по Чэпплу [Chapple, 1968]).



ния крутизны крыльев складок, так и при общем сжатии. Чэппл [Chapple, 1968] определял изменение осей и скорости деформации (рис. 13-14) по точкам в складках с определенным падением крыльев.

Изменение напряжения в четырех точках вязкого слоя, деформируемого в менее вязкой среде, по мере развития складчатости приведено на рис. 13-15. Абсцисса показывает общий процент деформации и сопровождающее ее изменение падения крыла, а на оси ординат нанесены напряжения. На врезке показано положение четырех точек. Это исследование посвящено дальнейшему изучению эллипсов деформаций на изогнутом резиновом листе, позволяющем иллюстрировать относительные изменения напряжения. Обратите внимание на то, что напряжение некой низкой точки на складке достигает максимального значения при угле падения крыльев 20° , в то время как сжимающие напряжения становятся максимальными уже в начале процесса для всех рассмотренных отрезков. Точки над средней линией слоя обнаруживают напряжения сжатия в начале процесса, а при развитии складчатости здесь концентрируются растягивающие напряжения. В верхней части рисунка видно направление главных напряжений. Первоначально они ориентированы в плоскости напластования. Как только пласт изгибается, происходит переориентировка напряжений, которая продолжается, когда изменяется форма складки. Здесь изображена ориентировка главных напряжений, после того как сжатие составило 40%.

Развитие асимметричных складок. Согласно теоретическим и экспериментальным данным, приведенным в предыдущих разделах, максимальное главное напряжение направлено в основном параллельно первоначаль-

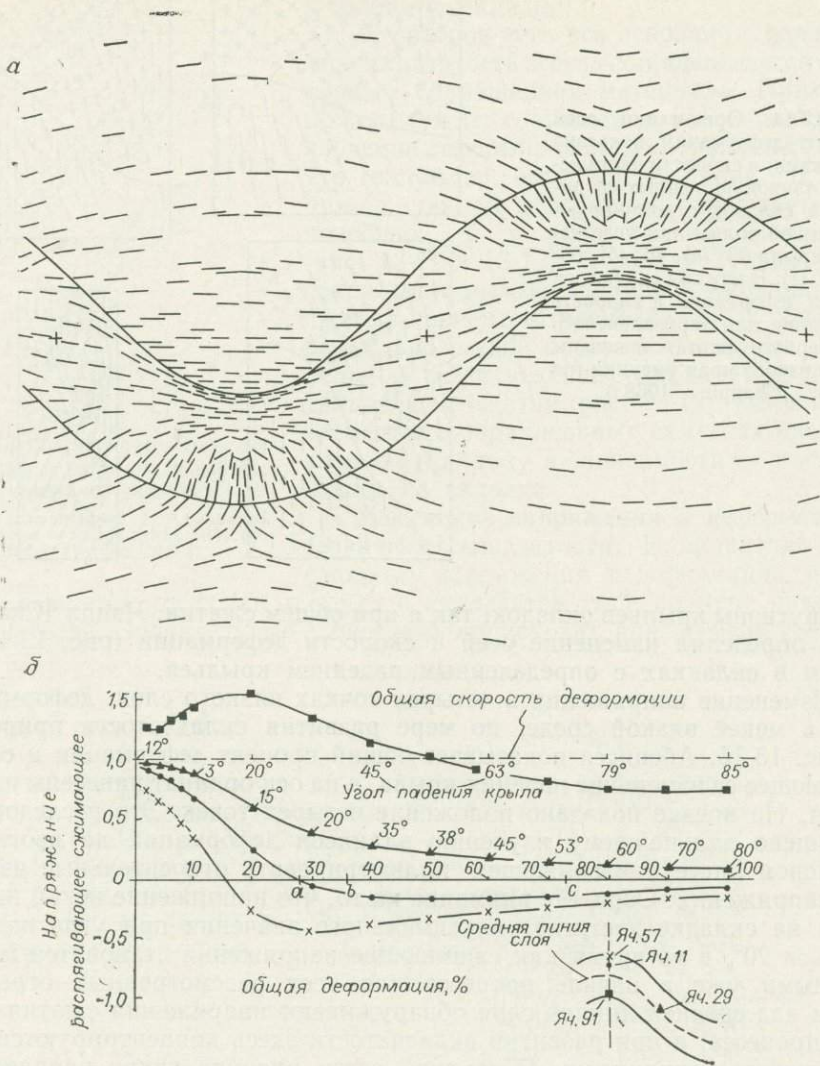
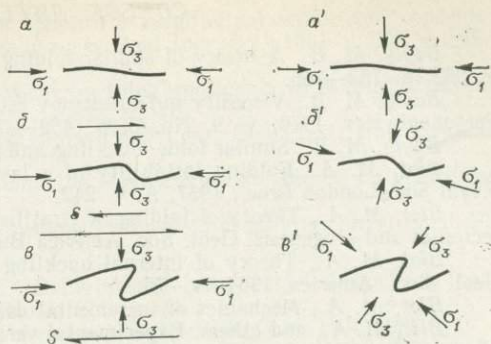


Рис. 13-15. Теоретическое изменение напряжения при складчатости вязкого слоя в менее вязкой среде [Dietrich, Carter, 1969].

a — ориентация σ_1 после 40% сжатия слоя; *b* — изменение при общем сокращении (деформация внутри вмещающей породы) относительной величины главных напряжений для разных участков в пределах складки (см. врезку). Цифры у треугольников ячейки 29 показывают наклон σ_1 к падению пласта (по Картеру и Релею [Carter, Raleigh, 1969]).

Рис. 13-16. Схематическое изображение развития асимметричных складок.

a — начальный продольный изгиб горизонтального слоя при горизонтальном максимальном напряжении при сжатии σ_3 и минимальном напряжении при сжатии σ_1 ; *b* — наложение небольшой пары сил при сдвиге *S* параллельно σ_1 , что приводит к образованию *b'* с новым максимальным и минимальным напряжением σ_1 и σ_3 при слабом повороте с тем же знаком, что и *S*; *в* — большая пара сил при сдвиге *S*₁, что приводит к значительному повороту ортогональных сжимающих напряжений и развитию асимметричной складки (по Смайту [Smythe, 1971]).



ному напластованию. Складки, образующиеся таким образом, симметричны в поперечном сечении, а их осевые поверхности перпендикулярны к главному сжатию системы. Однако многие складки в природе асимметричны и имеют наклонные осевые поверхности. Образование таких структур изучали Рамберг [Ramberg, 1963], Гош [Ghosh, 1966], Прайс [Price, 1967], Смайк [Smythe, 1971] и Тригус [Treagus, 1973].

Рамберг [Ramberg, 1963] и Гош [Ghosh, 1966] заложили теоретическую основу изучения складчатости, которая образуется при сочетании действия сдвига и напряжения сжатия, направленного параллельно первоначальному напластованию. Небольшие асимметричные складки волочения обычно приурочены к полойной скольжению, которое включает локализованные пары сил. По-видимому, крупные складки становятся асимметричными, так как первоначально они располагались наклонно к напряжениям сжатия или возникли в результате сдвига, образовавшегося за счет разницы в перемещениях горных пород на разных уровнях деформируемой толщи.

Степень асимметрии складки может быть выражена как отношение длины длинного крыла к короткому. Это отношение редко бывает меньше 1,5 : 1, а иногда достигает 6 : 1. Для системы складок более показательной характеристикой симметрии являются элементы залегания осевых поверхностей. Осевые поверхности расположены перпендикулярно к направлению сжатия или начального напряжения в случае прямых симметричных складок. Прайс [Price, 1967] показывает, что это справедливо также и для асимметричных складок, заложение которых начинается, когда ось максимального главного напряжения наклонена к первоначальному положению слоя (рис. 13-16). При таком условии возникает напряжение сдвига, создающее в свою очередь дополнительный изгибающий момент. Общая кривая имеет асимметричную форму, и образующаяся в результате складка тоже асимметричная. После заложения складки и когда положение осей складки определилось упругим разрушением, ее дальнейшее развитие происходит в основном путем вращения крыльев, т. е. увеличения угла их наклона. Прайс выдвигает гипотезу, согласно которой работа, затраченная на вращение каждого крыла, должна быть одинакова и поэтому более короткое крыло оказывается повернутым на больший угол.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bayly, M. B.*, A theory of similar folding in viscous materials. *Am. Jour. Sci.*, 1964, v. 262, p. 753—766.
- Bayly, M. B.*, Viscosity and anisotropy estimates from measurements on chevron folds. *Tectonophysics*, 1970, v. 9, No. 5, p. 459—474.
- Bayly, M. B.*, Similar folds, buckling, and great-circle patterns. *Jour. Geol.* 1971, v. 79.
- Biot, M. A.*, Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. *Royal Soc. London Proc.*, 1957, A, v. 242.
- Biot, M. A.*, Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, p. 1595—1632.
- Biot, M. A.*, Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, v. 75.
- Biot, M. A.*, *Mechanics of incremental deformation*. New York, Wiley, 1965.
- Biot, M. A.*, and others, Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, p. 1621—1632.
- Bucher, W. H.*, Role of gravity in orogenesis. *Geol. Soc. America Bull.*, 1955, v. 67, p. 1295—1318.
- Chapple, W. M.*, A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding. *Geol. Soc. America Bull.*, 1968, v. 79, p. 47—68.
- Chapple, W. M.*, Fold shape and rheology; the folding of an isolated viscous-plastic layer. *Tectonophysics*, 1969, v. 7, No. 2, p. 97—116.
- Chapple, W. M.*, and *Spang, J. H.*, Significance of layer-parallel slip during folding of layered sedimentary rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, No. 10, p. 1523.
- Currie, J. B.*, *Patnode, H. W.*, and *Trump, R. P.*, Development of folds in sedimentary strata. *Geol. Soc. America Bull.*, 1962, v. 73, p. 655—674.
- Dieterich, J. H.*, and *Carter, N. L.*, Stress-history of folding. *Am. Jour. Sci.*, 1969, v. 267, No. 2.
- Donath, F. A.*, Role of layering in geologic deformation. *New York Acad. Sci. Trans.*, 1962, v. 24, p. 236—249.
- Donath, F. A.*, Folds and folding. *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75.
- Donath, F. A.*, and *Parker, R. B.*, Folds and folding (abs). *Geol. Soc. America Spec. Paper* 68, Abstracts for 1961, 1961, p. 87—88.
- Frocht, M. M.*, *Photoelasticity*. New York, Wiley, 1964.
- Gay, N. C.*, and *Weiss, L. E.*, The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks. *Tectonics*, 1974, v. 21, p. 287—300.
- Ghosh, S. K.*, Experimental testes of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformation. *Tectonophysics*, 1966, v. 3.
- Chosh, S. K.*, Experiments of buckling of multilayers wich permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, 1968, v. 6, No. 3, p. 207—249.
- Handin, J. M.*, *Friedman, M.*, and *Logan, J. M.*, Experimental folding of rocks under confining pressure; buckling of single-layer rock beams. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 1973, No. 16, p. 1—28.
- Hobbs, B. E.*, The analysis of strain in folded layers. *Tectonophysics*, 1971, v. 2, No. 5, p. 329—375.
- Hubbert, M. K.*, Scale models and geologic structures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1937, v. 48, p. 1459.
- Hudleston, P. J.*, The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar, Scotland. *Tectonophysics*, 1973, v. 17, p. 89—132.
- Hudleston, P. J.*, and *Stephansson, O.*, Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. *Tectonophysics*, 1973, v. 17, No. 4, p. 299—321.
- Kuenen, P. H.*, and *De Sitter, L. U.*, Experimental investigations into the mechanism of folding. *Leidse Geol. Med.*, 1938, v. 10, p. 271—240.
- McBirney, A. R.*, Experimental deformation of viscous layers in oblique stress fields. *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, No. 3, p. 495—498.
- Nettleton, L. L.*, Recent experimental and geophysical evidence of salt dome formation. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1943, v. 27, p. 51—63.
- Paterson, M. S.*, and *Weiss, L. E.*, Experimental folding in rocks. *Nature*, 1962, v. 195.
- Price, N. J.*, The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments. *Tectonophysics*, 1967, v. 4, p. 173—201.

Ramberg, Hans, Relationship between concentric longitudinal strain and concentric shearing during folding of homogeneous sheets of rocks. *Am. Jour. Sci.*, 1961, v. 259, p. 382—390.

Ramberg, Hans, Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1963a, v. 47.

Ramberg, Hans, Strain distribution and geometry of folds. *Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull.*, 1963b, v. 42, p. 3—20.

Ramberg, Hans, Gravity deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models. New York, Academic, 1967.

Ramberg, Hans, Instability of layered systems in the field of gravity. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1968, v. 1, No. 7.

Ramberg, Hans, and *Strömgaard, K. E.*, Experimental tests of modern buckling theory applied to multilayered media. *Tectonophysics*, 1971, v. 11.

Ramsay, J. G., Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 1967.

Ramsay, J. G., Development of chevron folds. *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, p. 1741—1754.

Roberts, David, and *Strömgaard, K. E.*, A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. *Tectonophysics*, 1972, v. 14.

Sanford, A. R., Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1959, v. 70, p. 19—52.

Sherwin, Jo-Ann, and *Chapple, W. M.*, Wave-lengths of single layer folds: A comparison between theory and observation. *Am. Jour. Sci.*, 1968, v. 266, No. 3, p. 167—179.

Smythe, D. K., Viscous theory of angular folding by flexural flow. *Tectonophysics*, 1971, v. 12.

Smythe, D. K., Viscous theory of angular folding by flexural flow. *Tectonophysics*, 1972, v. 12, No. 5, p. 415—430.

Strömgaard, Karl-Erik, Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. *Tectonophysics*, 1973, v. 16, p. 215—248.

Timoshenko, S. P., and *Gere, J. M.*, Theory of elastic stability, 2d ed., New York, McGraw-Hill, 1961.

Treagus, S. H., Similar folds and anisotropy. *Jour. Geology*, 1972, v. 80, No. 1, p. 122—123.

Treagus, S. H., Buckling stability of viscous single-layer system, oblique to the principal compression. *Tectonophysics*, 1973, v. 19.

Treagus, S. H., Buckling stability of viscous single-layer system, oblique to the principal compression. *Tectonophysics*, 1974, v. 19, No. 3, p. 271—289.

Vikhert, A. V., and *Kurbatova, N. S.*, Folds in tectonic model experiments arising as a result of an increase in volume. *Geotectonics*, 1969, No. 2, p. 137.

Willis, Bailey, Mechanics of Appalachian Structure. U. S. Geol. Survey Ann. Rept. 13, 1893.

Willis, Bailey, Geologic structures, 3d ed. New York, McGraw-Hill, 1934.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ СКЛАДКИ И СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

Возникновение крупных складок и складчатых систем и их связь с тектоническим планом

Несмотря на то что данные по геометрии мезоскопических складок, приведенные в предыдущей главе, приложимы и к более крупным складкам, легче иногда рассматривать крупные складки в связи с общим тектоническим строением региона, частью которого они и являются. Иными словами, основное различие в подходах к мезоскопическим и крупномасштабным складкам сводится к методам, используемым при описании и анализе этих двух групп структур. Если для характеристики мезоскопических складок требуется детальное описание поверхностей S и соотношения петроструктурных элементов, то для описания крупномасштабных структур чаще используются структурно-геологические карты, а также поперечные разрезы и другие данные, показывающие нескрытые части структур.

Многие крупные складки, такие как складки уплотнения, соляные купола и складчатые оползни, образуются при отсутствии любой сильной направленной деформации, отличной от действия силы тяжести, и это явно нетектонические складки. Ясно также, что иногда складки являются частью крупных орогенных поясов, где кора в основном подвергалась сильным и систематическим деформациям, вызванным горизонтальным сжатием, а также растяжением и скольжением приподнятых участков под действием силы тяжести. Другая группа складок, как в пределах, так и вне орогенных поясов, образуется при реакции коры на движения по разломам. Образование третьей группы складок связано обычно с вертикальными движениями. В некоторых случаях оно вызвано непосредственно горизонтальными движениями, хотя такая зависимость устанавливается не всегда.

Нетектонические складки. Описание большинства нетектонических складок дано в других разделах этой книги. Так, в гл. 2 речь идет о складках уплотнения, в гл. 15 — о купольных структурах над соляными диапирами, а в гл. 8 — о складках, образующихся при гравитационных оползнях. Кроме того, купольные поднятия

могут образовываться над интрузиями изверженных пород. Складки уплотнения можно обнаружить в любом бассейне осадконакопления, где осадки разной степени сжимаемости накапливались в виде неровных слоев. Особенно часто они встречаются там, где отложение осадков происходило на неровном основании, т. е. на уже существовавшем рельефе. Для таких складок характерно уменьшение мощности осадочных слоев над гребнем складки. Соляные купола приурочены к осадочным бассейнам, где накопились большие мощности соли и осадков. Соль имеет высокую пластичность и служит как бы смазкой при гравитационном оползании, или, как в Юрских горах, она может быть слоем, по которому при горизонтальном сжатии могут скользить и образовывать складки другие пласты. Однако большинство соляных куполов встречается в районах, где исключается воздействие горизонтального сжатия, как, например, в Мексиканском заливе и на Северо-Германской низменности. Складчатые оползневые массы и массы скольжения известны в пределах и за пределами орогенных поясов, и часто бывает трудно установить воздействие внешних сил. Многие оползни встречаются в морских условиях, где вода смачивает массы пород и способствует их движению вниз по континентальному склону в желоб, где образующиеся при этом осадки создают хаотический меланж или смесь осадков с более или менее разобщенными массами пород, смятыми в неориентированные складки. После вертикальных поднятий оползни играют большую роль, если имеются плоскости скольжения.

Конседиментационная складчатость. Крупномасштабные складки могут образовываться в результате вертикальных движений в седиментационном бассейне во время осадконакопления. Купер [Cooper, 1964] считает, что таким было происхождение многих складок форланда Аппалачей (рис. 14-1), хотя он полностью признает, что эти складки четко вырисовались и были видоизменены под действием более позднего горизонтального сжатия.

Имеется два типа признаков конседиментационной складчатости: во-первых, локализация и приуроченность определенных типов фаций осадочных пород к синклиналям и антиклиналям; во-вторых, изменение мощности отложений: более мощные разрезы наблюдаются в синклиналях, менее мощные — в антиклиналях. Устойчивость таких зависимостей для многих слоев и пачек говорит о том, что образование складок продолжалось в течение длительного времени. В случае складок, описанных Купером, мощность разреза на антиклинали 838 и 2853 м в центре синклинали (Прайс-Маунтин, Виргиния). Для синклиналей здесь характерны не только большие мощности, но и «локальные обособления особых фаций, включающих черные сланцы (говорящие об условиях стоячих вод), зеленые сланцы, полимиктовые конгломераты и плохо отсортированные грубообломочные породы... На гребнях антиклиналей разрезы обычно менее мощные, и тут преобладают биостромы и биогермы, большое количество трещин высыхания и маломощные хорошо промытые и более окисленные осадки» [Cooper, 1964].

Региональные структуры, образовавшиеся в результате вертикальных движений. Считают, что конседиментационные складки, описанные в предыдущем разделе, обычно возникают при горизонтальном сжатии,

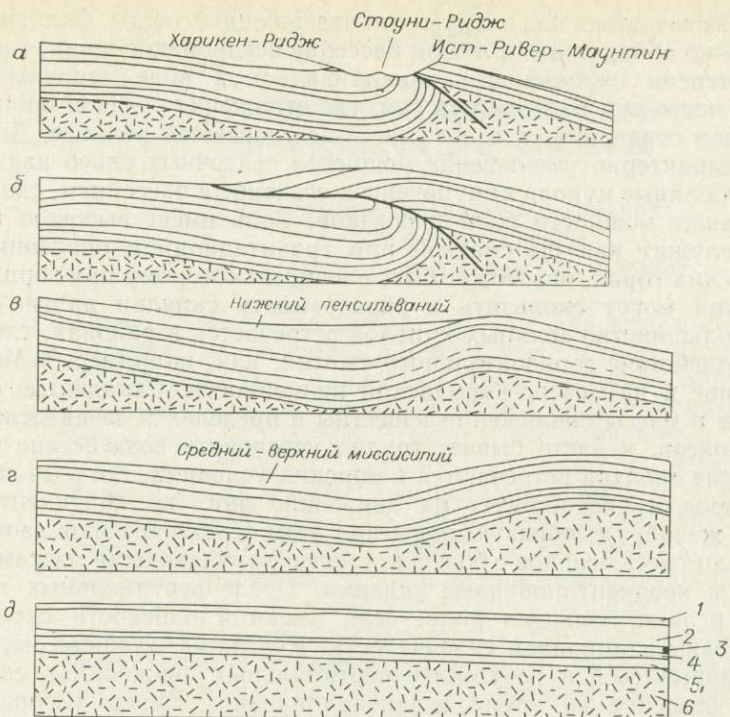


Рис. 14-1. Конседиментационная деформация, предложенная для объяснения развития синклинали Харикен-Ридж Купером.

Модель отражает вовлечение фундамента в складкообразование форланда. *a* — эрозия срезает ведущий край надвигающегося блока, и след сброса отступает вниз по падению; *b* — локализованное опускание, контролируемое фундаментом, в конечном счете приводит к изгибу, вдоль которого верхний блок надвигается на опускающуюся синклинали; *в* — локализованное прогибание и продолжающееся накопление более мощных толщ в раннепенсильванское время; *г* — локализованное прогибание осадконакопления, одновременно происходит деформация мощных миссисипских толщ пород; *д* — равномерные условия накопления, когда район был частью шельфа форланда; *1* — формация Прайс и Макроуди; *2* — девон; *3* — средний и верхний ордовик и силур; *4* — доломиты Нокс; *5* — нижний и средний кембрий; *6* — фундамент [Cooper, 1961].

но в ряде случаев стратиграфические данные говорят о локализованном вертикальном поднятии в пределах крупного седиментационного бассейна. Часто такие широкие складки расположены за пределами орогенных поясов, где не может быть и речи о складчатости при горизонтальном сжатии. Такие широкие складки образуются на континентальных платформах. Прекрасные примеры имеются в Северной Америке. Это бассейны Паудер-Ривер, Денвер и Делавэр, расположенные восточнее фронта Скалистых гор, а также бассейны Мичиган и Иллинойс во внутренних частях континента. Причины образования таких бассейнов или широких сводовых поднятий (например, Финдли, Цинциннати, Кейп-Фиар и т. д.), а также купольных поднятий (Нашвилл, Озарк и Адирондак) во многом остаются неясными. Вероятно, они были в основном обусловлены вертикальным поднятием или погружением, причем процесс был глубинным,

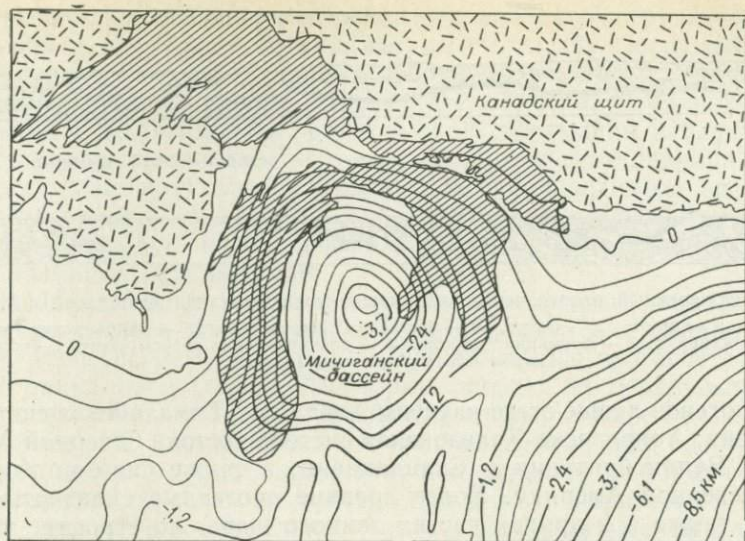


Рис. 14-2. Мичиганский бассейн — один из крупных бассейнов, обнаруженных на континентальных платформах.

Контурные показывают глубину до фундамента в метрах (взято с Тектонической карты Северной Америки, 1969 г.).

так как для многих структур характерна большая амплитуда вертикальных движений. Например, в бассейне Мичиган граница между докембрием и кембрием расположена на 3050 м ниже уровня моря и на 152 м выше уровня моря на смежном Висконсинском нагорье.

Большинство крупных региональных структур рассматривают как купола, впадины, сводовые поднятия, прогибы или поднятия, но угол падения слоев на крыльях этих структур обычно настолько мал, что они лучше всего распознаются на региональных геологических или структурных картах (рис. 14-2). Иногда они имеют форму структурных террас (плоскозалегающие пласты), гомоклиналей (равномерное падение) или моноклиналей (флексура на плоском слое или гомоклинальной толще) (рис. 14-3).

Складки тектонического происхождения. Складки безусловно являются наиболее четко различимыми структурами орогенных поясов, где они обычно приурочены к надвигам и характеризуются сильно тектонически деформированными и метаморфизованными породами

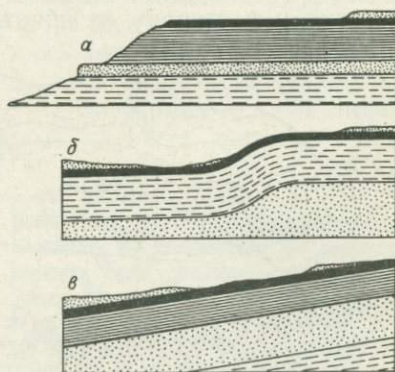


Рис. 14-3. Схематические поперечные сечения плоскозалегающих пластов (а), моноклиналей (б) и гомоклиналей (в).

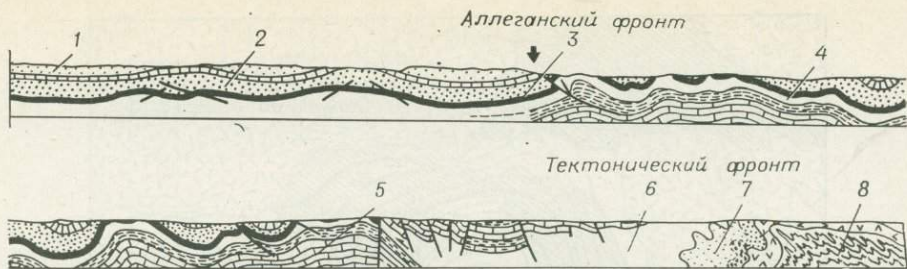


Рис. 14-4. Поперечный разрез через складчатый пояс форланда Аппалачей в Мэриленд. 1 — карбон; 2 — девон; 3 — силур; 4 — формация Мартинсбург; 5 — ордовикские карбонаты; 6 — нижний кембрий; 7 — формация Чилхови; 8 — докембрийские гнейсы (взято с Геологической карты штата Мэриленд, 1968 г.).

ми. Из орогенов лучше всего изучены Альпийско-Гималайская система Европы и Азии, Аппалачско-Каледонская система востока Северной Америки и запада Великобритании и Скандинавии, а также система Кордильер запада Северной Америки. Более древние орогенные складчатые пояса известны также и в других частях земного шара, но строение их часто затушевано более поздним метаморфизмом и наложенными деформациями. На разных участках типичного орогена выделяются свои типы складок. Можно считать, что, как правило, они имеют внутреннюю зону, или зону ядра, сложенную породами, подвергшимися региональному или динамическому метаморфизму высокой степени, и внешний пояс складчатых, но неметаморфизованных осадочных пород, которые слагают так называемые складчатые пояса форланда (рис. 14-4). Некоторые геологи выделяют в составе орогенов глубинную инфраструктуру, т. е. ядро, сложенное метаморфическими и плутоническими породами, и перекрывающую супраструктуру, представленную породами, деформированными близ поверхности, с характерными гравитационными оползнями и складчатостью (рис. 14-5). Независимо от подразделений на супраструктуру или форланд в этих структурных этажах тектонический перенос всегда направлен наружу и в сторону от обнажающегося внутреннего ядра инфраструктуры,

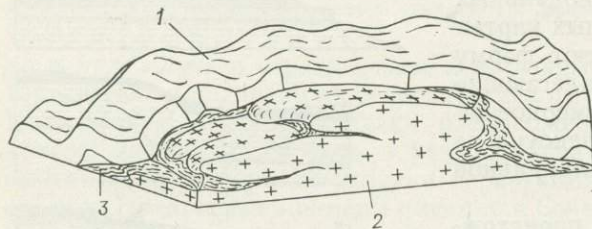


Рис. 14-5. Модель складчатости в условиях развития гранитно-метаморфической инфраструктуры, построенная на основе взаимосвязи тектонических структур в восточной части гренландских каледонид.

1 — супраструктура; 2 — зона скальвания; 3 — инфраструктура (модификация Гриффина [Griffin, 1970] по Халлеру [Haller, 1956]).

что находит свое выражение в направлении смещения на надвигах и в направлении опрокидывания складок.

Большинство орогенных зон, вероятно, образовалось в длинных узких поясах, которые первоначально проходили по континентальным окраинам и служили участками накопления осадков большой мощности. Эти доорогенные осадочные пояса, где

стратиграфическая летопись подтверждает длительное погружение и накопление осадков, называют геосинклиналями (см. гл. 17). Погружение во время осадконакопления происходит неравномерно, некоторые участки геосинклинали испытывают поднятие, в результате чего образуются «валы» или локализованные поднятия. При орогенической деформации большие участки коры, поднимающиеся в виде крупных вытянутых антиклинальных структур, иногда называют геантиклиналями, а если на поднятом участке коры имеется много мелких складок, то его можно назвать антиклинорием. Аналогично большую площадь складчатых толщ с общей синклинальной формой называют синклинорием.

Многие орогенные пояса изогнутые, а некоторые, как, например, Альпийская система Южной Европы, на картах имеют меандрирующий рисунок. Извилистые пологие кривые линии сводов орогенов давно привлекают внимание геологов. Некоторые считают их первичными структурами и полагают, что изгиб геосинклиналей произошел до орогенической деформации, но большинство рассматривают их как результат крупномасштабной деформации. Эта последующая деформация могла вызвать изгиб и складчатость орогена как целого и привести к образованию так называемого ороклина. Такое предположение высказывалось С. У. Кэри, но другие авторы на примере Альп показывают, что изгибы обусловлены сложными движениями, связанными в основном со сдвиговыми смещениями внутри орогена.

Кристаллические изверженные и метаморфические породы могли быть в значительной степени вовлечены в складкообразование и даже претерпеть пластическое течение, что наблюдается в гнейсовых куполах и широких антиклинальных структурах и в кристаллических породах надвигов во многих орогенных поясах. Эти структуры обычно встречаются только в ядре или в инфраструктуре, их формирование происходило, очевидно, на большой глубине. Кристаллический фундамент под большинством складчатых поясов форланда слабо деформирован, и, судя по сейсмическим профилям через складчатые пояса форланда Аппалачей и северной части Скалистых гор, он в основном плоский. Складки приурочены здесь в основном к осадочному чехлу и образовались в результате складчатости срыва в подстилающих породах, как, например, в слоях соли в Юрских горах и в сланцах Аппалачей. Складки осадочного чехла или складчатых поясов форланда обычно варьируют по форме от сильно перевернутых, асимметричных, часто осложненных надвигом переднего или заднего крыла во внутренней части пояса до открытых, прямых, симметрично параллельных (концентрических) на периферии. Модель параллельных складок широко использовалась для описания складок форланда, но хорошо известны также коробчатые складки Юрских гор. Складки с признаками кинкбанда описаны в Пенсильвании [Faill, 1969] и в других складчатых областях форланда (рис. 14-6 и 14-7). Нередко среди складок



Рис. 14-6. Линии нарушения, приуроченные к идеальным сопряженным складкам излома.

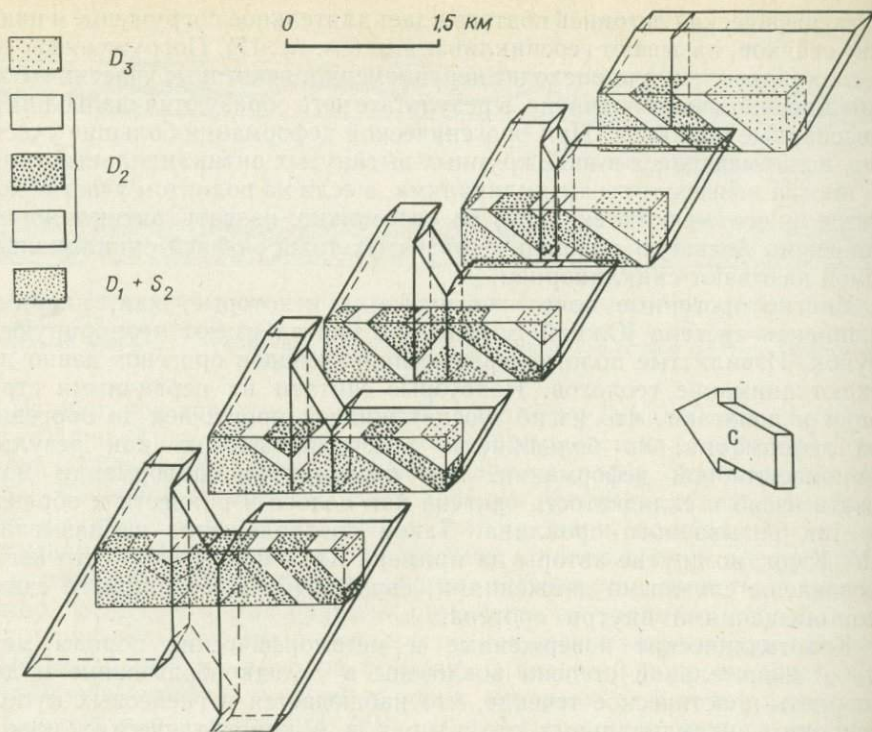


Рис. 14-7. Наложение модифицированной структуры кинкбанд на блок-диаграмму складчатой структуры Коколамус в провинции Долин и Хребтов в Пенсильвании. Поворот пласта и геометрия складки — результат развития структуры кинкбанд, что точно соответствует полевым наблюдениям (по Фейлу [Fail, 1969]).

форланда встречаются достаточно хорошо обнаженные дисгармоничные структуры; для их описания не подходит простая геометрическая модель.

Пояса форланда изменяются по форме в плане и в поперечном сечении. Изгибы складчатых поясов иногда совпадают с участками, где складки продолжают дальше на форланде и приобретают выпуклую дуговидную форму, внешний изгиб, а иногда имеются участки, где пояса вогнутые, — внутренний изгиб. Сходные изменения наблюдаются и в вертикальном сечении на уровне гребней складок: на одном разрезе складчатого пояса он выше, на другом — ниже. Участок высокого уровня гребня называется кульминацией, а участки, где происходит погружение ряда складок и уровень гребня низкий, называются депрессиями.

Складки, приуроченные к разломам. В предыдущих главах рассматривалось несколько примеров образования складок, приуроченных к разломам. Наиболее характерными являются: 1) складки волочения, образующиеся вдоль надвигов; 2) четкие вертикальные складки, образующиеся по крупным разломам со смещением по простиранью, например складки по Альпийскому разлому (рис. 10-4); 3) кулисообразные складки,

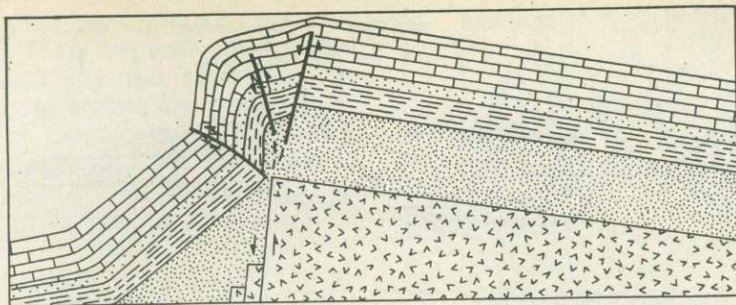


Рис. 14-8. Схематическое изображение поперечного сечения склона горы Рэттлснейк, Вайоминг.

Видны детали структуры драпировочной складки в осадочном чехле над поднятым блоком фундамента (по Стирису и др. [Stearns e. a., 1974]).

образовавшиеся в осадочном чехле над разломами со смещением по простиранию и между такими разломами, например по системе разлома Сан-Андреас (рис. 10-8), и 4) складки драпировки, образовавшиеся в осадочном чехле над крутыми сбросами и красиво обнажающиеся в Скалистых горах (рис. 14-8).

В поле часто бывает трудно установить, является ли опрокинутая складка, приуроченная к разлому, складкой волочения или складкообразование произошло раньше надвига. В основном это относится к крупным складкам, переднее (опрокинутое) или заднее крыло которых иногда сечет сброс. Большинство геологов считает, что складки образуются и развиваются вследствие разрывных нарушений, когда речь идет о надвигах переднего крыла, и что надвигообразование происходит вслед за пликативными движениями, когда надвиг сечет заднее крыло складки.

Структура покровов. Термин *парре* — это французское слово, означающее покров, он применяется для обозначения обширных тектонических пластин, состоящих из горных пород, далеко перемещенных от места их образования.* Это понятие применялось для масс горных пород, перемещенных по горизонтали при образовании лежачих складок и надвигов. Некоторые геологи применяют этот термин только для лежачих складок, горизонтально перемещенных на большое расстояние, такое перемещение обычно приводит к сдвигу нижнего опрокинутого крыла (рис. 14-9). Но такое ограниченное использование термина не принимается европейскими геологами. Иногда этот термин используют для описания условий, когда движение было настолько велико, что покров отделился от пластов, с которыми он был первоначально соединен, на участке, называемом корень покрова. Термин применяется также для ряда крупных надвиговых масс, надвиговых покровов, вытянутых лежачих складок и опрокину-

* **Аллохтон** — массы горных пород, перемещенные от места их первоначального образования.

Автохтон — массы горных пород, остающиеся на месте их образования.

Параавтохтон — массы горных пород, незначительно перемещенные от места их образования.

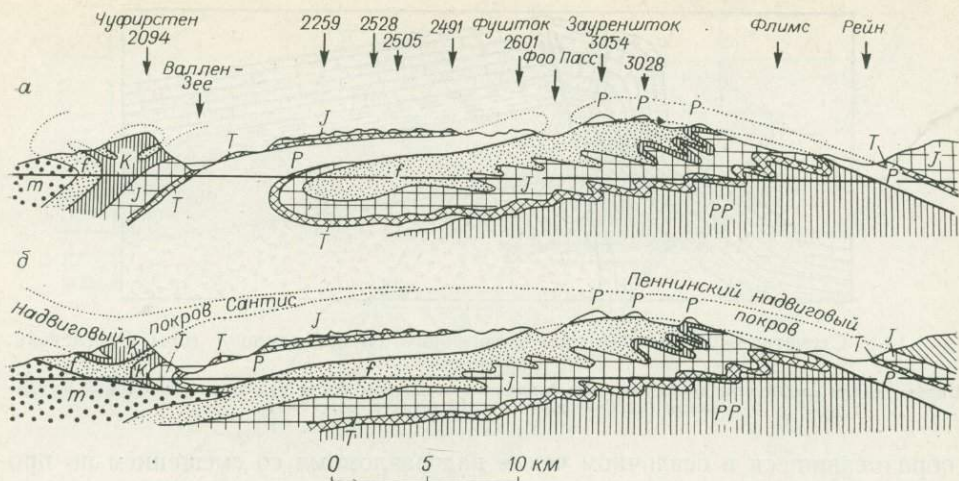


Рис. 14-9. Интерпретационные поперечные сечения надвиговых покровов Гларус, Швейцария, где и возникла теория надвиговых покровов.

Разрез *a* отражает первоначальную концепцию двойной складки. Для интерпретации разреза *б* требуется наличие крупномасштабного горизонтального движения; *m* — моласса, *f* — флиш; К — мел, J — юра, Т — триас, Р — пермь, РР — допермские толщи (по Бейли [Bailey, 1935]).

тых лежащих складок, типичных для Западных Альп, где этот термин и был первоначально использован для обозначения структур, перемещенных по горизонтали на какое-то расстояние.

Ранее, когда речь шла об Альпах, дебаты велись в основном вокруг приемлемости этого понятия для горизонтального перемещения. Вопрос о том, происходило ли вообще такое движение, развился в идею о том, насколько велико оно было и в каком направлении осуществлялось, где корни и местонахождение области сноса материала, т. е. превратился в важную тектоническую проблему о механизме движения. Выдвигалось много альтернативных концепций, как, например, постулировалось образование пологих надвигов в результате горизонтального сжатия, текучести пород на глубине, за которым следует поднятие, а за ним текучесть материала на небольшой глубине и вертикальное поднятие, вызывающее гравитационный оползень.

Изучение покровов сыграло важную роль в интерпретации сложных тектонических структур Альп. О значении тектонических покровов Херитиш [Heritisch, 1929] писал: «Основной вопрос тектоники Альп сводится к выявлению степени правильности теории покровов». В то время европейские геологи относились с подозрением к применению этой теории к альпийским структурам. Несправедливо было бы считать эту проблему полностью решенной даже в настоящее время, однако точка зрения о том, что крупномасштабные сложные покровы действительно существуют и являются одной из наиболее важных особенностей геологии Альп, считается общепринятой; теперь уже имеется описание покровов для большинства орогенных поясов земного шара.

Эшер Ван-дер-Линт [Escher van der Linth, 1841] первый предложил использовать крупные пологие надвиги для объяснения строения Альп. Он изучал геологическое строение этого региона близ Гларуса (Швейцария), где обнаружил пермские конгломераты и песчаники, перекрывающие третичные осадки, известные как флиш — толща некогда морских переслаивающихся глинистых песков и карбонатных илов, галечников и брекчий, сильно смятых в складки и содержащих экзотического вида блоки. Именно такой флиш обнаружил Эшер повсеместно на дне долин на расстоянии 50 км, в то время как горные гребни и пики в этом районе сложены горизонтально залегающими кристаллическими сланцами, перекрытыми известняками с лейасовой фауной.

Эшеру, вероятно, хотелось свети к минимуму движение по этому почти горизонтальному разрыву. Это была структура нового типа, и ему казалось необходимым разумно ограничить масштабы пологого надвига. Во всяком случае, он считал, что здесь двойная складка или две большие лежащие складки противоположной ориентации. Двойная складка, по Эшеру, была заменена М. Бертрандом единой перемещенной на север структурой (рис. 14-9). В результате оказалось необходимым объяснить наличие дополнительного гигантского пологого надвига. Споры о строении этого региона, иногда жестокие, продолжались на протяжении 50 лет. Они сводились либо к признанию концепции двойной складки, либо к замене, предложенной Бертрандом; спорили о направлении надвигов по каждому разрыву, о наличии или отсутствии лежащей складки с утоненным и милонитизированным опрокинутым крылом, а также об амплитуде движения. Постепенно для объяснения складки Гларуса стали принимать интерпретацию Бертранда, т. е. рассматривать ее как крупный покров.

Изображение тектонического покрова на геологической карте зависит от перепада высот и рельефа, а также от сложности формы самого покрова. Примером может служить район Скалистых гор в Британской Колумбии (рис. 14-10). Для того чтобы докембрийские толщи надвинулись на триасовые, потребовались крупные горизонтальные перемещения. Синусоидальный след выходов крупного разлома свидетельствует об образовании пологих сбросов в районах с высоким рельефом, например клипп у горы Госмер.

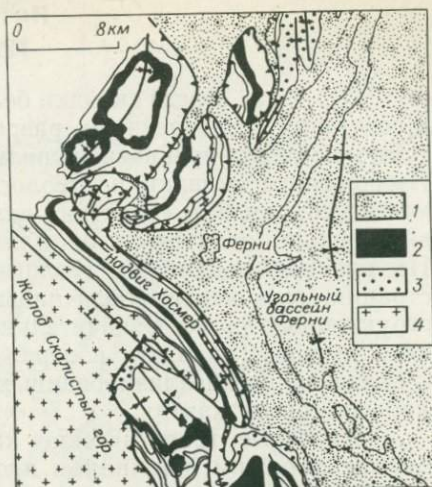


Рис. 14-10. Надвиги и опрокинутые складки в районе Ферни, Британская Колумбия.

1 — мезозойские породы; 2 — миссисипская толща; 3 — пермь; 4 — докембрийские породы (по Хендерсону и Дагистрому [Henderson, Dahistrom, 1959]).

Интерпретация и изображение крупномасштабных складок

Когда складки больше обнажения, то геологические карты в сочетании с поперечными разрезами и контурными структурными картами могут быть прекрасно использованы для определения формы складки. Изображение складки на геологической карте зависит как от рельефа местности, так и от геометрии складки, поэтому складки на картах могут значительно отличаться от иллюстраций, где рельеф не учитывается. Но рисунок подлинных геологических карт может напоминать иллюстрации, если картируемая площадь имеет сглаженный рельеф или если структурный элемент значительно больше перепада высот. По этой причине крупные складки, изображенные на региональных картах, ближе к складкам на идеализированных схемах, чем рисовка структур на среднemasштабных картах.

Некоторые геологические карты [Simpson, 1968; Dennison, 1964] служат хорошим источником информации для интерпретации геометрии складок. Здесь дано лишь несколько основных принципов интерпретации. Геологические карты, вычерченные на топографической основе, можно точно интерпретировать; они особенно удобны для установления того, обусловлен ли необычный рисунок карты формой структуры или рельефом местности. На картах часто бывает показано простираие и падение пластов, они легко распознаются, если карта сделана на топографической основе, путем решения задачи «трех точек» с использованием ортогональной проекции. Если исходная поверхность в районе картирования горизонтальная, то, конечно, простираие пласта в любой точке по границе будет касательной к этой границе. Данные о простираии и падении пластов на исходной поверхности являются основными при интерпретации карты, так как они дают сведения о проекции контактов ниже этой поверхности, т. е. их можно использовать при построении поперечных разрезов, необходимых для получения трехмерной модели складки. Падение пластов, мощность слоя и уклон дневной поверхности — три фактора, определяющие ширину зоны выходов на карте любого заданного масштаба. Малые углы падения обычно указывают на большую ширину выходов, поэтому на карте два крыла асимметричной складки будут разной ширины. Если слой имеет постоянную мощность, а рельеф сглаженный, то ширина выходов будет точно указывать падение пласта, а форму складки можно определить при этом по изменению ширины выходов. Ширина будет минимальной там, где слои вертикальные, а максимальной — при погружении складки, и опять же, ширина выходов в шарнире складки показывает размер его погружения. Картографирование позволяет установить симметрию складки и определить простираие оси.

Карта песчаников Орискани (рис. 14-11) — это карта типичных складок форланда в провинции Долин и Хребтов Пенсильвании, что устанавливается по многим признакам. Простираия осей складок повторяют пологий изгиб одного из выступов орогенного пояса. На востоке у них длина волны меньше, а ширина увеличивается в северо-западном направлении; это погружающиеся складки (региональное погружение на юг),

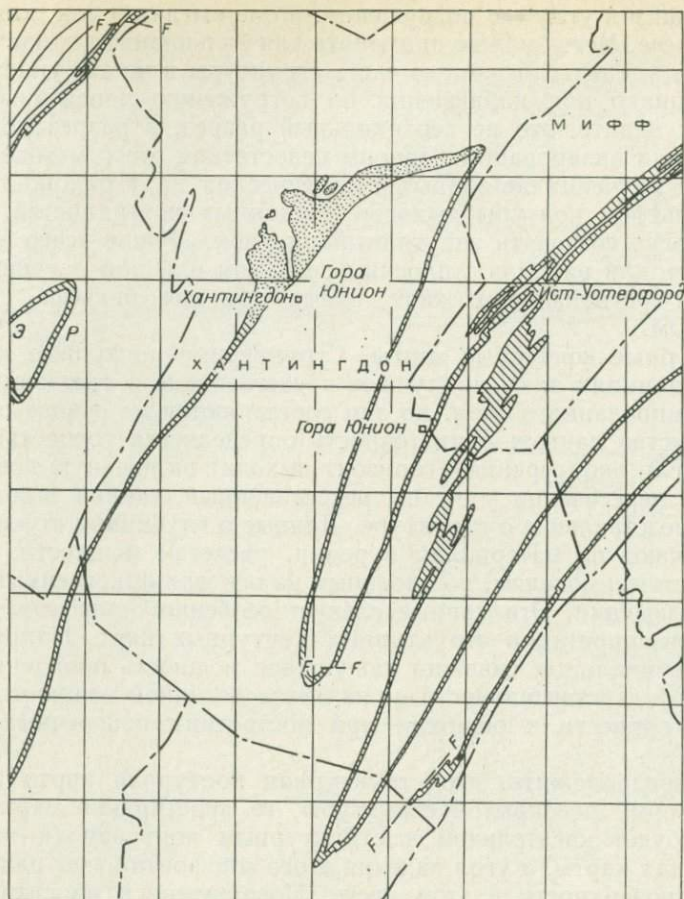


Рис. 14-11. Характер обнажения пород формаций Орискани и Хельдерберг, Пенсильвания. Изолинии проведены через 300 м (по Кейту и др. [Cate e. a., 1961]).

а на некоторых более крупных складках имеются мелкие, которые и создают необычный рисунок в районе к югу от Ист-Уотерфорда. Широкая зона выходов у Хантингдона свидетельствует о малых углах падения в этом районе, а V-образный контур выходов указывает на общее погружение песчаников Орискани к востоку. Широкое поле выходов неправильной формы южнее Ист-Уотерфорда показывает, что песчаники Орискани залегают здесь на поверхности и смяты в серию мелких складок с ундулирующими шарнирами.

Определение характера структур по карте методом визирования снизу. Приблизительное определение формы поперечного сечения структуры, описанное Мэкином [Maskin, 1950], получило название метода визирования снизу. Геологическая карта ориентируется таким образом, чтобы взгляд падал на складку вдоль направления погружения шарнира под

углом, близким к углу его погружения, и она выглядит так, как на поперечном разрезе. Метод можно применять для большинства типов структур. Он помогает уяснить подземную часть структуры и часть, уничтоженную эрозией. Однако при наблюдении по погружению поперечный разрез, который вы видите, это не вертикальный разрез, а разрез под прямым углом к линии визирования. Другим недостатком этого метода является то, что при изучении детальных геологических карт районов с расчлененным рельефом контуры выходов наклонных поверхностей, особенно пологих, могут создавать запутанный рисунок. Лучше всего этот метод использовать для районов с плоским рельефом или при изучении мелко-масштабных региональных карт, когда влияние рельефа становится минимальным.

Структурные контурные карты. Структурные контурные карты или карты в изолиниях дают наилучшее представление о трехмерной геометрии деформированного слоя, но они составляются на основе ограниченного количества данных и их точность определяется точностью оконтуривания. Если оконтуренный горизонт выходит на дневную поверхность, то след от пересечения с нею, представленный линией выходов, дает основное представление о структуре. Данные о глубинном строении горизонта получают по материалам бурения, расчетам мощности, сейсмическим профилям и моделям, построенным на основании косвенных геофизических наблюдений. Эти данные следует особенно осторожно использовать при интерпретации структурных контурных карт. Например, при бурении вертикальных скважин кажущаяся мощность пройденного скважиной слоя в действительности не является истинной мощностью пласта, что может привести к ошибкам при построении поперечных разрезов (рис. 14-12).

Если предположить, что структурная контурная карта правильно отражает форму нескрытой структуры, то простираемое маркирующее горизонт будет касательной к структурным контурам (к изолиниям) во всех точках карты, а угол падения этого горизонта будет равен уклону контурной поверхности в этом месте. Погружение и простираемое осей складок определяются легко, а поперечный разрез горизонта можно построить вдоль любой линии, пересекающей структуру.

Структурные контурные карты можно составить по нескольким горизонтам в одном районе. Иногда к основному горизонту в карту вводятся дополнительные изолинии для других горизонтов на основании данных или какого-то предположения о мощности промежуточных пластов. Карта мощности пластов в изолиниях называется картой изопакит, если известны истинные мощности, или картой изохор, если при составлении использовались данные по вертикальным скважинам. Структурная контурная карта по одному горизонту может использоваться совместно с картой изопакит или изохор для получения второй структурной контурной карты более низкого горизонта.

Поперечные разрезы. Обычно к геологической карте приложены поперечные разрезы, где геолог излагает свои представления о глубинном строении структуры. В некоторых случаях разрезы можно построить на основании разрозненных данных, фиксируемых на поверхности (отдель-

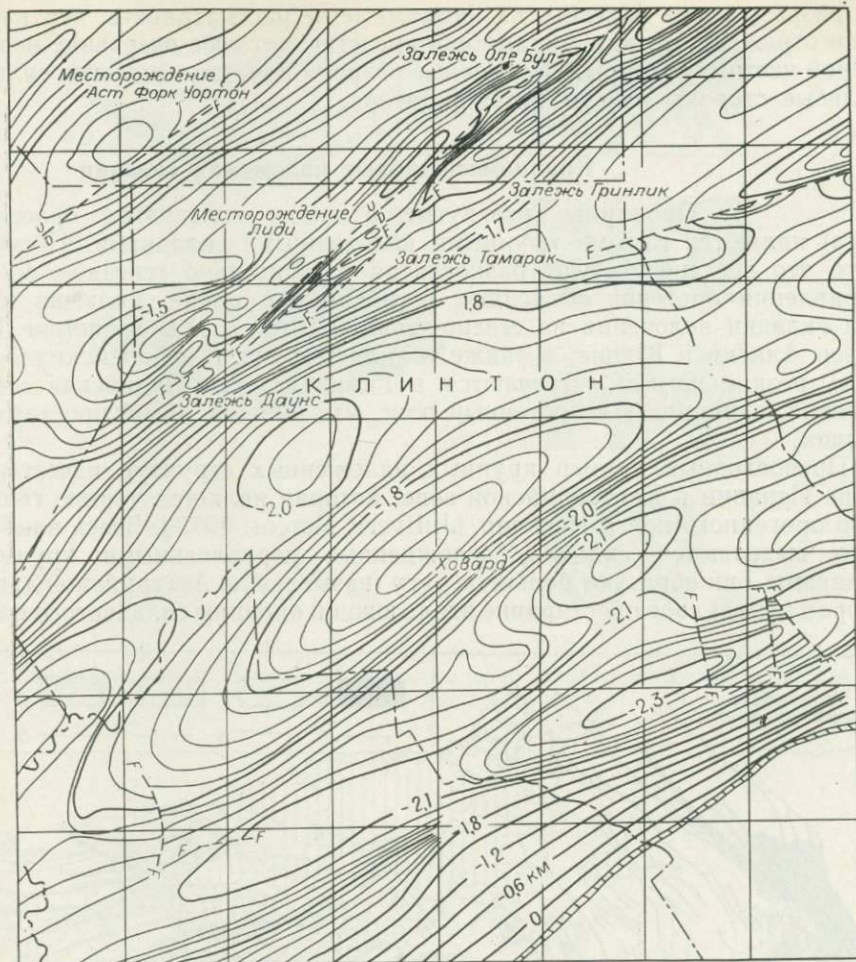


Рис. 14-12. Структурная контурная карта, вычерченная по песчаникам Орискани в складчатых Аппалачах Пенсильвании.

Склады с двойным погружением северо-восточного простирания (по Кейту и др. [Cate e. a., 1961]).

ные обнажения, каротажные данные, сейсмические профили и т. д.), но чаще они составляются по геологическим картам. Когда нет данных по нескрытой части структуры, их строят на основании предположений, и, таким образом, они становятся одной из возможных интерпретаций. Выбор предположений зависит от представления составителя о геометрии и происхождении структуры. Часто составитель оказывается под влиянием современных идей о тектонике. Без данных о нескрытой части структуры правдивость интерпретации поперечных разрезов, естественно, не гарантируется. Разумно их рассматривать как интерпретационные варианты, для которых возможны изменения. Несмотря на эти недостатки, попереч-

ные разрезы очень полезны, их намного легче рассматривать, чем карты, и они отражают то, как составитель представляет себе очертание необнаженной части структуры. Поперечные разрезы помогают выявить сильные и слабые стороны работы интерпретатора.

Крупномасштабные наложения складки

Ороклины (изогнутые в плане складчатые орогенные пояса) являются самыми крупными наложенными складками. Несмотря на то что все еще бытуют разногласия относительно генезиса, многие искривления орогенов объясняют изгибанием в плане, включая изгиб типа складки волочения на северо-западе США, изгибы в системе Кордильер Аляски и Юкона, а также извилистые петли европейских Альп. Очень резкие изгибы встречаются в Гималаях, где Индийская плита, вероятно, вдвинулась в орогенный пояс, что вызвало изгиб простираения складок.

Превосходный пример крупных наложенных структур известен на севере Испании в Кантабрийской зоне, которая является частью герцинского орогенного пояса Испании [Julivert, Marcos, 1973]. Здесь наиболее четко выделяются складки, осложненные параллельными крупными надвигами, они образуют большую дугу (называемую Астурийской дугой), которая меняет свое простираение вдоль южной окраины складчатого пояса.

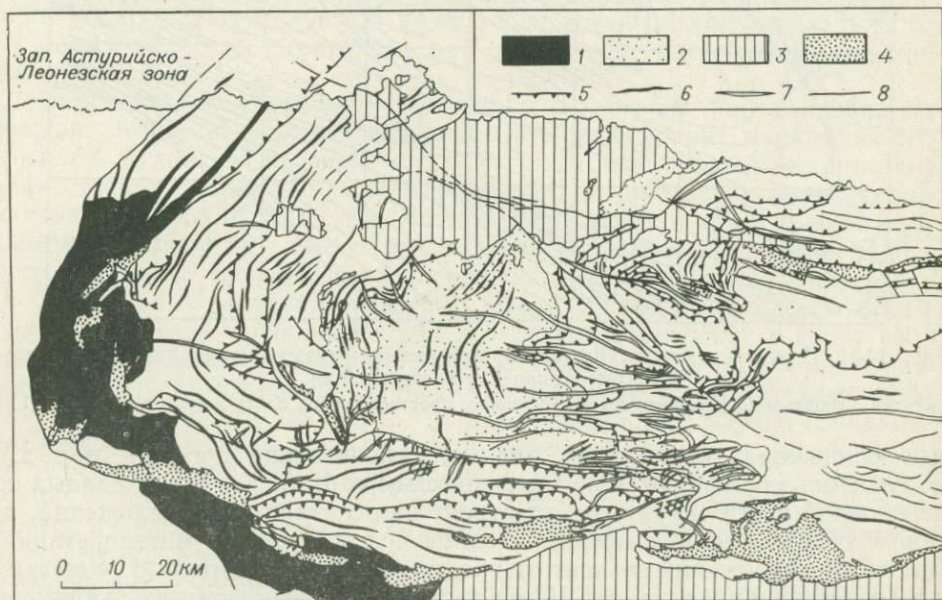


Рис. 14-13. Наложённые складки в Кантабрийской зоне Северной Испании.

1 — докембрий (ядро антиформы Нарсея); 2 — каменноугольные глинистые сланцы Центрального угольного бассейна; 3 — мезозойский и палеоген-неогеновый чехол; 4 — стефаний (верхнекаменноугольные отложения, залегающие несогласно); 5 — след надвигов; 6 — складки продольной системы; 7 — складки радиальной системы; 8 — разломы (по Джуливерту [Julivert, 1971]).

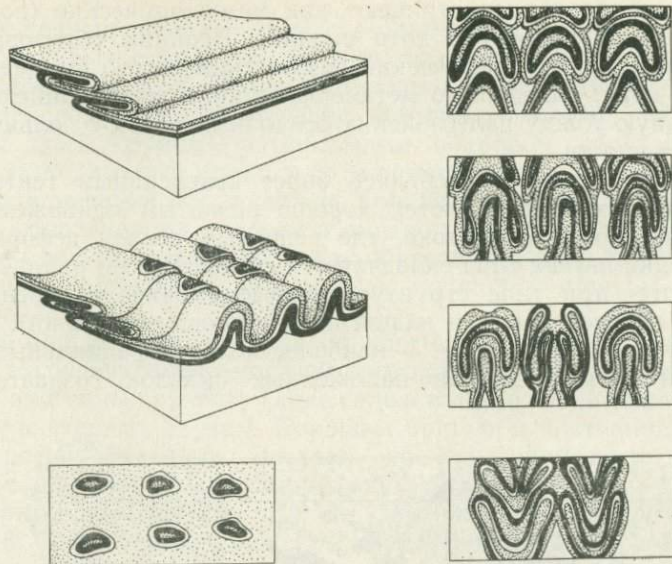


Рис. 14-14. Примеры узоров на картах, обусловленных эрозией повторно смятых складок, при которой вскрылись более глубокие горизонты (срисовано с моделей, описанных Джуливертом [Julivert, 1971]).

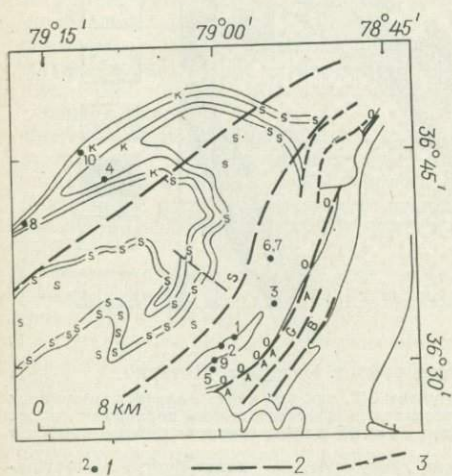


Рис. 14-15. Повторно смятая складка, закартированная в предгорье Аппалачей. *O* — олигоклаз и более известковый плагиоклаз; *A* — альбит; *S* — силлиманит; *K* — кyanит; *G* — гранат; *B* — биотит; *1* — местонахождение складки; *2* — изограды; *3* — сброс (по Тобишу и Гловверу [Tobish, Glover, 1975]).

изгибаясь под углом около 120° (рис. 14-13). Вторая группа складок проходит с востока на запад, но смещается радиально. Большинство наложенных складок рассматривают как мезоскопические (по размеру) и пассивные или подобные, хотя складка Испании образовалась как складка изгиба. Стратиграфический разрез складчатого комплекса включает и зону ядра, сложенного метаморфическими докембрийскими породами, и мощную толщу палеозойских осадочных пород с большим диапазоном пластичности.

Породы на западе подверглись более интенсивным тектоническим деформациям и характеризуются хорошо развитым квиважем течения, что не наблюдается на востоке, где основным стилем деформаций являются складки изгиба типа складчатости срыва. В этом районе наложенными являются три типа структур: первые и наиболее древние — это покровы из складок срыва и надвиговые покровы (шарьяжи), вторые — сводовые складки и последние — наиболее молодые радиальные складки. Постепенный размыв кровли наложенных складок создает сложный



Рис. 14-16. Геологическое строение части района Уэстпорт, Онтарио.

Складки погружаются на северо-восток в среднем под углом 35° , так что карта является наклонным разрезом через структуру. Стратиграфические подразделения повторяются на последовательных структурных уровнях А, В, С (мрамор), X, Y, Z (гнейс) и P, Q, R (гнейс, повторно смятый по той же оси).

1 — однородные гранитные породы; 2 — полевошпатовые гранулиты; 3 — кварц-биотит-полевошпатовые гнейсы, в меньшей степени силлиманитовые или гиперстеновые; 4 — железистогранатовые кварц-биотит-полевошпатовые гнейсы, кварциты; 5 — диопсид-полевошпатовые гнейсы, подчиненные амфиболиты; 6 — мраморы, в меньшей степени карбонатно-силикатные, диопсид-полевошпатовые гнейсы, пегматиты [Wynne-Edwards, 1963].

рисунок линии выходов (рис. 14-14), который можно использовать в качестве примера для распознавания поперечных складок на геологических картах.

Наложенные складки чаще встречаются в метаморфических породах. Однако крупные структуры типа показанных на рис. 14-15, которые встречаются в предгорье штатов Виргиния и Северная Каролина, бывает трудно проследить. Более древние комплексы, как и в Испании, представлены здесь крупным антиформным покровом, образовавшимся, вероятно, из подлинных складок до метаморфизма. С этапом высокотемпературных изменений пород связано появление метаморфического кливажа течения, консолидация покрова и смятие ранее существовавших складок в новые. Свод покрова, вероятно, образовался при поднятии горячего пластичного материала в районе развития пород высокой степени метаморфизма.

Повторно смятые складки сравнительно широко распространены в областях развития метаморфических пород щитов и в инфраструктуре молодых орогенных поясов. Такие складки легко распознаются на крупно- и мелкомасштабных картах. Хорошим примером повторной складчатости служит район Уэстпорт, Онтарио, на Канадском щите, где крупные складки с шарниром, погруженным под углом около 35° , были повторно смяты приблизительно по той же оси, что и более древние складки, рис. 14-16. Сравните его с рис. 11-29, где дано схематическое изображение структуры такого типа.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Автохтон. В альпийской геологии последовательность слоев, незначительно перемещенных от места первоначального залегания, хотя они могут быть сильно смяты в складки и нарушены сбросами [Heritisch, 1929].

Аллохтон. Термин, предложенный Гюмбелем для пород, основные компоненты которых не образовались *in situ* [Holmes, 1920]. Термин применяется для масс горных пород, перемещенных на значительное расстояние от места первоначального залегания.

Антиклинорий. Серия антиклиналей и синклиналей, расположенных таким образом, что вместе они образуют общее сводовое поднятие или антиклиналь [Dana, 1873]. Синоним — **геоантиклиналь.**

Внешний изгиб складок. Участок орогенного пояса, в пределах которого оси складок образуют изгиб, обращенный выпуклостью по направлению к форланду, т. е. обращенный вогнутостью по направлению к орогенному поясу [Billings, 1954].

Внутренний изгиб складок. Участок орогенного пояса, в пределах которого оси складок образуют изгиб, обращенный вогнутостью к внешней границе орогенного пояса [Billings, 1954].

Генерация складок. Группа родственных складок [Turner, Weiss, 1963].

Геоантиклиналь. Широкое поднятие, в основном суши, с которой осадки поступили в геосинклиналь [Structural Committee].

Геосинклиналь. Прогиб, погружающийся в течение длительного времени по мере накопления толщ осадочных и вулканогенных пород; большие мощности этих пород почти неизбежно свидетельствуют о проседании. Гессинклинали преимущественно линейные, но нелинейные депрессии могут иметь все признаки геосинклинали [Kay, 1951].

Корень. 1) Ядро геоантиклинали в пределах геосинклинали, которое при тектоническом переносе масс превращается в опрокинутую складку или тектонический покров [Heritisch, 1929]. 2) Тыловой крутопадающий участок тектонического покрова [Heritisch, 1923].

Кулисообразные складки. Параллельные структурные элементы, которые смещаются подобно краям драпки, если смотреть сбоку [Structural Committee].

Кульминация. Участок поперечного воздымания складчатой системы, расположенный почти под прямым углом к складкам, в сторону от которого происходит их погружение [Structural Committee].

Ороклин. Складка, где деформируемым объектом является сам орогенный пояс [Carey, 1955].

Параавтохтонный. В альпийской геологии термин применяется для обозначения складок и покровных структур, которые в фациальном отношении и по тектоническому строению обнаруживают связь с автохтоном (см. автохтон) [Heritsch, 1929].

Синклиниорий. Сложная синклиналь; группа близко расположенных складок, широкая общая структура которой синклиналиная [Structural Committee].

Тектонический покров. Покровообразная масса пород, перенесенных по горизонтали на большое расстояние при опрокидывании или надвигании складок. (Примечание. Термин имеет широкое применение, см. текст).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Anderson, D. E.*, Kink bands and major folds. Broken Hill, Australia. Geol. Soc. America Bull., 1971, v. 82, No. 7, p. 1842ff.
- Bailey, E. B.*, Tectonic essays. Oxford, Clarendon, 1935.
- Bailey, M. B.*, An energy calculation concerning the roundness of folds. Tectonophysics, 1974, v. 24, p. 291—316.
- Bennison, G. M.*, Introduction to geological structures and maps. London Edward Arnold, 1964.
- Bucher, W. H.*, Role of gravity in orogenesis. Geol. Soc. America Bull., 1956, v. 67, p. 1295—1318.
- Carey, S. W.*, The orocline concept in geotectonics. Royal Soc. Tasmania Proc., 1955, v. 89, p. 255—288.
- Cate, A. S.*, and others, Subsurface structure of plateau region north-central and western Pennsylvanian on top of Oryskany formation. Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., map, 1961.
- Chalmers, R. M.*, Geological maps. London, Oxford, 1926.
- Cooper, B. N.*, Grand Appalachian field excursion. Virginia Polytechnic Institute Engineering Extension Series, Geological Guidebook No. 1, 1961.
- Cooper, B. N.*, Relation of stratigraphy to structure in the southern Appalachians. In: Tectonics of the southern Appalachians. Blacksburg, Va., Dept. of Geol. Sci. Mem. 1, 1964.
- Currie, J. B., Patnode, H. W., and Trump, R. P.*, Development of folds in sedimentary strata. Geol. Soc. America Bull., 1962, v. 73, p. 655—674.
- Dennison, J. M.*, Analysis of geologic structures. New York, W. H. Norton, 1968.
- Dwerryhouse, A. R.*, Geological and topographical maps. London, Edward Arnold, 1942.
- Elles, G. L.*, The study of geological maps. London, Cambridge, 1931.
- Escher van der Linth, A.*, In: Verhandel. Schweiz. naturforsch. Gesellschaft, Zürich, 1841.
- Faill, Rodger T.*, Kink band structures in the Valley and Ridge province, central Pennsylvania. Geol. Soc. America Bull., 1969, v. 80, No. 12, p. 2539—2550.
- Fitzgerald, E. L.*, and *Braun, L. T.*, Disharmonic folds in Besa River formation, north-eastern British Columbia, Canada. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1965, v. 49, No. 4.
- Griffin, V. S., Jr.*, Relevancy of the Dewey-Bird hypothesis of cordilleran-type mountain belts and the Wegmann stockwork concept. Jour. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 7504—7507.
- Haller, J.*, Probleme der Tiefentektonik: Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. Geol. Rundsch., 1962, v. 45, p. 159—167.
- Harker, Alfred*, Notes on geological map reading. Cambridge, W. Heffer & Sons, 1926.
- Henderson, G. G. L.*, and *Dahlstrom, C. D. A.*, First-order nappe in Canadian rockies. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1959, v. 43, p. 641—653.
- Heritsch, F.*, The nappe theory in the Alps. London, 1929.
- Johnson, Arvid M.*, Development of folds within Carmel formation, Archs National Monument, Utah. Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 1, p. 31—77.

Johnson, Arvid M., and Ellen, S. D., A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinial flexuring of compressible, elastic multilayers, I. Introduction. *Tectonophysics*, 1974, v. 21, p. 301—339.

Julivert, Manuel, Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, 1971, v. 270, p. 1—29.

Julivert, Manuel, and Marcos, Alberto, Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone. *Am. Jour. Sci.*, 1973, v. 273, p. 353—375.

Lebedeva, N. B., A model of a folded zone. *Tectonophysics*, 1969, v. 7, No. 4, p. 339—351.

Lillie, A. R., Steeply plunging folds in the Sealy Range, Southern Alps. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 1964, v. 7, No. 3, p. 406.

Mackin, J. H., The down-structure method of viewing geologic maps. *Jour. Geology*, 1950, v. 58, p. 55—72.

Nelson, A. (no date), *Geological maps—Their study and use*. Colliery Guardian Co.

Ragan, D. M., *Structural geology*, 2d ed. New York, Wiley, 1973.

Roberts, A., *Geological structures and maps*. London, Cleaver-Hume, 1958.

Simpson, Brain M., *Geological maps*. New York, Pergamon, 1968.

Stearn, D. W., Logan, J. M., and Friedman, M., Structure of Rattlesnake Mountain and related rock mechanics investigations. *Rock mechanics*, 1974, p. 18—25.

Tobisch, Othmar T., and Glover, Lynn III, Nappe formation in part of the southern Appalachian Piedmont. *Geol. Soc. America Bull.*, 1971, v. 82, No. 8, p. 2209ff.

Willis, Bailey, and Willis, Robin, *Geologic structures*, 3d ed. New York, McGraw-Hill, 1934.

Wynne-Edwards, H. R., Flow folding. *Am. Jour. Sci.*, 1963, v. 261, p. 793—814.

ДИАПИРЫ И СОЛЯНЫЕ КУПОЛА

Диапиры — это структуры протыкания, в которых твердый, но подвижный материал ядра внедряется через перекрывающие менее подвижные пласты. Необходимые условия высокой подвижности — это метаморфические условия, в которых пластичность большинства пород возрастает при повышенных температуре и давлении. Наилучшим образом изучены диапиры соли, гипса и глины, т. е. пород, достигающих высокой пластичности при сравнительно низких температуре и давлении.

Пластичный материал в диапирах может быть мобилизован в результате деформаций, возникающих при складко- и сбросообразовании, но многие, особенно соляные, структуры образуются, очевидно, вследствие гравитационной неустойчивости, создающейся при погребении соляных отложений низкой плотности. Такие диапировые структуры хорошо известны на побережье Мексиканского залива, в Северо-Германской низменности и в других местах.

Соляные структуры

Соляные структуры в Мексиканском заливе и по его побережью служат ловушками для нефти и газа в этом районе. Интенсивная разведка здесь и интерес к образованию этих соляных тел существуют с открытия в 1901 г. первого нефтяного месторождения, приуроченного к соляному куполу в Спиндлтоп близ Бомонта, Техас. Было высказано много предположений о происхождении соли [см. De Golyer, 1925], но современная концепция, основанная на данных бурения тысяч скважин вокруг соляных структур и огромном количестве геофизических данных, заключается в том, что отложение соли произошло в виде обширной массы осадков в большом бассейне. Позднее они оказались погребенными под неконсолидированными мезозойскими и кайнозойскими осадками. Под их нагрузкой произошло течение соли и локально она оказалась вытолкнутой через очень плотные перекрывающие осадки. Перекрывающие осадки образовали купола, оказались сброшенными и раздвинутыми при движении соли вверх. Считают, что движения соли и образование связанной с ней структуры происходили независимо от тектонической деятельности.

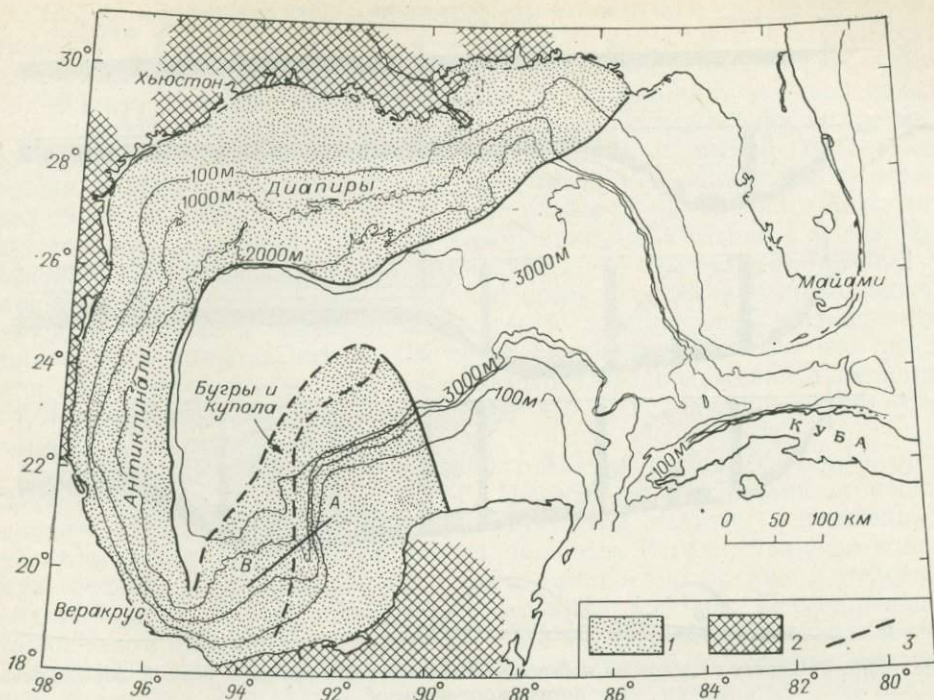


Рис. 15-1. Распространение соли в море в пределах бассейна Мексиканского залива (1) и на побережье (2) по данным Меррея [Murrey, 1966].

3 — граница распространения соляных холмов и куполов на абиссальной равнине в зал. Кампече, съемка выполнена Ворцелем и др. [Worzel e. a., 1968] (по Антуану и Брайанту [Antoine, Bryant, 1969]).

Соленосный бассейн на побережье Мексиканского залива. В Арканзасе, на севере Луизианы и на востоке Техаса скважинами был пройден мощный пласт слоистой соли, перекрывающей ангидриты и другие эвапориты, приуроченные к красноцветным породам (рис. 15-1). Эти слои, называемые луанской солью, рассматривают как источник соли, найденной в соляных куполах, штоках и столбах, проходящих через толщи более молодых пород. Луанская соль серая, почти чистая, крупнокристаллическая, с прожилками ангидрита; ее подстилают ангидрит и в меньшем количестве красноцветы и гравий (формация Вернер), перекрывается соль толщей красноцветов (формация Норфлет). Эти подразделения залегают с несогласием на палеозойском фундаменте. Палинологические данные свидетельствуют о том, что возраст соли поздне триасовый — раннеюрский.

Нерешенным остается вопрос о форме и размерах бассейна, содержащего луанскую соль, а также об источнике соли. Соль распространяется по меньшей мере до края современного континентального шельфа, возможно, покрывает большую часть района Мексиканского залива и образует соленосные месторождения на Кубе. Не исключено также, что она

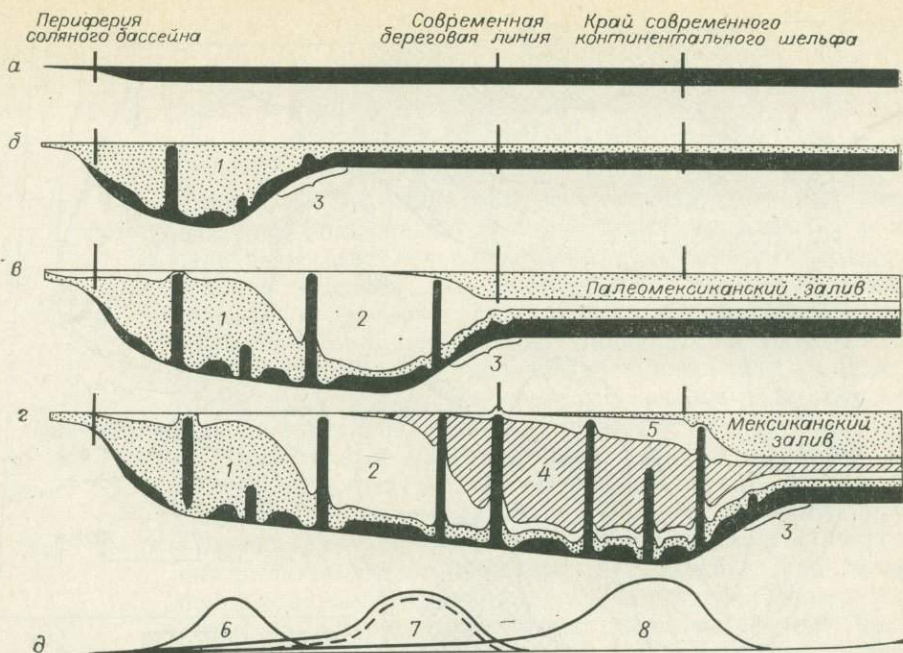


Рис. 15-2. Поднятие куполов на побережье Мексиканского залива в разные периоды геологического времени.

Разрезы: *a*–*г* — отражают четыре этапа накопления осадков на крыше пласта материнской соли. Образование куполов, вероятно, было вызвано различием в статической нагрузке от осадков в области осадконакопления.

a — этап I, приблизительно конец формирования материнской соляной залежи; *б* — этап II, приблизительно конец мелового периода; *в* — этап III, приблизительно конец палеогена; *г* — этап IV, настоящее время; *д* — скорость роста соляных куполов (удлинение соляного штока); 1 — мезозой; 2 — палеоген; 3 — продвигающаяся вперед зона деформации, течение соли от материнской залежи начинается за счет деформации; 4 — неоген; 5 — настоящее время и плейстоцен; 6 — приблизительно конец мелового периода; 7 — приблизительно конец палеогена; 8 — настоящее время (по Ханна [Hanna, 1959]).

является источником для соляных куполов в районе Теуантепек в Мексике. Несколько замкнутых депрессий в центральной части Мексиканского залива фиксирует участки, где соль достигла поверхности, соприкоснулась с водой и растворилась. В настоящее время соляные штоки слагают холмы Зигбии.

Соленосные отложения сначала безусловно не имели одинаковой мощности. Так, на юге штата Арканзас известен утоненный северный край этих отложений. Скважины, которыми пройдены соли, дают мощность 396 м на юге Арканзаса, 366 м на северо-западе Луизианы и 244 м на востоке Техаса; все эти мощности были пройдены у края соленосного бассейна. Дальше на юг соль перекрывают осадки настолько мощные, что ни одна скважина не достигла соли. Мощность солей варьирует здесь от 1219 до 5182 м, средняя мощность 1524 м. Такие колебания мощности обусловлены частично разницей в исходной мощности, но соль подверглась также значительным перемещениям после отложения, что и повлияло на изменение мощности.

Трудно объяснить происхождение таких мощных скоплений соли, равно как и мощность соляных отложений по отношению к количеству подстилающих ангидритов. Доля обоих не соответствует относительным количествам, которые могут отложиться из современной морской воды. Если считать, что первым осаждается ангидрит, то можно предположить, что рассолы высокой концентрации поступили в Луанский соленосный бассейн во время осадконакопления. Они могли быть принесены из пермских бассейнов на западе Техаса или из бассейна Сабинас Мексики. Другая идея сводится к тому, что накопление происходило в условиях, когда благодаря отмелям или барьерам какого-то типа вода могла поступать в бассейн. Здесь хотя бы частично после испарения и происходило осаждение сульфата кальция. Существуют значительные разногласия относительно природы такого бассейна. Некоторые считают, что здесь были лагунные условия, другие высказывают предположения о наличии локальных бассейнов, третьи полагают, что Мексиканский залив в то время был замкнутым морем.

Одна из предполагаемых историй развития таких бассейнов проиллюстрирована на рис. 15-2 и 15-3. Первоначальная стадия отражает накопление соли на обширной территории при наличии возвышенных участков, над которыми отложения маломощные. Вторая стадия, в конце мела, показывает проседание бассейна и накопление юрских и меловых осадков с последующим образованием соляных куполов. Последние две стадии — это постепенное расширение области проседания в направлении побережья с последующим накоплением осадков и усиленным внедрением соли. Так как считают, что движение соли начинается благодаря

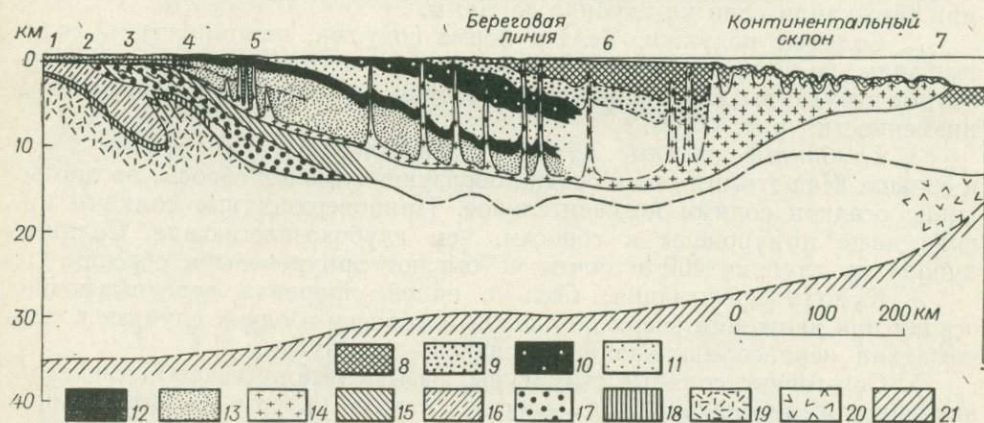


Рис. 15-3. Схематическое поперечное сечение северной части окраины Мексиканского залива к юго-западу от сводового поднятия Бенд до эскарпа Зигсби.

Показана геосинклиналь Мексиканского залива и ее связь с более молодыми геосинклинальными отложениями и палеозойскими структурами системы Уошито. 1 — сводовое поднятие Бенд; 2 — бассейн Строн; 3 — погребенные слои Уошито; 4 — зона разлома Мехия—Талько; 5 — Восточно-Техасский солеродный бассейн; 6 — геосинклиналь, Техас-Луизианский шельф; 7 — эскарп Зигсби; 8 — плиоцен—плейстоцен; 9 — миоцен; 10 — олигоцен; 11 — палеоцен—эоцен; 12 — верхний мел; 13 — юра — нижний мел; 14 — триас—юра (соль); 15 — пермо-триас; 16 — пермь; 17 — формация Уошито; 18 — кембрю-ордовик; 19 — докембрийский фундамент; 20 — океаническая кора; 21 — мантия (по Мартину и Кейсу [Martin, Case, 1975]).

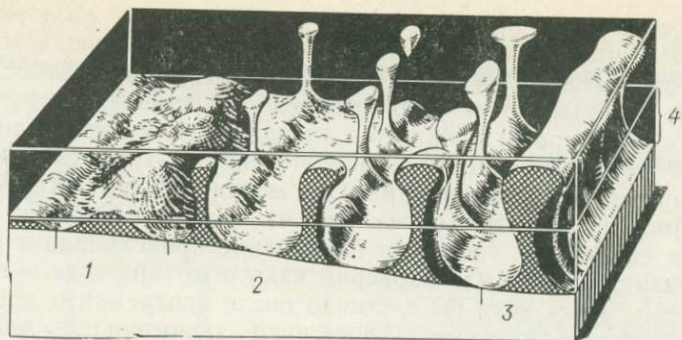


Рис. 15-4. Диаграмма зависимости различных типов соляных структур от первоначальной мощности пермского соленосного комплекса Северо-Германской низменности.
 1 — соляные подушки; 2 — соляные штоки; 3 — соляной карниз; 4 — первоначальная мощность пермского соляного комплекса (по Трусгейму [Trusheim, 1960]).

нагрузке перекрывающих отложений, то, возможно, что быстрее всего соляные купола растут во время и вскоре после осадконакопления, поэтому их рост следует связывать со скоростью осадконакопления. Показано, что движения соли в бассейне Парадокс и в районе плато Колорадо также были связаны с заполнением бассейна.

Форма соляных структур побережья Мексиканского залива. *

1. Соляные валы вдоль сбросов у края бассейна. Лучше всего они различаются в зоне нормальных сбросов (например, зона Мехия—Талько). Соль вздувается на поднятом крыле сброса, образуя купола или складки при замыкании соли на глубине до 200 м.

2. Соляные подушки. Тела в форме подушек, напоминающие соляные валы, но не приуроченные к сбросам, они часто образуют ряд. Аналогичные структуры встречаются в соленосном бассейне Северо-Германской низменности (рис. 15-4).

3. Глубинные соляные купола, расположенные на глубине 2 км и больше. Над этими телами осадки образуют купола и сбросы, но протыкание осадков солями незначительное. Приповерхностные соляные купола чаще приурочены к сбросам, чем глубокозалегающие. Соляные купола на глубине 400 м почти не бывают приурочены к сбросам.

4. Купола протыкания. Соль с силой прорвала перекрывающие осадки при движении вверх по сложным сбросам в одних случаях и при смещении неконсолидированных осадков — в других.

5. Остаточные соляные структуры, называемые в Северо-Германской низменности черепаховой структурой. Эти структуры возникают при оттоке соли из участка вокруг купола протыкания, в результате чего образуется соляное тело с утоненными краями.

Фундамент и соляные структуры. Одной из важных нерешенных проблем является выяснение роли палеозойского «фундамента», подстилающего соли, в развитии соляных структур. Существует лишь несколько

* См. тектоническую карту Мексиканского залива [The Tectonic Map of the Gulf of Mexico, 1972, A. A. P. У.].

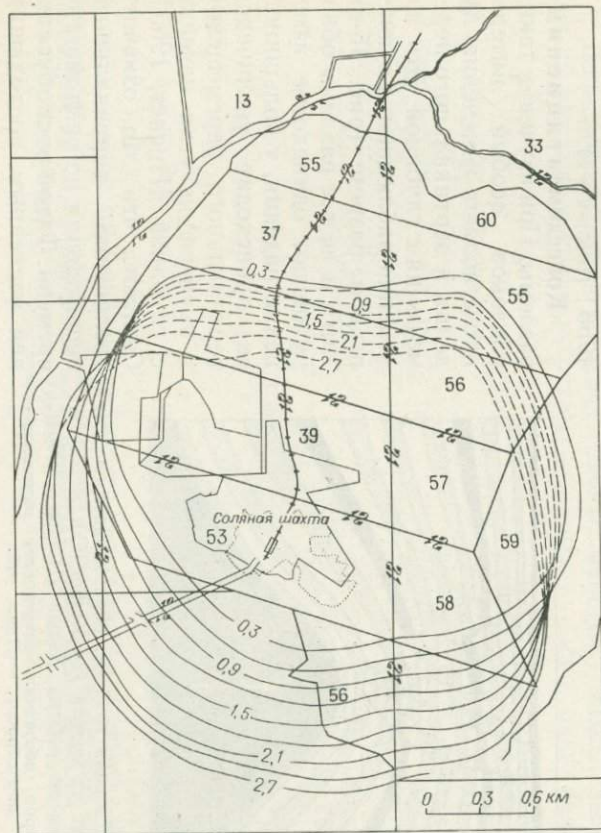


Рис. 15-5. Контуры структуры соляного купола Эйвери-Айленд, Луизиана, по кровле соленосной толщи (по Бейтсу, Коупленду и Диксону [Bates, Copeland, Dixon, 1959]).

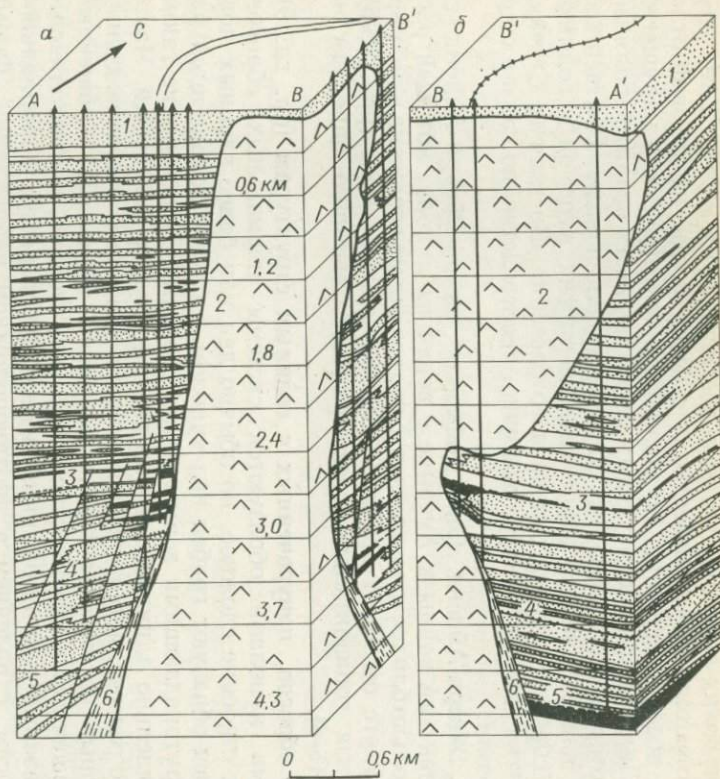


Рис. 15-6. Генерализованная блок-диаграмма соляного купола Эйвери-Айленд.

а — разрез по падению; *б* — разрез по простиранию; 1 — пресноводные пески; 2 — соль; 3 — верхнемиоценовые пески; 4 — зона Раболус; 5 — зона Дискорбис; 6 — глинистые сланцы (по Бейтсу, Коупленду и Диксону [Bates, Copeland, Dixon, 1959]).

достаточно глубоких скважин, которые достигли фундамента. В тех случаях, когда имеются данные, известно, что поверхность, на которой отложилась соль, недеформирована, но могут быть тектонические нарушения фундамента. Движения по этим сбросам могли вызывать развитие соляных кряжей, из которых и образовались соляные купола и валы. Подтверждением служит явное линейное расположение многих куполов в соляных валах, вдоль сбросов у краев соленосного бассейна. Во многих случаях процесс развития таких структур, очевидно, непосредственно связан с подвижностью соли.

Купол о. Эйвери-Айленд. Соль добывали на о. Эйвери-Айленд со времен гражданской войны в Америке с вершины купола, который расположен настолько близко к поверхности, что его форма отражена в рельефе острова. На карте он имеет приблизительно форму эллипса (рис. 15-5), но соль стекала горизонтально у поверхности, частично наполняя на осадки (рис. 15-6).

Характер сбросов, приуроченных к соляным структурам (см. гл. 9). Над соляными куполами образуются системы нормальных сбросов. В деталях их строение сложное, но обычно два или более главных нормальных сброса образуют грабен над куполом, он часто дополняется радиальными крутопадающими нормальными сбросами. Простирание таких сбросов параллельно длинной оси купола, если купол вытянутый. Часто главный сброс разветвляется, расщепляясь на два или более нормальных сбросов, которые носят характер ступенчатого сброса со сброшенным крылом, обращенным к центру купола. Другие мелкие, второстепенные сбросы, называемые антитетическими, имеют простирание, параллельное главным сбросам, с падением в противоположном направлении. Форма сбросов моделировалась при экспериментах, проведенных Карри [Currie, 1956] (рис. 15-7).

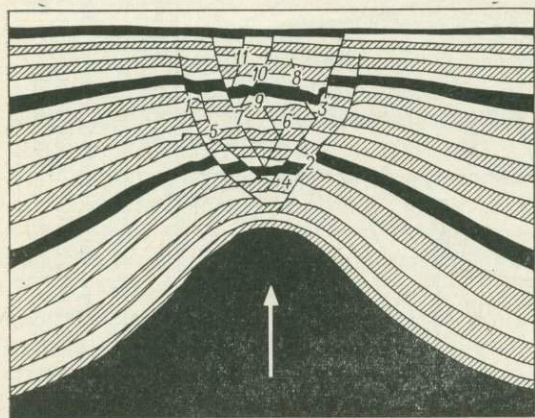


Рис. 15-7. Рисунок грабена, образовавшегося при эксперименте на модели (по Карри [Currie, 1956], перерисовано из работы Хьюза [Hughes, 1960]). Цифрами Карри обозначил очередность возникновения сбросов. — *Прим. ред.*

Консидерационные разломы. При изучении таких разломов особый интерес представляют изменения падения и вертикального перемещения с глубиной. Эти изменения наблюдаются в поперечном разрезе (рис. 15-8). Хотя и не все разломы обнаруживают одинаковое изменение падения, у большинства происходит увеличение вертикального перемещения и уменьшение угла падения с глубиной [Hughes, 1960]. Считают, что это означает увеличение вертикального перемещения по разломам во времени. Такой рост обусловлен медленным восходящим

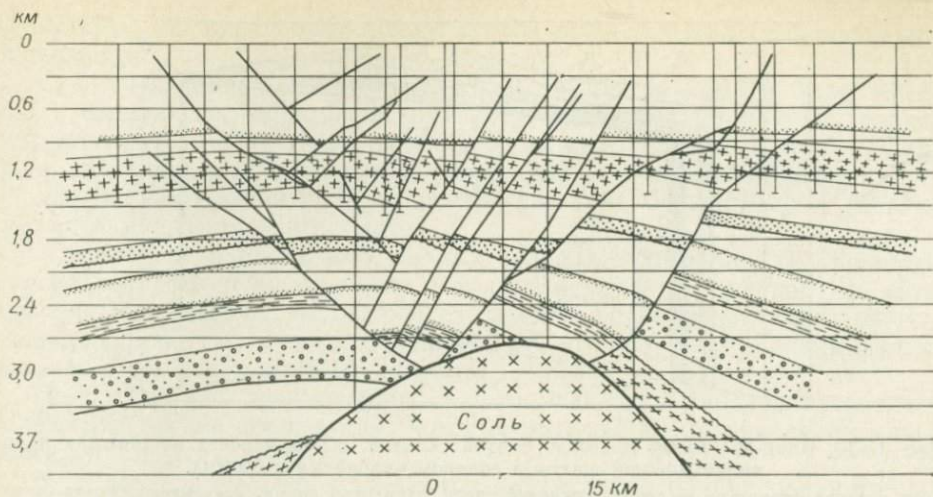


Рис. 15-8. Широтное поперечное сечение структуры Хейдельберг, округ Джаспер, Миссисипи, иллюстрирующее систему нарушений над глубинным соляным куполом (по Хьюзу [Hughes, 1960]).

движением соли. На рис. 15-9 показаны стадии роста разлома через перекрывающие осадки во время их накопления. Обратите внимание на то, что стратиграфическая амплитуда разлома увеличивалась сверху вниз. Это обусловлено большей мощностью сброшенных пластов и наличием клиновидных осадочных тел ниже поверхности несогласия, которые сохраняются на опущенном крыле и отсутствуют на поднятом.

План деформации в пределах соляных куполов. Шахты, расположенные на вершине приповерхностных соляных куполов, дают редкую воз-

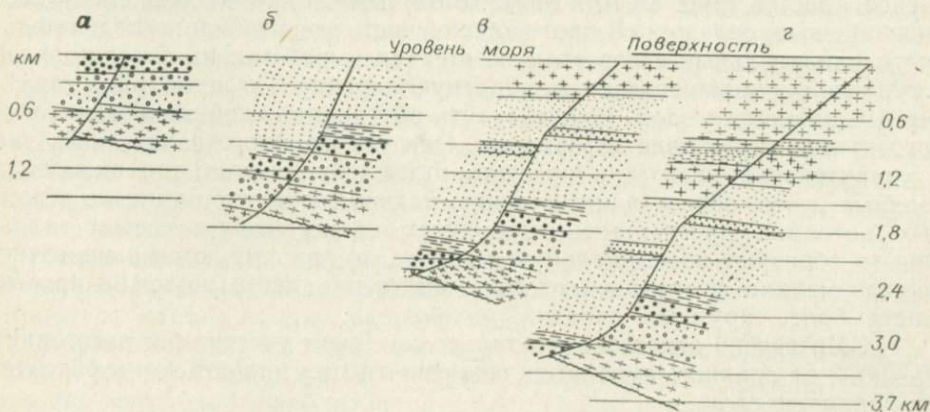


Рис. 15-9. Этапы роста Восточно-Хейдельбергского разлома, округ Джаспер, Миссисипи. Реконструкция разлома для разных периодов времени при предположении о нулевом вертикальном перемещении на каждом горизонте во время накопления осадков данного горизонта. Горизонтальный масштаб равен вертикальному. *а* — конец Родесса; *б* — начало верхнего мел; *г* — настоящее время (по Хьюзу [Hughes, 1960]).

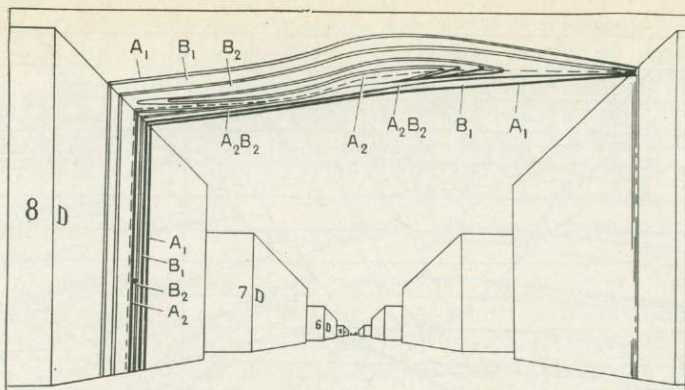


Рис. 15-10. Блок-диаграмма повторно смятой складки, обнажающейся на стенках и потолке соляной шахты в соляном куполе Уикс-Айленд.

Если соляная структура не смята в складки вдоль штриховой линии, показывающей след осевой поверхности, то между B_1 и B_2 выявляется вторая осевая поверхность (по Курферу [Kurfer, 1962]).

возможность для изучения строения соляного тела и характера процессов, при которых происходило внедрение соли. Классическое изучение мегаскопических структур соляного купола выполнено Болком [Balk, 1940] (см. также [Maehlberger, 1959]) в шахтах соляного купола Гранд-Салайн, штат Техас. В выработанной части купола везде видны слои соли и ангидрита. У краев слои имеют очень большой угол падения и, по-видимому, параллельны краям купола. Повсеместно слои смяты в сложные складки, а оси почти всех складок погружаются вертикально. Многие складки изоклиналильные, в этом случае поверхности скольжения пластов параллельны осевым поверхностям; однако оползание никогда не вызывает полного изгиба пластов (рис. 15-10). Болк [Balk, 1949, с. 1803] дает следующее описание этих складок: «В противоположность монотонной последовательности параллельных слоев соли на стенках выработок на потолке залов и туннелей складки создают живописную картину. По нескольким структурным элементам здесь можно судить об удивительной эволюции соляного купола вследствие деформации. Они так же многозначительны, как и удивительная чистота и простота отдельных пластов или скопления соляных слоев, образующих широкие, плавно изогнутые линии на огромных потолках просторных, освещенных электрическим светом залов. Они то образуют изоклиналильную складку, то группируются в многочисленные мелкие флексуры, которые повторяют дивергирующие простираания более крупных складок.

... Интересно отметить, что только на одном участке (на расстоянии 30—60 м от границы купола) складки почти отсутствуют. Соль образует здесь прямые слои...

Соляные складки сильно различаются по размеру. Иногда это мелкие структуры, состоящие из нескольких слоев или даже одного слоя. Это или пологоизогнутые открытые, или плотно сжатые изоклиналильные складки. Бесчисленные складки, у которых удивительно меняется направ-

ление крыльев, имеют одну общую особенность: оси всех складок параллельны при почти вертикальном залегании.

Буквально тысячи мелких складок нанизаны на крылья более крупных... Крылья складок скальвания могут быть изоклиральными, иногда они расходятся, образуя ряды зигзагов или шевронные складки... Слои соли, поперечное сечение которых подходит к зоне осевой поверхности в виде плавных кривых, оказываются внезапно собранными в десятки структур изоклиального смятия.

Осевые поверхности этих мелких складок скальвания без исключения располагаются параллельно осевым поверхностям складок, на которых они развиваются. Если проследить их в шахте, то оказывается, что их направление меняется на небольшом расстоянии и нигде скальвающие движения не секут крылья складок...

Поэтому можно предположить, что складки скальвания образовались вследствие тех же деформаций, которые обусловили направление сжатия более крупных складок».

В шахте повсеместно встречаются вертикально ориентированные линейные элементы, образовавшиеся при перекристаллизации минералов (например, карандашеобразные агрегаты ангидрита). Нередко и кристаллы галита бывают вертикально удлиненными. И другие признаки свидетельствуют о возможном твердом течении вещества в качестве механизма образования соляного штока. В слоях не встречаются ни трещины, ни разрывы. Соляные слои никогда не пересекают друг друга, и между ними нет несогласных контактов. Там, где сближаются слои соли разного простиранья, имеется зона уплотненной гранулированной соли.

Эшер и Кюнен [Escher, Kuenen, 1929] следующим образом представляют себе движение соли по направлению внутрь соляного купола: «Когда весь материал центростремительно движется внутрь и вверх, то при сжатии всех частиц создаются периферические тангенциальные напряжения. Их разное направление можно представить горизонтальными линиями, проведенными на поверхности конуса. Когда напряжения приложены параллельно пластам, то образуются напряжения сдвига. Если выбранный материал однородный, то происходит непрерывное изменение степени текучести от одного небольшого участка к другому. При резком изменении подвижности соседних пластов также внезапно изменится скорость текучести, при этом происходит скольжение пласта или группы пластов над соседними пластами или под ними.

Таким образом, по периферии, в основании купола образуются многочисленные складки с радиальным направлением осей. Они погружаются наружу от купола во всех направлениях.

Характер таких складок можно легко изобразить, протаскивая несколько горизонтально расположенных листов через кольцо... По мере того как масса соли приближается к оси купола, угол основного направления распространения увеличивается. Поэтому оси складок все время поворачиваются под большим углом до тех пор, пока на высоком уровне купола не останется большое количество складок с почти вертикальными осями».

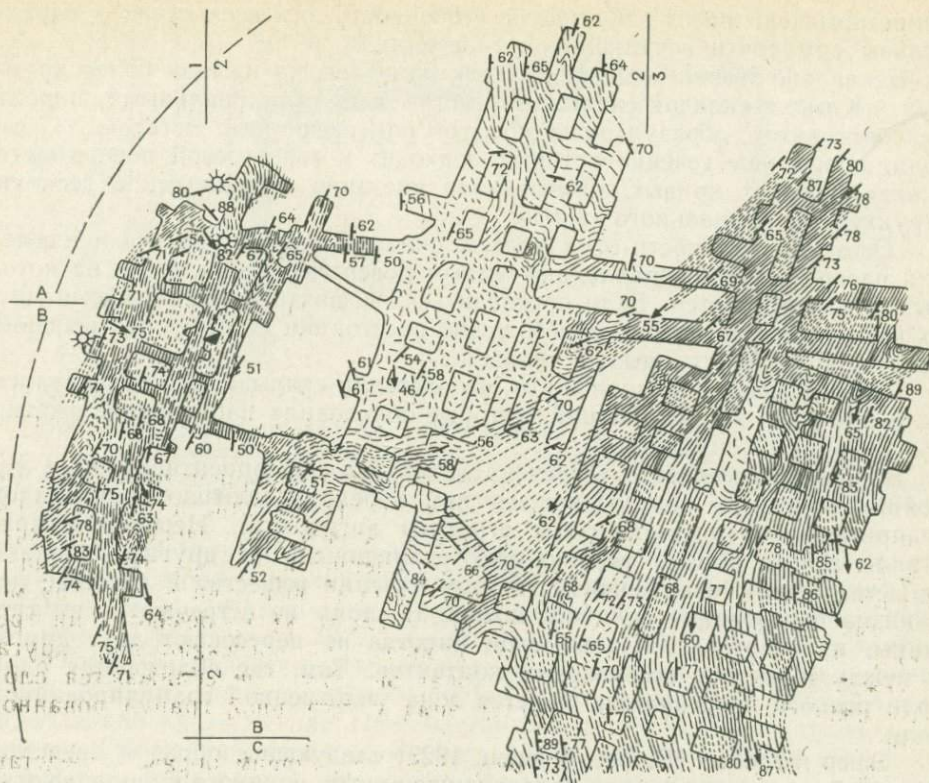


Рис. 15-11. Соляная структура, вскрытая на уровне 247 м в шахте компании «Кэри Солт», соляной купол Уиннфилд, Луизиана.

Штриховой линией показана приблизительная граница распространения соли (из работы Хоя, Фуса и О'Нейла [Hoy, Foose, O'Neill, 1962]).

Структурные элементы, аналогичные элементам купола Гранд-Салайн, известны в таких куполах, как Уиннфилд [Hoy, Foose, O'Neill, 1962] и Уикс-Айленд [Kupfer, 1962] (рис. 15-11).

Образование соляных куполов. Неттлтон (Nettleton, 1934) показал, что соль может подниматься из слоистых отложений в результате неустойчивости; это происходит, если соль перекрыта мощной толщей осадков большей плотности. Такая трактовка была принята, потому что она объясняет образование наблюдаемых структур при процессе, когда горизонтальное сжатие не является обязательным условием. Неттлтон заключил, что соляные купола образуются при движении, когда силы тяжести вызывают течение твердого вещества, так как соль легче, чем окружающие осадки. Купола имеют почти круглую форму, которая скорее обусловлена деформацией и течением, а не растрескиванием и сбросообразованием.

Разница в плотности соли и окружающих осадков создает силу, достаточную, чтобы вызвать течение соли. Плотность соли (2,2) не изменяется с глубиной, в то время как плотность окружающих осадков с глуби-

ной возрастает при их литификации. На рис. 15-12 показано предполагаемое изменение плотности осадков с глубиной, а также кривая дифференциального гидростатического давления, которое может создаться в основании соляной толщи. На глубине более 600 м плотность осадков больше плотности соли. Дифференциальное гидростатическое давление варьирует от нескольких десятков до почти 98 кгс/см²; такое давление, безусловно, может вызвать течение твердой соли. Эксперименты показали, что течение соли может начаться при дифференциальном давлении именно такого порядка значения. Следует отметить, что некоторые соляные купола образовались, очевидно, когда мощность перекрывающих осадков составляла лишь 1000 м.

Неттлтон [Nettleton, 1943] и другие, а именно Паркер, Макдоуэлл [Parker, MacDowell, 1955] и Добрин [Dobrin, 1941], смоделировали при экспериментах на масштабных моделях образование соляных куполов. Стадии развития на трех экспериментах, проведенных Неттлтоном, показаны на рис. 15-13.

Соляные структуры Северо-Германской низменности. В нефтегазоносной области Северо-Германской низменности в настоящее время известно более 200 соляных штоков и аналогичных структур (рис. 15-14). Считают, что механизм образования этих тел сходен с образованием соляных структур на побережье Мексиканского залива [Trusheim, 1960], хотя по общей геологической обстановке и форме они различаются. Толщи соли в бассейне Северо-Германской низменности характеризуются меньшей мощностью, чем на побережье Мексиканского залива. Штоковидные массивы напоминают соляные купола Америки, иногда они образуют большие соляные столбы и соляные карнизы (рис. 15-14). В основном они ориентированы параллельно друг другу, и лишь изредка наблюдается меандрирующий рисунок. Длина некоторых карнизов достигает 97 км.

«Материнская» соль на Северо-Германской низменности отложилась в пермское время на поверхности фундамента с низким рельефом. Ее мощность составляет от нескольких метров у краев до более 1000 м в самых глубоких участках бассейна. Максимальная мощность осадочного

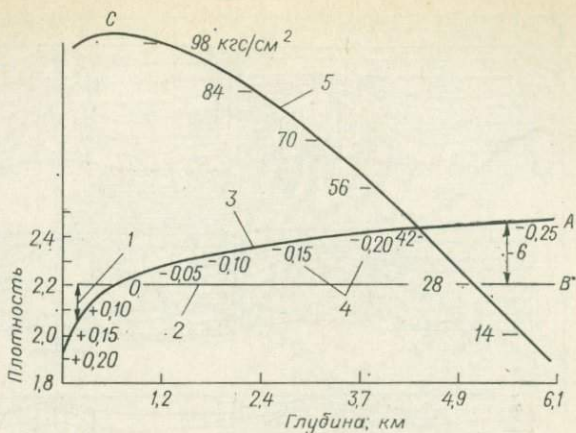


Рис. 15-12. Градиент плотности и дифференциальное давление у подошвы соляного столба, побережье Мексиканского залива в штате Техас.

Нижняя кривая показывает зависимость плотности осадков от глубины погружения (обратите внимание на то, что плотность соли 2,2). На кривую нанесены значения разности плотностей между осадками и солью. 1 — положительный градиент плотности; 2 — плотность соли; 3 — плотность осадков; 4 — градиент плотности (соленосные отложения); 5 — дифференциальное гидростатическое давление у основания купола; 6 — отрицательный градиент плотности (по Неттлто-ну [Nettleton, 1934]).

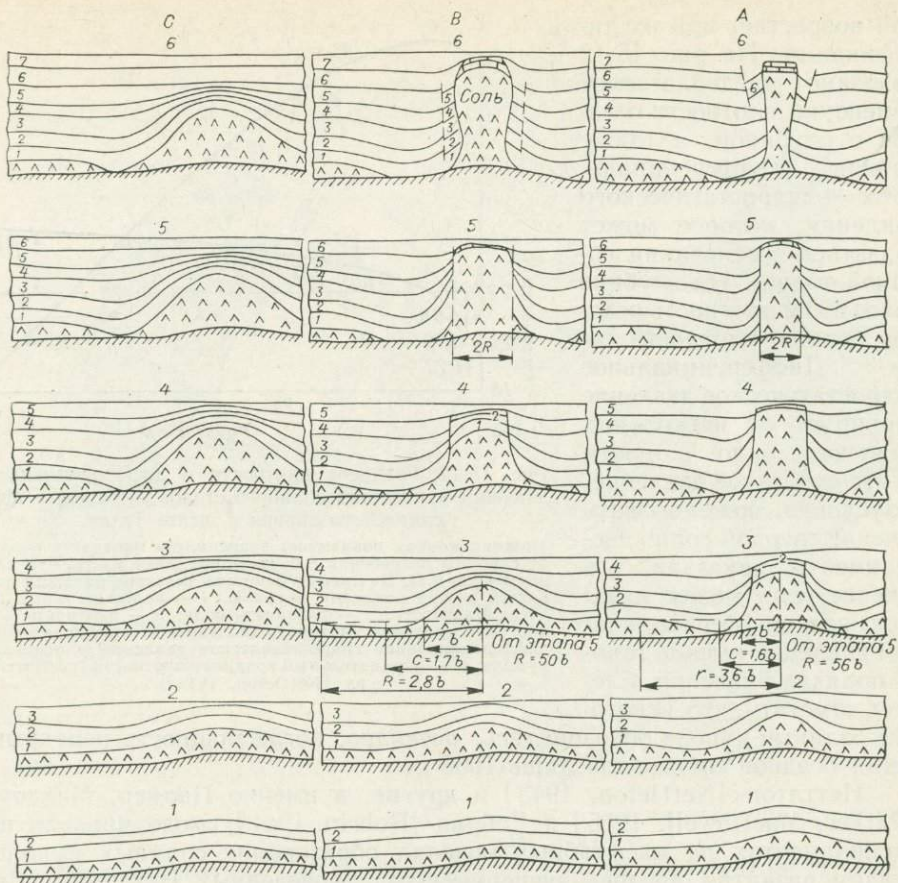


Рис. 15-13. Образование соляных куполов в экспериментах с масштабными моделями (по Неттлтоу [Nettleton, 1934]).

чехла, покрывающего соль, 3000 и 4000 м. Соляные штоки и карнизы поднялись у самых глубоких участков бассейна, соляные подушки концентрируются на более мелких участках. Это означает, что мощность соли и вес перекрывающих пластов определяют форму соляных структур.

В послепермское время фундамент претерпел незначительную деформацию, если не считать нескольких разломов и трещин, в то время как перекрывающая толща сильно деформирована. Складки, сбросы и структуры течения образовались независимо от подстилающего фундамента; интенсивность деформации уменьшается с глубиной. Для того чтобы началось течение и миграция соли, мощность осадков должна составлять около 1000 м. Для объяснения исходных движений соли в бассейне Северо-Германской низменности предлагались разные концепции. Начальные движения объяснялись дизъюнктивными движениями, наличием зон разлома в фундаменте и первичным различием в мощности соли.

Рис. 15-14. Карта соляных структур Северо-Германской низменности.

1 — пограничная область морского цехштейна; 2 — соляной диапир; 3 — соляная подушка (по Трусгейму [Trusheim, 1960]).

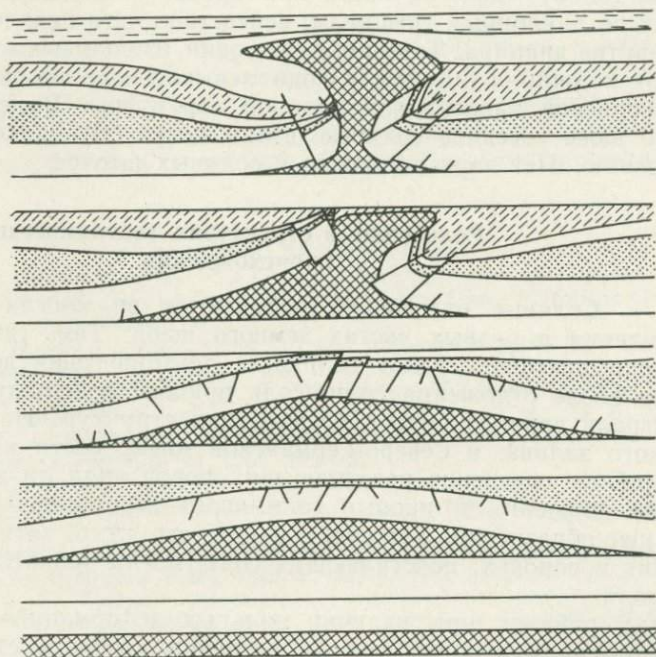
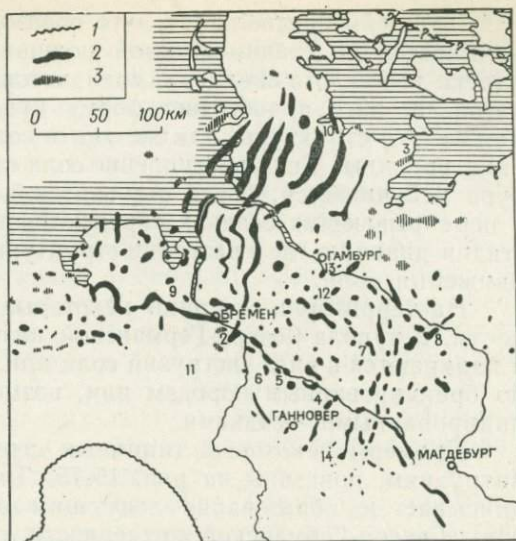


Рис. 15-15. Схематическое изображение развития асимметричного штока цехштейновой соли (по Трусгейму [Trusheim, 1960]).

Трусгейм предполагает, «что образование соляной структуры обычно начинается со стадии солевой подушки. Солевая подушка состоит из плоско-выпуклого скопления соли, которая сначала имеет форму песчаных часов, позднее приобретает форму купола и обычно почти симметричная..» Эти структуры, так же как и соляные штоки, имеют периферические впадины. Если поступление соли продолжается, подушечная структура вспучивается, борта становятся более крутыми, и в конце концов в перекрывающих осадках образуются трещины скалывания, начинается стадия диапира, где в развитии структуры уже преобладают вертикальные движения соли.

На территории Америки некоторые купола почти достигают поверхности, а купола Северо-Германской низменности прорывают поверхность и изливаются в виде экструзий соли или «соляных ледников», растекаются по брекчированным породам или, возможно, обтекают их под неконсолидированными осадками.

Примеры некоторых типичных структур, приуроченных к соляным интрузиям, показаны на рис. 15-15. Трусгейм [Trusheim, 1960, с. 1527] описывает их образование следующим образом. «Многие соляные структуры Северо-Германской низменности симметричны, особенно на более глубоких уровнях... Соль наклонно выталкивалась вверх через полуоткрытый «люк», так что в поперечном сечении соляная структура напоминает утиную голову. Соляная паста при продвижении вверх, вероятно, прорывалась по наклонным трещинам, вследствие чего началось асимметричное развитие диапира. Таким образом один из соляных штоков даже отделился от источника питания и поднялся на более высокий уровень в виде бескорневой каплевидной соляной структуры. В целом можно сказать, что даже соседние соляные штоки могут быть различными по своему строению. Нет двух одинаковых соляных штоков».

Роль соли в структурах тектонического происхождения *

Соляные отложения встречаются во многих бассейнах осадконакопления в разных частях земного шара. Там, где мощность соли и перекрывающих осадков велика, а тектоническая деятельность происходила после отложения соли, соль приобрела большую подвижность и сыграла важную роль в образовании структур. На побережье Мексиканского залива, в Северо-Германской низменности и некоторых других бассейнах поведение подстилающих пород вряд ли значительно повлияло на движения и прорыв соли через перекрывающие пласты пород, а также образование куполов и других структур, хотя и считают, что движения в породах, подстилающих соль, могли вызвать начальные подвижки соли.

В других районах при наличии сильных деформаций соль, гипс и ангидрит сыграли важную роль в развитии крупных структурных

* См. соляные антиклиналы Колорадо [Carter, Elston, 1963] и небольшие соляные складки Карпат [Small, 1959].

элементов. Массивные слои гипса участвуют в строении складок и разрывов Юрских гор во Франции и в Альпах. Соляные пласты в Юрских горах образовали поверхность скопления, на которой складчатый чехол смят в складки и нарушен сбросами, а фундамент под ними в основном недеформирован. Аналогичную роль играют пласты соли и глинистых сланцев в складчато-сбросовом поясе Аппалачских гор.

На юге Франции соленосный бассейн образовался в триасе в районе непосредственно к северу от Пиренейских гор. Сначала накопилось приблизительно 2 км триасовых осадков, а затем еще 3—7 км. Эта толща подвергалась деформациям на протяжении нескольких фаз тектонической деятельности в Пиренеях. Соль встречается здесь в виде отдельных куполов, складок протыкания с ядрами из соляных штоков, соляных даек по сбросам и в виде эрратических выходов соли, вероятно приуроченных к вскрытым сбросам. Многие из этих структур приурочены к глубинным разломам и трещинам в подстилающих породах фундамента [Duroy-Samet, 1953], и при их образовании, вероятно, сыграли роль и тектоническая деятельность, и разница в плотности.

Структуры обрушения в соленосных бассейнах. Структуры, противоположные соляным куполам, штокам, дайкам, и другие структуры встречаются в большом силурийском соленосном бассейне в центральной части Северной Америки, где уход соли вызвал проседание и обрушение перекрывающих толщ. Большой участок, где, вероятно, произошло обрушение, расположен над солями Салина под озерами Мичиган и Гурон [Landes, 1945]. Признаки такого обрушения наблюдаются на поверхности близ прол. Мак-Кинак, где большие массы брекчированных пород, иногда до 400 м по вертикали, встречаются в толще в основном слабдеформированных силурийских и девонских отложений. Одни блоки здесь сместились вниз на сотни футов в структуры обрушения, а другие лишь слегка наклонены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ala, M. A.*, Salt diapirism in southern Iran. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1974, v. 58, No. 9, p. 1758—1770.
- Andrews, Donald I.*, The Louann salt and its relationship to Gulf Coast salt domes. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 1960, v. 10, p. 215—240.
- Antoine, J. W.*, and *Bryant, W. R.*, Distribution of salt and salt structures in Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1969, v. 53, No. 12, p. 2543—2550.
- Applin, P. L.*, Preliminary report on buried pre-Mesozoic rocks in Florida and adjacent states. *U. S. Geol. Survey Circ.* 91, 1951, p. 1—27.
- Atwater, G. I.*, and *Forman, M. J.*, Nature of growth of southern Louisiana salt domes and its effect on petroleum accumulation. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1959, v. 43, p. 2592—2623.
- Balk, Robert*, Structure of Grand Saline salt dome, Van Zandt County, Texas. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1949, v. 33, p. 1791—1829.
- Barton, D. C.*, Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1933, v. 17, p. 1025—1083.
- Bates, F. W.*, *Copeland, R. R., Jr.*, and *Dixon, K. P.*, Geology of Avery Island salt dome, Iberia Parish, Louisiana. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1959, v. 43, p. 944—958.
- Berry, G. F., Jr.*, and *Harper, P. A.*, Augusta Field, Butler County, Kansas. In: *Structure of typical American oil fields*, v. 3, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1948.

- Bornhausen, Max*, Gulf Coast tectonics. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1958, v. 42, p. 339—370.
- Braunstein, Jules*, and *O'Brien, G. D.*, Diapirism and diapirs, a symposium. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1968, Tulsa, Oklahoma.
- Bryant, W. R.*, and others, Escarpments, reef trends, and diapiric structures, eastern Gulf of Mexico. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1969, v. 53, No. 12, p. 1506—2542.
- Carter, F. W.*, and *Elston, D. P.*, Structural development of salt anticlines of Colorado and Utah. In: Backbone of the Americas. Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 2, 1963.
- Coats, R. P.*, The geology and mineralisation of the Blinman dome diapir. South Australia Geol. Survey, Rept. Inv. No. 26, 1964.
- Currie, J. B.*, Role of concurrent deposition and deformation of sediments in development of salt-dome graben structures (Mississippi). Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1956, v. 40, p. 1—16.
- De Golyer, E.*, Origin of North American salt domes, problems of petroleum geology. Am., Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1925, v. 9.
- Dixon, J. M.*, Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. Tectonophysics, 1975, v. 28, p. 89—124.
- Dobrin, M. B.*, Some quantitative experiments on a fluid salt dome model and their geologic implications. Am. Geophys. Union Trans., Ann. Mtg., 22d, 1941, p. 528—542.
- Dupouy-Camet, J.*, Triassic diapiric salt structures, southwestern Aquitaine basin, France. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1953, v. 37, p. 2348.
- Escher, B. G.*, and *Kuenen, P. H.*, Experiments in connection with salt domes. Leidse Geol. Med., v. III, pt. 3, p. 151—182, 1929.
- Hanna, M. A.*, Salt domes: Favorite home for oil. Oil and Gas Jour., 1959, v. 57, p. 138—142.
- Hoy, R. B.*, *Foose, R. M.*, and *O'Neill, B. J., Jr.*, Structure of Winnfield salt dome, Winn Parish, Louisiana. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1962, v. 46, p. 1444—1460.
- Hughes, Dudley J.*, Faulting associated with deepseated salt domes in the northeast portion of the Mississippi salt basin. Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. Trans., 1960, v. 10, p. 155—174.
- Kupfer, D. H.*, Structure of Morton Salt Company mine, Weeks Island salt dome, Louisiana. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1962, v. 46, No. 8, p. 1460—1467.
- Landes, K. K.*, Mackinac breccia, subsurface stratigraphy and regional structure. In: Geology of the Mackinac Straits region. Michigan Geol. Survey Div. Pub. 44, Geol. Ser. 37, 1945.
- Lehner, Peter*, Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on continental slope of northern Gulf of Mexico. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1969, v. 53, No. 12, p. 2431—2479.
- Leyden, R.*, *Asmus, H.*, *Zembruski, S.*, and *Bryan, G.*, South Atlantic diapiric structures. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1976, v. 60, No. 2, p. 196—212.
- Martin, R. G.*, and *Case, J. E.*, Geophysical studies in the Gulf of Mexico. In: Nairn, A. E. M., and Stelhi, F. G., eds. The ocean basins and margins, v. 3. New York, Plenum, 1975.
- Martinez, J. D.*, The impact of salt on man's environment. Transactions, Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. 1969, v. XIX, 1969, p. 42—69.
- Mattox, R. B.*, ed., and others, Saline deposits. Geol. Soc. America Spec. Paper 88, 1968.
- Muehlberger, W. R.*, Internal structure of the Grand Saline salt dome, Van Zandt County Texas. Texas Univ. Bur. Econ. Geol. Rept. Inc., No. 38, 1959.
- Murray, G. E.*, Salt structures of Gulf of Mexico Basin. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1966, v. 50, p. 439—478.
- Murray, G. E.*, Salt structures of Gulf of Mexico basin — A review. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1967, v. 50, p. 440.
- Nettleton, L. L.*, Fluid mechanics of salt domes. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1934, v. 18, p. 1175—1204.
- Nettleton, L. L.*, Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1943, v. 27, p. 51—63.
- Nettleton, L. L.*, History of concepts of Gulf Coast salt dome formation. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1955, v. 39, p. 2373—2383.

Omara, S., Diapiric structures of Egypt and Syria. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1964, v. 48, p. 1116.

Parker, Travis J., Scale models as guide to interpretation of salt dome faulting. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1951, v. 35, No. 9, p. 2076—2086.

Parker, Travis J., and *McDowell, A. N.*, Model studies of salt dome tectonics. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1955, v. 39, No. 12.

Prucha, J. J., Salt deformation and décollement in the Firtree Point anticline of central New York. Tectonophysics, 1968, v. 6, No. 4, p. 273—299.

Read, J. L., Geologic case history of Slocum dome, Anderson County, Texas. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1959, v. 43, p. 958—973.

Richter-Bernberg, G., and *Scott, Wolfgang*, The structural development of northwest German salt domes and their importance for oil accumulation. World Petroleum Cong., 5th, sec. I. Paper 4, 1959.

Small, W. M., Thrust faults and ruptured folds in Roumanian oil fields. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1959, v. 43, p. 455—472.

Smith, Derrell A., Geology of South Pass Block 27 oil field, offshore, Plaquemines Parish, Louisiana. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1961, v. 45.

Trusheim, F., Mechanisms of salt migration in Northern Germany. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1960, v. 44, p. 1519—1541.

Woods, R. D., The northern structural rim of the Gulf basin. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 1956, v. 6, p. 3—9.

КРУПНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛИТОСФЕРЫ

Изучение природы земных недр и происходящих в них процессов имеет фундаментальное значение для понимания происхождения и развития структурных элементов, которые можно наблюдать непосредственно на поверхности или близ поверхности. Во всех современных тектонических теориях рассматриваются по крайней мере верхние слои мантии, поэтому именно в мантии следует искать процессы, которые в основном и обуславливают дрейф континентов, разрастание океанического дна и возникновение деформаций, приводящих к образованию гор и связанных с ними мелкомасштабных структур.

Мы познаем недра Земли в первую очередь по косвенным геофизическим наблюдениям и с помощью экспериментальной петрологии. Прямые данные нам дают образцы из скважин, изучение продуктов вулканической деятельности и глубинного извержения, а также исследование пород, которые когда-то были глубоко погребены, а затем оказались поднятыми и обнажились вследствие эрозии. Очень немногие нефтяные скважины были пробурены до глубины 8 км. Они расположены на континентах, где мощность коры достигает 40 км, все эти скважины заканчиваются в породах коры, в основном осадочных. Ряд менее глубоких скважин (от ста до нескольких сот метров) пробурен в океанах, где они проходят маломощную толщу осадочных пород и заканчиваются в подстилающем слое базальтов (часто стекловатых). Именно эти скважины дают нам возможность доказать, что осадочный чехол в океанах во многих местах удивительно маломощный.

Прямые данные о составе верхней мантии мы получаем по ксенолитам из алмазных трубок Южной Африки и блокам, обнаруженным в лавах из глубинных магматических очагов. Это все материал ультраосновных пород (например, дунит, перидотит и эклогит). Аналогичные ультраосновные породы, часто измененные в серпентин, встречаются в ядре или в центральной части складчатых гор и в островных дугах; считают, что здесь они являются участками мантии, которая была выжата или сброшена в деформированный пояс.

Некогда глубинные участки коры теперь обнажаются в возвышенных и глубоко денудированных горных поясах

и в районах докембрийского щита. Здесь можно изучать породы, которые когда-то находились на глубине 10—20 км, это очень небольшая глубина для выхода мантии на поверхность. Таким образом, методы прямых наблюдений дают лишь ограниченное представление о характере земных недр.

Зондирование недр

При изучении проблем, связанных с внутренним строением Земли, применяются многие геофизические методы. Из них наиболее важными являются сейсмические исследования.

1. Сейсмология землетрясений. Проводится анализ годографов, полученных для сейсмических волн, возникающих при землетрясениях, а в последнее время и при атомных взрывах. На моделях недр размещают сейсмические границы раздела (например, изменения в упругих свойствах материалов) таким образом, чтобы время, необходимое для распространения сейсмических волн от источника до границы раздела, где должно произойти их преломление или отражение, можно было сопоставить с наблюдениями в сейсмических обсерваториях. Приведенные нами крупномасштабные модели Земли (например, рис. 16-1 и табл. 16-1) построены в основном по результатам изучения землетрясений [Richter, 1958].

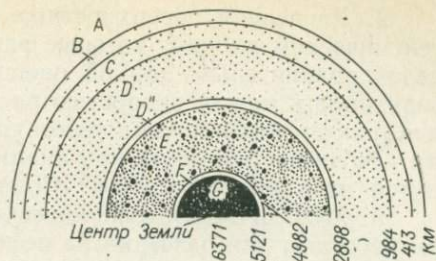


Рис. 16-1. Подразделение внутренней структуры Земли по сейсмическим данным. Характеристики слоев, обозначенных А—Г, см. в табл. 16-1 (по Буллену [Bullen, 1963]).

Т а б л и ц а 16-1

Модель недр Земли Буллена [Bullen, 1963]

Слой	Глубина, км	Характеристика слоя
А		Части коры
В	33	Устойчивые положительные градиенты скорости волн <i>P</i> и <i>S</i>
С	413	Переходная область
Д	984	Устойчивые положительные градиенты скорости волн <i>P</i> и <i>S</i>
Е	2898	Устойчивый положительный градиент скорости волн <i>P</i>
Ф	4982	Отрицательный градиент скорости волн <i>P</i>
Г	5121	Небольшой положительный градиент скорости волн <i>P</i>
	6371	

2. Дисперсия поверхностных волн. Особое внимание уделялось тем сейсмическим волнам, которые распространяются на поверхности и в пределах сравнительно тонкой внешней оболочки Земли. Устанавливается зависимость между скоростью распространения и затуханием этих волн и характером оболочки, через которую они проходят. Таким образом, их удобно использовать при анализе средних характеристик Земли вдоль путей их распространения [Press, Ewing, 1955].

3. МОВ и МПВ. Сейсмические методы, которые в первую очередь разработаны для разведки на нефть, успешно применяются при изучении коры и верхней мантии. Метод отраженных волн предусматривает измерение времени, необходимого для распространения искусственно созданной сейсмической волны (например, геологоразведочные, промышленные или атомные взрывы) от источника до отражающей поверхности и обратно до записывающего устройства. Глубины до отражающей поверхности можно рассчитать, если известна скорость распространения волн в этих слоях.

Метод преломленных волн заключается в измерении времени, необходимого для распространения искусственно созданного сигнала до границы раздела, преломления вдоль этой границы и возвращения к группе приемных устройств на поверхности. С помощью этого метода могут быть определены скорость сейсмических волн, а также глубина.

Эти методы можно использовать при изучении строения приповерхностных участков коры, но в целом силы искусственного сигнала недостаточно для зондирования более глубоких горизонтов [Dobrin, 1976; Nettleton, 1940; Howell, 1959].

Сейсмические границы раздела

Сейсмологами уже давно была установлена трехслойная структура недр Земли: кора, мантия и ядро. Такое подразделение удалось установить благодаря анализу годографов сейсмических волн при землетрясениях. Граница кора—мантия фиксируется по внезапному увеличению скорости волн P . Разрыв мантия—ядро определяется по исчезновению

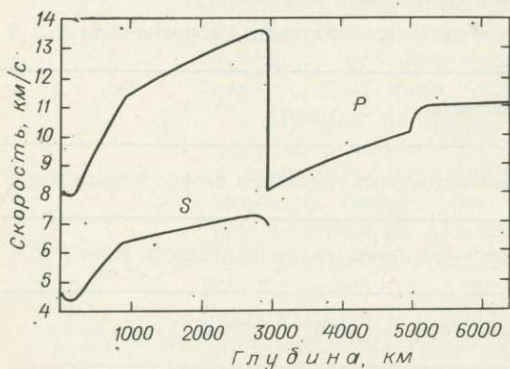


Рис. 16-2. Скорость волн P и S как функция глубины определенная Гутенбергом.

волн S , что свидетельствует о наличии жидкого ядра. Позднее ядро было подразделено на внутреннее и внешнее; внутреннее характеризуется несколько большей скоростью волн P [Lehmann, 1936]. Скорости продольных волн P и поперечных волн S на разной глубине в недрах Земли показаны на рис. 16-2. По крайней мере еще две границы раздела имеются в мантии: первая на глубине от 50 до 200 км, где скорость уменьшается, зона пониженных скоростей Гутенберга, и вторая —

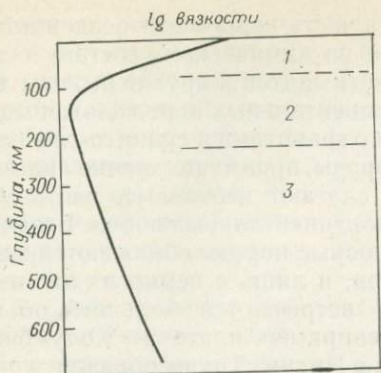


Рис. 16-3. Подразделение верхней мантии на тектоносферу (1), астеносферу (2) и мезосферу (3).

График показывает изменение логарифма вязкости материала с глубиной (по Эльзассеру [Elsasser, 1969]).

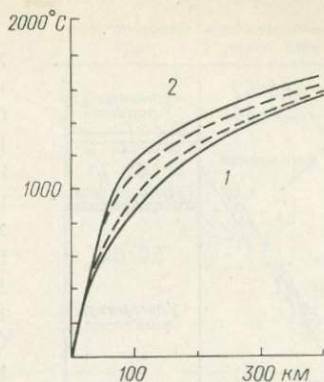


Рис. 16-4. Модель изменения температуры с глубиной под докембрийскими щитами (1), континентами и океанами (2) (по Кларку и Рингвуду [Clark, Ringwood, 1964]).

разрыв на глубине 900 км, где скорость и волн P , и волн S уменьшается с глубиной. Сводка новых данных о глубинном строении дана Андерсоном, Сэммисом и Джорданом [Anderson, Sammis, Jordan, 1971].

Литосфера. Литосфера—это сравнительно хрупкая «литифицированная» внешняя оболочка Земли, которая распространяется от поверхности до зоны пониженных скоростей Гутенберга. Она включает верхнюю и верхние участки мантии, где начинается большинство землетрясений. Нижнюю границу литосферы образует зона пониженных скоростей в мантии на глубине от 50 до 200 км. Эта зона менее прочная, чем литосфера, более пластичная, и ее часто называют астеносферой (рис. 16-3). Эта зона, фиксируемая по материалам низкой вязкости, совпадает по глубине с четким изменением температурного градиента (рис. 16-4). Изменение физических свойств безусловно играет здесь большую роль в развитии структуры границы, и она более значительна, чем граница Мохо.

Кора. Кора Земли определяется по сейсмической границе раздела, открытой Мохоровичичем, и названа в его честь границей Мохоровичича, или Мохо, или границей М. Граница М выявляется почти повсеместно по резкому увеличению скорости продольных волн от 6,0 до 8,0 км/с. Определенная таким образом кора характеризуется различными признаками.

1. Мощность коры под континентами и в океанических бассейнах разная (рис. 16-5). Средняя мощность континентальной коры 35 км, но наблюдаются значительные различия, а мощность океанической коры варьирует от 5 до 40 км.

2. Основные области, где мощность отличается от средней мощности континентальной и океанической коры, — это длинные узкие пояса островных дуг, складчатые горные пояса, где установлена мощность коры от 50 до 70 км, и срединно-океанические хребты, где резкая граница М не наблюдается.

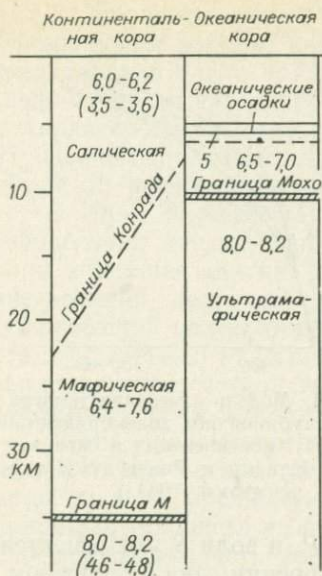


Рис. 16-5. Сейсмическое изображение слоистой структуры коры на континентальных щитах и в океанических бассейнах.

Показаны скорости продольных и в скобках поперечных волн (км/с) (по Прессу [Press, 1961]).

рые преобладают на уровне субкрупных пород. Таким образом, состав мантии отвечает породам ультраосновного типа. Скорости в более высоких горизонтах континентальной коры ($P = 6,0 \div 6,2$ км/с) равны экспериментально установленным для гранита, а более низкие участки континентальной коры и большая часть подлинной океанической коры имеют скорость $P = 6,5 \div 7,6$ км/с, что характерно для базальта. Такое двухчленное деление континентальной коры повсеместно не подтверждается.

Представления о коре по аномалиям силы тяжести. Так как породы континентальной коры имеют меньшую плотность, чем породы мантии, то по аномалиям силы тяжести Буге можно судить о мощности коры. Вуллард [Woollard, 1959] составил сводки, которые иллюстрируют соотношения между аномалиями силы тяжести, рельефом и толщиной коры. На рис. 16-6 показаны мощности коры, определенные с помощью данных МПВ по фазовой скорости поверхностных волн и аномалиям Буге. Аномалии над более глубокими участками континентальной коры больше, чем это следует из прямой пропорциональной зависимости. Создается впечатление, что плотность пород коры увеличивается на более глубоких участках континентальной коры. Считают, что это скорее результат утолщения промежуточного базальтового слоя, а не изменений, происходящих в верхнем сиалическом слое. На рис. 16-7 показан график зависимости

Большая часть коры имеет осадочный чехол, сходный по химическому составу с гранитом. Области щитов и другие выходы глубинных континентальных пород сложены преимущественно гранитами и гранито-гнейсами. Основные породы, преимущественно андезиты и базальты, слагают небольшую часть обнажающихся континентальных пород. Базальты и другие основные породы обнажаются в виде даек и силлов, и лишь в немногих местах на континентах встречаются большие объемы базальтов, например плато р. Колумбии и плато Декан в Индии. Таким образом, континенты в основном гранитные, но под континентами на глубине должен находиться источник базальтов. Океаны, с другой стороны, подстилаются обширными базальтовыми толщами, если судить по преобладанию базальтовых вулканических продуктов на Срединно-Атлантическом хребте, базальту, поднятому с подводных гор, и лаве, поступающей из действующих вулканов во всех океанах.

Скорости сейсмических волн подкоровых материалов ($P = 8,1$ км/с) аналогичны экспериментально определенным скоростям ультраосновных пород, таких как дунит и перidotит, при температуре и давлении, кото-

рельефа от аномалий Буге. В обоих случаях наблюдается положительная корреляция. Аномалии силы тяжести и определенную сейсмическими методами мощность коры можно использовать при построении контурных карт границы кора—мантия (рис. 16-8).

Верхняя мантия. Все породы, источником которых, очевидно, была верхняя мантия, ультраосновные. Они встречаются в виде включений в базальтах, в виде кимберлитов и ассоциирующихся с ними ксенолитов ультраосновных пород. Основными минералами, наблюдающимися в виде включений ультраосновных пород, являются оливин, энстатит и авгит. Они встречаются в породах с плотностью от 3,30 до 3,33 г/см³. Их процентные соотношения резко отличаются от дунита (100% оливина до пород без оливина). Крупные ксенолиты из кимберлита (перидотит)— это эклогиты, содержащие гранат, слюду, а также оливин. Таким образом, в субкрупных породах наблюдаются изменения в минералогическом составе, отсюда следует, что верхняя мантия не является однородным слоем. К сожалению, без данных бурения нельзя получить точное представление о характере изменений.

Горизонтальная изменчивость в верхней мантии выявляется также по скоростям сейсмических волн (P_n и S_n), распространяющихся в верхней мантии. Так, под континентальной частью США скорости изменяются от 7,9 до 8,3 км/с (рис. 16-9). В целом скорости и P_n , и S_n меньше под горными поясами, на вогнутой стороне островных дуг и на срединно-океанических хребтах и выше под континентальными щитами и глубоководными океаническими бассейнами (табл. 16-2). Считают, что большие скорости обусловлены жесткостью или прочностью мантии. Поэтому можно предположить, что верхняя мантия имеет повышенную жесткость под тектонически более устойчивыми элементами коры и ослабленными являются области, под которыми происходит затухание волн [McInar, Oliver, 1969].

Интерпретация поверхностных волн. В отличие от внутренних волн, вступление которых происходит внезапно и которые быстро проходят через станцию, поверхностные волны распространяются в виде серии волн. Стоит волновому движению начаться, как оно продолжается в течение длительного времени. Диапазон периодов поверхностных волн от

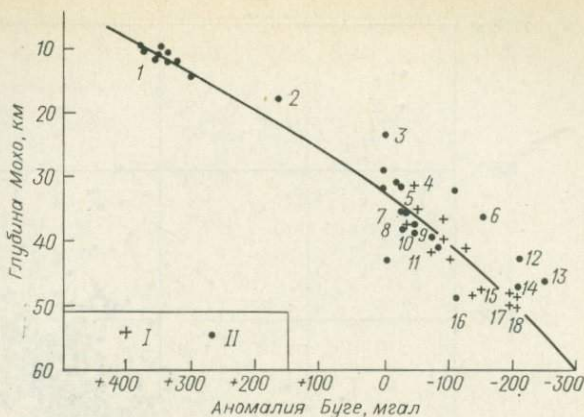


Рис. 16-6. График зависимости аномалий Буге от мощности коры.

1 — фазовая скорость поверхностных волн; 11 — данные МПВ; 1 — Атлантический и Тихий океаны; 2 — Мексиканский залив; 3 — Санта-Крус; 4 — Южная Калифорния; 5 — Атлантическое побережье; 6 — Южная Африка; 7 — Онтарио; 8 — Миннесота; 9 — Висконсин; 10 — Теннесси; 11 — Арканзас; 12 — Мексика; 13 — Перу; 14 — Аризона; 15 — Колорадо; 16 — Калифорнийско-Невадское плато; 17 — Невада; 18 — Анды (по Вуларду [Woolard, 1959]).

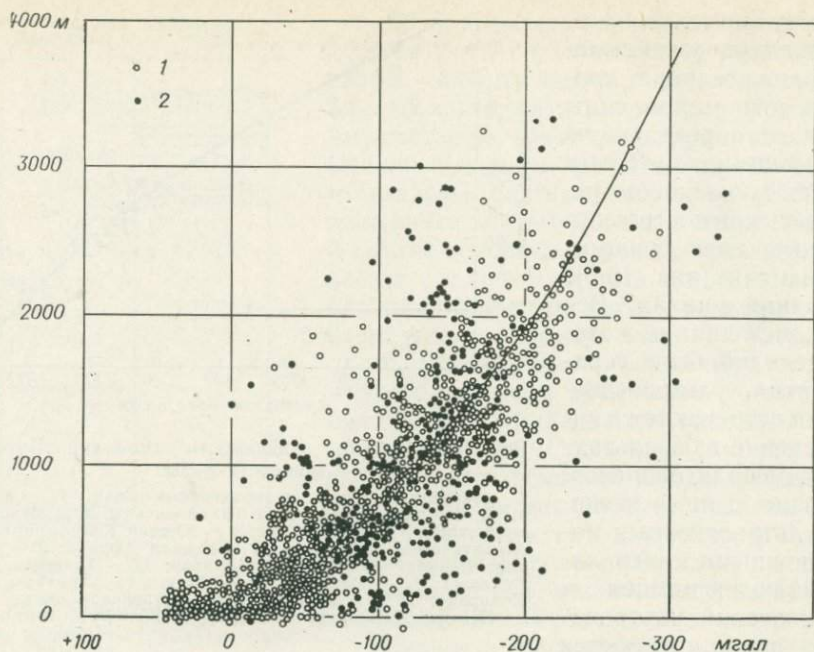


Рис. 16-7. Зависимость аномалий Буге от гипсометрического уровня.
1 — западное, 2 — восточное полушарие (по Вуларду [Woolard, 1959]).

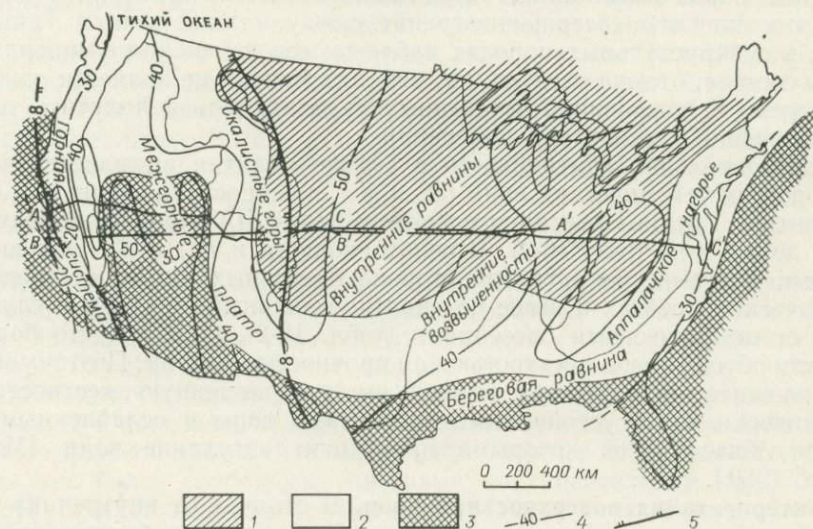


Рис. 16-8. Мощность коры на территории США.

Глубина коры определена по данным МПВ. Средняя скорость коровых волн P , км/с: 1 — $>6,5$, 2 — $6,2-6,5$, 3 — $<6,2$; 4 — изолинии мощности коры, км; 5 — контур области со скоростью волн P в верхней мантии <8 км/с (по Пакизеру и Цитцу [Pakiser, Zietz, 1965]).

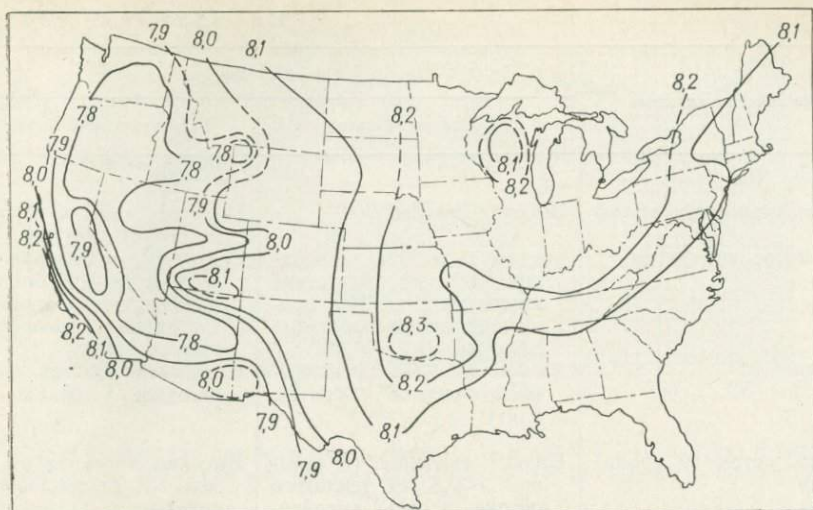


Рис. 16-9. Рассчитанная скорость волн P_n в верхней мантии под территорией США. Изменения скорости могут отражать различие в материале верхней мантии (по Пакизеру и Цитцу [Pakiser, Zietz, 1965]).

Таблица 16-2

Сравнение свойств мантии под континентами и океаническими бассейнами по геофизическим данным (модификация по Александру и Сэммису [Alexander, Sammis, 1975])

Геофизические данные	Выводы	
	Континент (щит)	Океанический бассейн
Сейсмические		
Поверхностные волны (Лавы и Релея, в первую очередь основной вид колебаний)	Высокая скорость сильных продольных (P) и поперечных волн (S) на глубине 400 км и более; на глубине от 100 до 200 км нет зоны пониженных скоростей. Данные для всех щитов одинаковые	Зона пониженных скоростей приблизительно на глубине 100 км. Горизонтальные изменения на глубине
Внутренние волны:		
годографы волн P и S в зависимости от расстояния запаздывание волн P и S	Высокая средняя скорость; отсутствие зоны пониженных скоростей в мантии Ранние по отношению к планетарному среднему, что говорит о высокой средней скорости в мантии	Низкая средняя скорость Поздние по отношению к планетарному среднему, что говорит о низкой средней скорости в мантии

Геофизические данные	Выводы	
	Континент (щит)	Океанический бассейн
Затухание (Q):		
поверхностные волны	Высокое среднее Q	Низкое среднее Q на глубине больше 100 км
внутренние волны	Среднее $Q > 500$ для верхних 400 км, отсутствие минимума выше 400; пропускает высокочастотные сигналы	Среднее $Q \approx 300$ при минимуме в 50—100 близ зоны пониженных скоростей; затухание высокочастотных сигналов
Сейсмичность	Асейсмичен (за исключением участков у границ плит)	Асейсмичен (за исключением участков у границ плит)
Тепловой поток (у границы M)	Низкие значения (в среднем $\sim 0,8$ ед. теплового потока) и очень устойчивые от континента к континенту	Высокие значения (в среднем 1,2 ед. теплового потока)
Удельная электропроводность (съемки магнитотеллурическая, геомагнитная и электрофилирование)	Низкая в верхних 400 км; нет четкой зоны высокой удельной проводимости	Низкая в верхних 100 км, но возрастает резко (на несколько порядков) на большей глубине
Наклоны и деформация (реакция на поверхностную нагрузку и разгрузку, например послеледниковое поднятие)	Высокая средняя вязкость мантии ($\sim 10^{24}$ П)	Низкая вязкость на небольшой глубине (~ 100 км)

15 до более 3000 с, однако при большинстве исследований используют волны в диапазоне от 15 до 75 с. Обычно первые вступления более длиннопериодные, чем поздние. Это означает, что в одно время возникают разные волны и распространяются они с разной скоростью (скорости, связанные с периодом волнового движения). Такой непрерывный переход начального возмущения в серию волн называется дисперсией. Первоначально движение распределяется по группам простых гармоник, каждая такая группа имеет определенную длину волны, период и распространяется с определенной групповой скоростью. Можно определить каждую группу, измеряя период каждой поверхностной волны, а если известны время и место начала землетрясения, то можно рассчитать скорость каждой группы. На рис. 16-10 показана зависимость групповой скорости от группового периода. (Оказывается, удобнее строить такой график на логарифмической бумаге из-за очень большого диапазона периодов). Когда графики такого типа строятся на одной станции для нескольких разных эпицентров, то видно, что кривые дисперсии не идентичны; дисперсия поверхностных волн приурочена к определенному пути распространения волн, такое наблюдение может быть использовано при интерпретации строения литосферы.

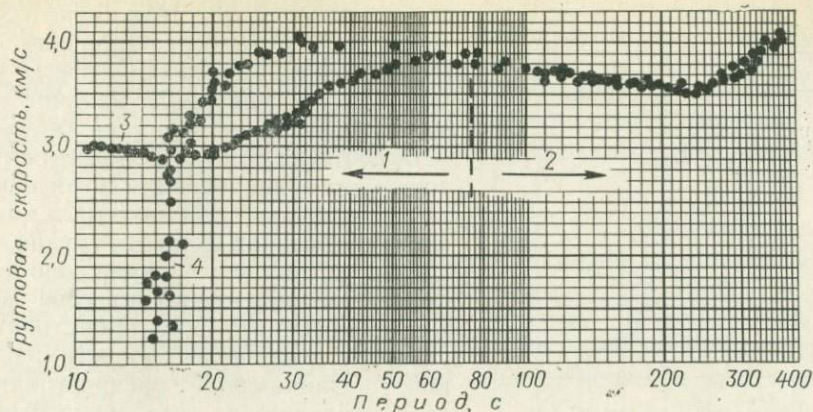


Рис. 16-10. Наблюдаемая дисперсия волн Релея (1 — в коре, 2 — в мантии) в диапазоне периодов от 10 до 400 с для континентов (3) и океанов (4) (по Юингу и Прессу [Ewing, Press, 1956]).

Ключом к использованию поверхностных волн для интерпретации является то, что глубина проникновения волн через среду, в которой они распространяются, является функцией длины волны. Длиннопериодные волны проходят на большую глубину. Волны, которые глубоко проникают в верхнюю мантию, имеют большие скорости. Таким образом, волны с большим периодом вступают первыми: они распространялись с большей скоростью. Отсюда следует, что кривые дисперсии должны отражать различия в распределении физических свойств по пути перемещения волны. Явное различие в строении коры (глубина до границы М) под океанами и континентами четко выявляется кривыми дисперсии; кривые соединяются, образуя единую кривую для групп с периодами около 100 с. На длиннопериодных группах сказывается влияние мантии, где разница в физических свойствах вдоль разных путей перемещения волн не так велика, как различие между океаническими и континентальными плитами.

Анализ кривых фазовых скоростей волн Релея может дать дополнительную информацию [Press, 1956]. Фазовая скорость — это скорость определенной составляющей спектра какой-то группы волн. Такой метод применяется, когда станции расположены настолько близко, что можно распознавать и коррелировать волны от станции к станции. При этом можно рассчитать скорость заданной волны определенного периода между станциями. Кривая фазовой скорости строится путем нанесения фазовых скоростей ряда волн с разным периодом, таким образом получается график зависимости скорости от периода. Его интерпретация применительно к строению коры сводится к расчету кривых фазовой скорости для определенных моделей строения коры. Переменными таких моделей являются мощность слоя и модули упругости. Правильная модель должна дать кривую фазовой скорости, которая совпадает с наблюдаемой кривой.

Зона пониженных скоростей Гутенберга. Выявление зоны пониженных скоростей у кровли мантии можно отнести к ряду наиболее важных

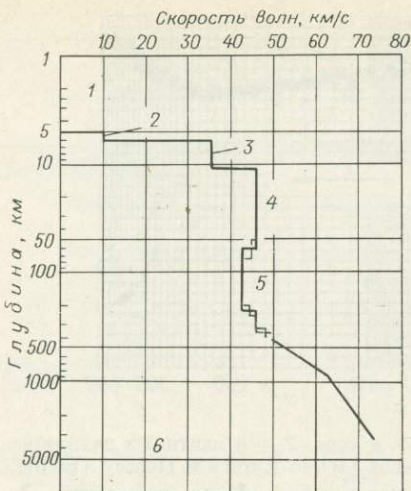


Рис. 16-11. Генерализованное строение Тихоокеанского бассейна.

1 — вода ($\alpha = 1,52, \rho = 1,030$); 2 — осадки ($\alpha = 2,10, \rho = 2,100$); 3 — кора ($\alpha = 6,41, \rho = 2,840$); 4 — верхняя мантия ($\alpha = 7,82, \rho = 3,400$); 5 — зона пониженных скоростей ($\alpha = 8,17, \rho = 3,4425$); 6 — ядро ($\alpha = 8,10, \rho = 11,31$) (по Юингу и др. [Ewing e. a., 1962]).

современных открытий в науке о Земле (рис. 16-11). Гутенберг [Gutenberg, 1948] и Гутенберг и Рихтер [Gutenberg, Richter, 1954] постулировали наличие такой зоны пониженных скоростей на глубине от 60 до 150 км при учете эффекта теневой зоны близ эпицентров землетрясения.

С помощью сейсмических методов слои пониженной скорости трудно определить, потому что низкая скорость вызывает преломление волн в слое сверху и у изгиба вниз. Если происходит постоянное увеличение скорости с глубиной, то ударная волна распространяется от эпицентра в виде непрерывного фронта, но если зона пониженных скоростей расположена на глубине, то волны оказываются погруженными в ней и близ эпицентра они не улавливаются. Эффект различен в зависимости от относительной глубины эпицентра и зоны пониженных скоростей. Если эпицентр расположен в зоне пониженных скоростей, то большая часть энергии остается в канале, образованном зоной пониженных

скоростей. Если эпицентр выше этой зоны, то волны, двигаясь вниз в эту зону, сначала должны преломляться в ней и затем проходить в породы повышенных скоростей, прежде чем смогут вернуться через эту же зону к поверхности. За время, когда происходят такие движения, волны также распространяются горизонтально. Существование слоя пониженных скоростей подтверждается и другими данными.

1. Подземные ядерные взрывы создают точно контролируемые условия для проверки этой идеи. Они подтверждают открытие Гутенберга, но показывают, что зона пониженных скоростей расположена на глубине от 60 до 250 км.

2. Анализ дисперсии поверхностных волн показывает, что материал в зоне пониженных скоростей менее жесткий, чем выше и ниже этой зоны. Изучение поверхностных волн вскрыло планетарное распространение такого слоя и его различие под континентами и океаническими бассейнами.

3. Графики глубины фокуса большого числа землетрясений показывают перерыв в пределах глубин зоны пониженных скоростей и ниже этого предела.

4. Наличие слоя пониженной жесткости необходимо для объяснения свободных осцилляций на Земле в целом, подобных возникающим при большинстве сильных землетрясений.

Значение слоя пониженных скоростей обусловлено создающими его физическими условиями. Глубина этой зоны приблизительно равна по-

стулируемой для образования первичной базальтовой магмы. Именно в этом диапазоне глубин температуры приближаются к необходимым для зонной плавки базальта. Если эту зону рассматривать как зону высоких температур и повышенной пластичности или пониженного сопротивления сдвигу, то она имеет первостепенное значение для объяснения дрейфа континентов, горизонтального перемещения полюсов и деформаций коры.

Подразделение коры по структуре

Еще несколько десятилетий назад внешнюю оболочку Земли рассматривали как относительно однородный слой, сложенный более легкими минералами, сегрегация которых произошла при отверждении некогда расплавленной Земли. Континенты и океанические бассейны считали соответственно возвышенными и погруженными участками этой оболочки, а горы — сморщенными и утолщенными участками коры. Развитие и использование геофизических методов при изучении строения коры постепенно нарушили представления о такой чрезмерно упрощенной модели, и хотя еще многое следует уточнить, в настоящее время уже создана значительно более точная и сложная модель.

Целый ряд критериев оказался очень ценным для выявления крупных элементов коры. Среди них следует назвать: рельеф, геологическое строение поверхности и нескрытых структур, аномалии силы тяжести и магнитные; особое значение имеют определение строения коры сейсмическими методами и изучение теплового потока.

Наилучшим образом определено деление коры на континенты и океанические бассейны при наличии третьего, очень по-разному интерпретируемого подразделения, где происходит переход от континентов к океаническим бассейнам.

1. Если говорить о рельефе, то поверхности континентов возвышенные. Уровень кровли океанической коры низкий. Это видно на гипсометрической кривой поверхности Земли (рис. 16-12), где определяются два четких уровня в среднем почти на расстоянии 5 км друг от друга (рис. 16-13).

2. Общий химический состав континентальной коры гранитный. Сюда входят и мощные осадочные толщи, и гнейсовые породы фундамента, а также граниты и их эруптивные аналоги, все они имеют аналогичный общий химический состав. И наоборот, породы, обнаруженные под океаническими бассейнами, за исключением маломощного осадочного чехла, основные (базальт или габбро) или ультраосновные.

3. В структурном отношении основное различие заключается в том, что молодые складчатые горы, типа Альпийско-Гималайского, Аппалачского, Каледонского и Кордильерского поясов, отсутствуют в океанической коре. Таким образом, процессы и условия, которые ведут к образованию складчатых поясов, вероятно, не происходят в океанах. С другой стороны, на континентах не обнаружены сходные по величине двойники срединно-океанических хребтов.

4. Сейсмические исследования указывают на четкое различие в строении континентов и океанических бассейнов (рис. 16-5). Наиболее четко

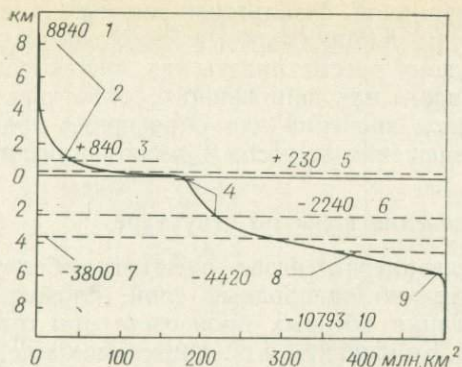


Рис. 16-12. Гипсометрическая кривая поверхности Земли (средние отметки показаны штриховыми линиями).

1 — Эверест; 2 — горы; 3 — поверхность суши; 4 — континентальный склон; 5 — континентальная платформа; 6 — общая поверхность коры; 7 — погруженная поверхность; 8 — подводная платформа; 9 — впадины; 10 — впадина Минданао (по Бачеру [Bucher, 1933]).

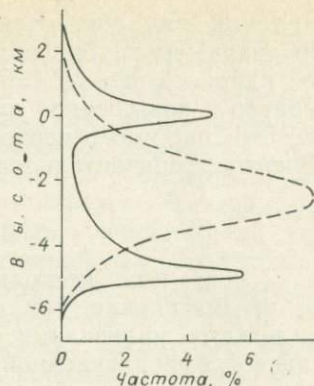


Рис. 16-13. График, показывающий частотные пики высоты на поверхности Земли.

Сплошная линия — фактическая частота высот при расстоянии между контурами 100 м (по Вегенеру [Wegener, 1922]).

различие в уровне границы М. Типичный разрез океанической коры состоит из воды, осадков и кристаллических пород со скоростью волн и плотностью, как у базальта или в канале пониженной скорости в мантии. Двухчленное деление континентальной коры на верхний осадочный и гранитный слои, отделенные границей Конрада от нижнего базальтово-габброидного слоя, ясно видно на рис. 16-14.

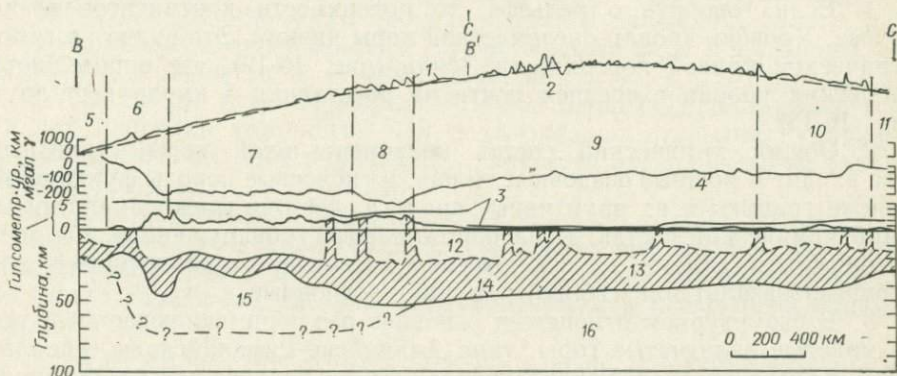


Рис. 16-14. Поперечный разрез коры Северной Америки, показывающий мощность, скорости распространения сейсмических волн, гравитационное и магнитное поля.

1 — аэромагнитный профиль; 2 — региональный градиент; 3 — высота полета; 4 — гравиметрический профиль; 5 — Тихий океан; 6 — Тихоокеанская горная система; 7 — межгорные плато; 8 — система Скалистых гор; 9 — внутренние равнины; 10 — Аппалачское нагорье; 11 — береговая равнина; 12 — сиалическая верхняя кора; 13 — мафическая нижняя кора; 14 — граница М; 15 — область низкой плотности и низкой скорости; 16 — мантия (по Пакизеру и Цитцу [Pakiser, Zietz, 1965]).

Менее четкое различие между континентами и океанами выявляется в характере слоя пониженных скоростей в верхней мантии, о чем говорилось выше.

5. Средние значения теплового потока у континентальных коровых плит почти такие же высокие, как значения, полученные по океаническим бассейнам. Расхождения наблюдаются в основном в сейсмически активных областях [Langseth, 1969].

Различие в образовании теплоты у разных пород очень велико (например, гранит — 285, базальт — 58, дунит — 0,08 эрг/(г·год). Несмотря на существующее различие, гранитную континентальную кору трудно отличить от базальтовой океанической на основании значений теплового потока. Макдональд [MacDonald, 1964] поэтому считает, что различие между континентальной и океанической корой следует искать глубже, в мантии. Однако возможно, что тепловой поток просто отражает относительный возраст плит: океанические плиты, будучи более молодыми, являются более теплыми.

6. Гравиметрические данные, вероятно, также подтверждают идею о том, что различия между континентами и океаническими бассейнами следует искать в мантии. Поле силы тяжести Земли показывает, что средние значения одинаковы и над континентами, и над океанами. Это означает, что масса на единицу площади одинакова под океанами и под континентами, несмотря на явные различия в плотности пород. Таким образом, различие в плотности глубоко погребенного материала может компенсировать неравенство в плотности на поверхности [MacDonald, 1964], которое не компенсируется различием в гипсометрическом уровне.

Классификация элементов коры. Классификация крупных элементов коры на основании тектонических и геофизических данных, предложенная Брюном [Bruno, 1969], особенно удобна для целей структурного анализа (табл. 16-3).

1. Континентальные щиты. Области щитов существуют на всех континентах. Хотя эти области и были участками орогенической деятельности в докембрии, а большинство пород либо перекристаллизовано, либо представлено интрузиями изверженных пород, в последокембрийское время они почти не подвергались воздействию орогении. Влияние последокембрийской деформации проявилось в глыбовой дислокации и образовании хрупких трещин, что сопровождалось мелкофокусными землетрясениями, а в ряде областей кайнозойские лавы излились по этим крутым сбросам. Районы щитов характеризуются низким рельефом и средним до низкого гипсометрическим уровнем.

2. Срединные континентальные плиты (mid-continent) или продолжения щитов. Области щитов можно оконтурить таким образом, что они будут включать устойчивые платформеноидные участки, покрытые сравнительно маломощным недеформированным осадочным чехлом. Примером такой области может служить центральная часть США; возможно, ее удобнее рассматривать как продолжение Канадского щита.

Несмотря на то что ни одна из этих областей не подвергалась орогенической деформации, в ряде крупных бассейнов (например, бассейны

Тектоническая классификация коры по Брюну [Вгупе, 1969]

Элемент коры	Мощность коры T , км	$P_{л}$, км/с	Тепловой поток, Мкал/(см ² ·с)	Аномалии Буге, мгал	
				от	до
Континентальная кора					
Устойчивая мантия					
А. Щиты	35	8,3	0,7—0,9	—10	—30
В. Срединные континентальные плиты	38	8,2	0,8—1,2	—10	—40
Неустойчивая мантия					
С. Бассейны и хребты	30	7,8	1,7—2,5	—200	—250
D. Альпийские горы	55	8,0	0,7—2,0	—200	—300
E. Плато					
F. Островные дуги	30	7,6	0,7—4,0	—50	+100
Океаническая кора					
Устойчивая мантия					
G. Океанический бассейн	11	8,1	1,3	+250	+300
Неустойчивая мантия					
H. Океанический хребет	10±	7,5	1—8	+200	+250
I. Океанический желоб					

Анадарко, Мичиган и Иллинойс) произошло глубокое погружение с последующим накоплением мощного осадочного чехла.

3. Бассейны и хребты. Кора такого типа, названная по физико-географической провинции (провинция Бассейнов и Хребтов) на западе США (Невада, Восточная Калифорния и частично Аризона, Нью-Мехико, Айдахо и Орегон), характеризуется блоковыми дислокациями, вулканизмом и магматической деятельностью, высокими средними отметками, малой мощностью и высокими средними значениями теплового потока.

4. Альпийские горы или молодые складчатые горные пояса. Это узкие вытянутые пояса с большой подвижностью коры, обусловившей образование высоких гор, пликативных дислокаций и надвигообразования в осадочном чехле и часто даже в подстилающих комплексах кристаллического фундамента. Для многих поясов характерна продолжительная неустойчивость, которая первоначально прошла геосинклинальную фазу, а затем один или более эпизодов сокращения и поднятия коры.

5. Плато. Примером элемента коры такого типа служит плато Колорадо — большой квадратный блок континентальной коры, расположенный в пределах Скалистых гор; он был поднят почти на 1,6 км, но здесь нет влияния пликативных дислокаций и надвигообразования, характерных для складчатых горных поясов.

6. Островные дуги. Дугообразные ряды островов образуют своеобразный ряд цепей, проходящий от Алеутских островов до Австралии через западную часть Тихого океана; дуги имеются также в Карибском море и море Скоша. Дуговидная форма андезитовых вулканических островов, приуроченные к ним глубоководные желоба, активный вулканизм и

высокая сейсмичность — все это делает дуги особенно активным и интересным типом элемента коры. На островных дугах кора по мощности промежуточная между океанической и континентальной, а скорости сейсмических волн в верхней мантии аномально низкие.

7. Океанический бассейн. Морфология океанических бассейнов является постепенно. Уже имеется довольно много данных о значительной изменчивости в строении этого типа коры. Лучшим примером типичной коры, отнесенной к этой категории, служат огромные абиссальные равнины океана, где базальтовый субстрат перекрыт лишь тонким осадочным чехлом. Такие равнины часто сравнивают со щитами по их стабильности. Они нарушены длинными прямыми разломами или трещинами, по которым поднималась базальтовая лава, образуя подводные горы, но складчатые горы здесь отсутствуют.

8. Океанические хребты. Срединно-Атлантический хребет и Восточно-Тихоокеанское поднятие — примеры наиболее изученного элемента коры этого типа. Такие хребты сложены почти полностью скоплениями лавы, даек и силлов базальтового состава. Характерными особенностями являются: высокие значения теплового потока, мелкофокусные землетрясения, крутопадающие сбросы и наличие центральной рифтовой долины. Такие хребты прослеживаются и в континентальной коре Калифорнийского и Аденского заливов.

9. Океанические желоба. Глубоководные желоба настолько тесно связаны с островными дугами, что их можно считать неотъемлемой частью желобов. Эти желоба узкие, вытянутые, глубокие (до 10 км), к ним приурочены большие отрицательные аномалии силы тяжести.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Aki, K.*, Earthquake mechanism. In: Ritsma, A. R., ed., The upper mantle. Tectonophysics, 1972, v. 13, p. 423—446.
- Alexander, S. S.*, and *Sammis, C. G.*, New geophysical evidence on the driving mechanisms for continental drift. Earth Miner. Sci., 1975, v. 44, No. 4.
- Anderson, D. L.*, The plastic layer of the earth's mantle. Sci. Am., July, 1962.
- Anderson, D. L.*, and *Sammis, Charles*, and *Jordan, Tom*, Composition of the mantle and core. In: E. Robertson and others, eds., The nature of the solid Earth. New York, McGraw-Hill, 1971.
- Benioff, Hugo*, Orogenesis and deep crustal structure — Additional evidence from seismology. Geol. Soc. America Bull., 1954, v. 65, No. 4.
- Birch, A. F.*, Elasticity and constitution of the earth's interior. Jour. Geophys. Res., 1952, v. 57, p. 227—286.
- Birch, A. F.*, The earth's mantle — Elasticity and constitution. In: Bucher, W. H., ed., Symposium on the interior of the earth. Am. Geophys. Union Trans., 1954, v. 35, p. 79—85.
- Brune, J. N.*, Surface waves and crustal structure. In: The Earth's crust and upper mantle. Am. Geophys. Union Mon. 13, 1969.
- Bucher, W. H.*, The deformation of the earth's crust. Princeton, N. J., Princeton Univ., 1933.
- Bucher, W. H.*, Symposium on the interior of the earth. Am. Geophys. Union Trans., 1954, v. 35, p. 48—49.
- Bullen, K. E.*, An introduction to the theory of seismology, 3rd ed.: Cambridge, Cambridge Univ. Press., 1963.
- Clark, S. P., Jr.*, Variation of density in the earth, and the melting curve in the mantle. In: Donnelly, T. W., ed., The earth sciences. Chicago, Univ. of Chicago, 1963.

- Clark, S. P., Jr., and Ringwood, A. E., Some properties of the earth and other terrestrial planets (abs.). *Am. Geophys. Union Trans.*, 1964, v. 45, No. 1, p. 105.
- Dobrin, M. B., *Introduction to the Geophysical Prospecting*, 3rd ed., New York, McGraw-Hill, 1976.
- Elsasser, W. M., Convection and stress propagation in the upper mantle. In: Runcorn, S. K., ed., *The application of modern physics to the earth and planetary interiors*. London, Wiley-Interscience, 1969.
- Ewing, Maurice, and Press, Frank, The longperiod nature of S waves (abs.). *Am. Geophys. Union Trans.*, 1956, v. 37, No. 3, p. 343.
- Ewing, Maurice, and others, Surface wave studies of the Pacific crust and mantle. In: *Crust of the Pacific basin*. *Am. Geophys. Union Mon.* 6, 1962.
- Fox, P. J., Schreiber, E., and Peterson, J. J., The geology of the oceanic crust: Compressional wave velocities in oceanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 5155—5172.
- Gutenberg, Beno, On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 kilometers. *Seis. Soc. America Bull.*, 1948, v. 38, p. 121—148.
- Gutenberg, Beno, *Internal constitution of the earth*. Princeton, N. J., Princeton Univ., 1951.
- Gutenberg, Beno, Low-velocity layers in the earth's mantle. *Geol. Soc. America Bull.*, 1954, v. 65.
- Gutenberg, Beno, and Richter, C. F., *Seismicity of the earth*, 2d ed. Princeton, N. J., Princeton Univ., 1954.
- Hodgson, J. H., Movement in the earth's crust as indicated by earthquakes. In: Runcorn, S. K., ed., *Continental drift*. New York, Academic, 1962, p. 67—102.
- Horai, Ki-iti, and Nur, Amos, Relationship among terrestrial heat flow, thermal conductivity, and geothermal gradient. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 11, p. 1985—1991.
- Howell, B. F., Jr., *Introduction to Geophysics*. New York, McGraw-Hill, 1959.
- Hudleston, P. J., An analysis of «single layer» folds developed experimentally in viscous media. *Tectonophysics*, 1973, v. 16, p. 189—214.
- Kanamori, Hiroo, Relation between tectonic stress, great earthquakes and earthquake swarms. *Tectonophysics*, 1972, v. 14, p. 1—12.
- Kaula, W. M., A tectonic classification of the main features of the earth's gravitational field. *Jour. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, No. 20, p. 4807—4826.
- Kaula, W. M., Global gravity and mantle convection. In: Ritsema, A. R., ed., *The upper mantle*. *Tectonophysics*, 1972, v. 13, p. 341—359.
- Langseth, M. G., Jr., The heat flow through the surface of the oceanic lithosphere. In: *Deep-seated foundations of geological phenomena*. *Tectonophysics*, 1969, v. 7, No. 5—6.
- Lee, W. H. K., ed., *Terrestrial heat flow*. Baltimore, Am. Geophys. Union Publ. 1288, 1965.
- Lehmann, I., *Pubs. Bur. Central Seismol. Intern. Trav. Sci.*, 1936, v. 14.
- MacDonald, G. J. F., The deep structure of continents. *Science*, 1964, v. 143, p. 921—930.
- McKerrow, W. S., and Lambert, R. St. J., Deep earthquakes, surface subsidence, and mantle phase changes. *Jour. Geology*, 1973, v. 81, No. 2.
- Molnar, Peter, and Oliver, Jack, Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, No. 10.
- Mueller, Stephan, The structure of the earth's crust. In: *Developments in geotectonics* 8. Amsterdam—London—New York, Elsevier.
- Nettleton, L. L., *Geophysical prospecting for oil*. New York, McGraw-Hill, 1940.
- Oliver, J., and Isacks, B., Deep earthquakes zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, No. 16, p. 4259—4275.
- Pakiser, L. C., Structure of the crust and upper mantle in the western United States. *Jour. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, No. 20, p. 5747—5756.
- Pakiser, L. C., and Zietz, Isidore, Transcontinental crustal and upper mantle structure. In: U. S. Program for the Internat. Upper Mantle Project. *Prog. Rept.*, 1965. Natl. Acad. Sci., Natl. Research Council, Washington, 1965.
- Parmentier, E. M., Turcotte, D. L., and Torrence, K. E., Numerical experiments on the structure of mantle plumes. *Jour. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, No. 32, p. 4417—4424.
- Poldervaart, Arie, Chemistry of the earth's crust. In: *Crust of the earth*. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 62, 1955.
- Press, Frank, Southern California, pt. 1 of Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. *Geol. Soc. America Bull.*, 1956, v. 67, No. 12.

- Press, Frank*, Some implications on mantle and crustal structure from *G* waves and Love waves. *Jour. Geophys. Res.*, 1959, v. 64.
- Press, Frank*, The earth's crust and upper mantle. *Science*, 1961, v. 133, p.1455—1463.
- Press, Frank*, and *Ewing, Maurice*, Earthquake surface waves and crustal structure. In: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 62, p. 51—60.
- Richter, C. F.*, *Elementary seismology*. San Francisco, Freeman, 1958.
- Ringwood, A. E.*, Composition and evolution of the upper mantle. In: *The earth's crust and upper mantle*. *Am. Geophys. Union Mon.* 13, 1969.
- Shoemaker, E. M.*, *Continental drifting*. Carnegie Institution of Washington, 1974, p. 1—56.
- Turcotte, D. L.*, and *Oxburgh, E. R.*, Convection in a mantle with variable physical properties. *Jour. Geophys. Res.*, v. 74, No. 6, p. 1458—1474, 1969.
- Walcott, R. I.*, Flexural rigidity, Thickness, and viscosity in the lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 20, p. 3941 ff.
- Warren, D. H.*, and *Healy, J. H.*, Structure of the crust in the conterminous United States. In: *The structure of the earth's crust based on seismic data*. *Tectonophysics*, 1973, v. 20, No. 1—4, p. 203—213.
- Weertman, J.*, The creep strength of the earth's mantle. *Reviews of Geophysical and Space Physics*, 1970, v. 8, No. 1, p. 145—168.
- Wegener, Alfred*, *The origin of continents and oceans*. London, Methuen, 1922.
- Woolard, G. P.*, Crustal structure from gravity and seismic measurements. *Jour. Geophys. Res.*, 1959, v. 64.

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Концепции глобальной тектоники
и происхождение напряжений в литосфере

Изучение пород у вершины горы Эверест показало, что это осадочные породы с юрскими морскими аммонитами. Отсюда следует, что земная кора может подвергаться значительным поднятиям, в данном случае более чем на 9000 м. При построении разрезов нас потрясают размеры коровых деформаций. Установив это, мы, естественно, хотим выявить причины поднятия и деформации и в свою очередь определить источники напряжения в литосфере. Попытки объяснить происхождение гор делались еще задолго до того, как геология стала научной дисциплиной. Оценить тектонические концепции особенно трудно, потому что они почти неизбежно основываются на предположениях о процессах, происходящих в недрах Земли на глубине, значительно большей той, на которой возможны наблюдения. Однако представляется полезным рассмотреть некоторые концепции о происхождении напряжений в Земле, прежде чем мы перейдем к детальному объяснению вызываемых ими деформаций.

Можно привести неопровержимые данные в доказательство того, что кора обнаруживала и фактически обнаруживает в настоящее время и вертикальную, и горизонтальную неустойчивость. Наличие морских толщ на высоте несколько тысяч метров над уровнем моря и большие мощности мелководных отложений в некоторых древних бассейнах убеждают нас в том, что происходили вертикальные движения (по крайней мере на 9 км выше уровня моря и на 10—15 км ниже уровня моря). Вертикальные движения меньшего масштаба, связанные с послеледниковым воздыманием, происходят и в настоящее время со скоростью, которую можно измерить. Можно задокументировать несколько типов движений коры. Глубинные, почти вертикальные разломы (например, Сан-Андреас, Грейт-Глен, Альпийский) испытали большие горизонтальные смещения, параллельные простиранию разломов. Горные системы со сложной складчатостью и надвигами, эти нагроможденные элементы коры, убедительно свидетельствуют о сильном горизонтальном сжатии. Системы разломов, с которыми связаны грабены и разделение континентов, вынуждают нас признать круп-

номасштабное растяжение. Таким образом, система, благоприятная для возникновения напряжений в литосфере, должна допускать крупномасштабное сжатие, растяжение и горизонтальное смещение, а также и вертикальные движения. Далее приводится краткий обзор тектонических гипотез, а некоторые из них будут рассматриваться ниже при объяснении главных элементов коры.

Классические тектонические гипотезы

Гипотеза сжатия. Лорд Кельвин считал, что Земля, будучи первоначально расплавленной, постепенно рассеивает в процессе вулканизма и диастрофизма свою тепловую энергию подобно тепловому двигателю. Эли де Бомон [Elie de Beaumont, 1829] высказал предположение о том, что пликативные и дизъюнктивные дислокации развиваются во внешней части земной коры, по мере того как она приспособляется к охлаждению и сжатию недр. Таким образом, внешняя оболочка Земли подвергается сжатию со всех сторон. Г. Джеффрис [Jeffreys, 1952] подтвердил эту точку зрения геофизическими данными. Он пришел также к выводу, что внешние 600 км Земли хрупкие, поскольку на большей глубине землетрясения происходят редко. Однако эта идея не согласуется с более новой концепцией о наличии в земной оболочке слоя пониженных скоростей сейсмических волн (слоя Гутенберга), в котором материал пластичный, или здесь происходит избирательное плавление.

Некогда популярная гипотеза сжатия теперь оказывается несовместимой с огромным количеством данных о растяжении. Множество структур растяжения обнаружено на гребне океанических хребтов и в рифтовых долинах Восточной Африки, в Красном море, Калифорнийском заливе и в других местах. Столь значительное расширение нельзя объяснить с помощью гипотезы сжатия, нельзя его подогнать и к позициям дрейфа континентов. И наконец, следует подвергнуть сомнению и основную посылку о том, что Земля остывает и сжимается. Термальная история Земли в лучшем случае слабо изучена, но теперь нам достоверно известно, что теплота высвобождается при радиоактивном распаде и что таким образом может высвободиться значительное количество теплоты, поддерживая температуру недр или даже повышая ее на каком-то уровне. Среди различных методов, используемых для установления размера Земли в прошлом (например, продолжительность суток, скорость вращения, палеомагнитные факторы и т. д.), одни дают малый радиус Земли, другие — большой.

Гипотеза дрейфа континентов. Идея о том, что современные континенты — это фрагменты одного или, возможно, двух огромных исходных континентов, предложенная Снайдером [Snider, 1868], Тейлором [Taylor, 1910], Вегенером [Wegener, 1915] и позднее многими другими, была подвергнута сомнению в США всего два десятилетия назад. Теперь значительное количество новых геологических данных подтверждает идею дрейфа, однако глубоко погребенная кора под континентами, вероятно, создает непреодолимое препятствие для движения континентальных плит по океанической коре.

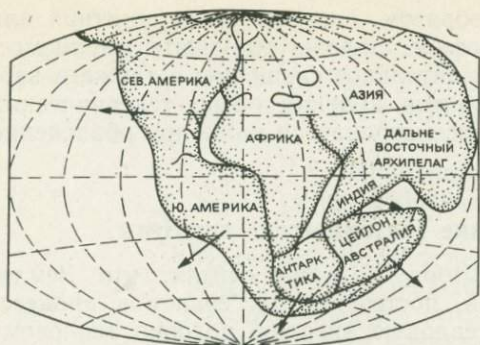


Рис. 17-1. Одна из ранних реконструкций континентов с очертаниями до дрейфа, предложенная А. Вегенером (1915).

другие данные об оледенении совместимы с идеей о том, что указанные континенты были смежными и располагались у полюса.

Удивительное сходство обнаруживают ископаемая флора и фауна палеозоя, особенно когда речь идет о южных континентах, и в меньшей степени такое сходство наблюдается между Северной Америкой и Европой. В основном сходство касается растений, но оно наблюдается и у земноводных. Перемещение спор и животных между этими континентами происходило, вероятно, свободно до конца палеозоя, а затем развитие пошло по разным эволюционным путям на разных континентах.

Делались многочисленные попытки сопоставить геологическое строение разных континентов. Многие, что не удивительно, увенчались успехом при рассмотрении разного характера геологического строения, ширины континентального шельфа и склона. Совпадение докембрийских орогенических поясов, установленное на основании геохронологических данных и по простираниям структур, Южной Америки и Африки служит примером наиболее успешных исследований.

Интерес к гипотезе дрейфа континентов возобновился в Соединенных Штатах с появлением палеомагнитного метода для определения положения палеополюсов. Когда с помощью этих исследований было установлено, что магнитные полюса, по-видимому, перемещались в течение геологического времени, был нанесен удар идее о фиксированной коре, а когда оказалось, что пути перемещения полюсов разные для Северной Америки

* Последние данные по глубоководному бурению и сейсмическому профилированию в пределах Приатлантического континентального склона Северной Африки и прилегающих районов шельфа и абиссали показали, что толщи меловых и палеогеновых осадков прослеживаются здесь с континента в океан, не испытывая внутренних изменений в зоне континентального склона (сохраняются даже поверхности предпалеогенового и преднеогенового стратиграфических несогласий). Напротив, в неоген-четвертичных отложениях между шельфом и абиссалью наблюдаются резкие фациальные различия. Таким образом, современный континентальный склон, т. е. граница континентальной и океанической плит в данном районе, является флексурно-разломной зоной новейшего времени и не может считаться раннемезозойской линией разрыва континентов (дивергентным швом). — *Прим. ред.*

Почти идеальное совмещение континентальных окраин Африки и Южной Америки (лучше всего по изобате 2000 м [Carey, 1958]) уже давно является интригующим и, возможно, наилучшим доказательством дрейфа континентов (рис. 17-1); такое совмещение континентальных окраин подтверждается убедительными данными.*

Континентальное оледенение в позднем палеозое охватило Южную Америку, Африку, Индию, Австралию и Антарктиду. Рисунок ледниковой штриховки, состав талия и эратических валунов и

и Европы и их совпадение можно получить путем реконструкции двух плит. гипотеза дрейфа континентов по сути приобрела второе рождение.

Частичный дрейф теперь принимается в качестве вывода или основы в большинстве геотектонических теорий. Механизмы дрейфа различны, а результаты одинаковы. Одни двигают континенты с помощью волочения по основанию литосферы, вызванного конвекционным течением в мантии. Другие двигают плиты при образовании нового дна на месте океанических хребтов. Иногда постулируется сочетание конвекции и спрединга. Дрейф может происходить также на расширяющейся Земле, даже когда точки разбросаны на надутым шаре. Дрейф совместим также с идеей континентальных плит, соскальзывающих с бортов крупных куполов в мантии. Таким образом, теория, которая некогда была мертвой, так как не подтерждалась соответствующим механизмом, теперь ожила и оснащена целым рядом вероятных механизмов.

Классическая геосинклинальная теория. * Идея о том, что орогенные пояса образуются в длинных сравнительно узких зонах коры, где в результате проседания и длительной седиментации накапливаются большие мощности осадков, впервые была выдвинута Д. Холлом [Hall, 1859], старым американским геологом. ** Холл занимался изучением центральной части Аппалачских гор на территории штатов Нью-Йорк, Пенсильвания и Виргиния, где мощность палеозойских толщ 9000—12 000 м. Такие длинные узкие зоны погружения, осадконакопления и складчатых толщ называют геосинклиналями. Эти отличительные признаки встречаются во многих, но явно не во всех складчатых горных поясах. Холл отмечал, что современные Аппалачские горы расположены в области, которая в палеозое была участком накопления мощных осадочных толщ, и отложение почти всех осадков происходило в мелководных условиях. Мелководье могло сохраняться, только если погружение геосинклинали компенсировалось накоплением осадков. Таким образом, геосинклиналь была не глубоким трогом, постепенно заполнявшимся осадками, а седиментационным бассейном, где одновременно происходило погружение и осадконакопление. Это привело Холла к мысли о том, что погружение было вызвано нагрузкой от осадков. Дальнейшие исследования показали, что кора достаточно прочная, чтобы выдержать мощные толщи осадков; поэтому погружение вызывает какой-то процесс, который давит на кору, и в результате она проседает.

А термин геосинклиналь применяется для описания длинных узких седиментационных бассейнов с мощными толщами осадков. Такие бассейны иногда вследствие деформации превращаются в складчатые горные пояса. Высказывалась мысль о том, что большинство орогенных поясов до деформации и поднятия проходит геосинклинальную фазу развития. Многие геосинклинали, и современные, и древние, располагаются или располагались вдоль континентальных окраин, и поэтому лучше всего

* Блестящее изложение классической геосинклинальной теории дано в работах Обуэна [Auboin, 1965] и Кея [Key, 1951].

** Термин «геосинклиналь» введен Дж. Д. Дана [Dana, 1873] вместо термина Холла «крупные синклинальные оси». — Прим. ред.

их рассматривать как толщи осадков, накопление которых происходило в переходной зоне от континента к океану. Геосинклинали часто называют трогоподобными, но следует помнить, что природа обращенной к океану стороны обычно затушевана в орогенах в результате сильной деформации и изменения окраины.

Холл также считал, что складки в складчатых горах образуются в результате оползания и сползания осадков к центру трога при осадконакоплении. Теперь уже известно, что во многих случаях пликативные и дизъюнктивные дислокации происходят позднее. Он не объяснял, почему горы высокие, и поэтому его концепцию называют концепцией горообразования, в которой о горах забыли. Мощность типичных геосинклиналичных осадков в 10—20 раз больше, чем мощность осадков, накопившихся на соседних платформах за тот же интервал времени. Относительно недеформированные геосинклиналичные толщи залегают в настоящее время на месте шельфа и континентального склона у восточного побережья США и побережья Мексиканского залива.

Г. Штилле [Stille, 1941] считал, что многие геосинклинали состоят из двух почти параллельных трогов, которые можно различить по типу содержащихся в них осадков. Внутренний трог, расположенный ближе к континенту, он назвал миогеосинклиналью. Для нее типично наличие мощных толщ песчаников, глинистых сланцев и известняков. Внешний пояс, называемый эвгеосинклиналью, содержит те же типы осадков, что и миогеосинклиналь, но, кроме того, здесь имеются мощные толщи граувакк (песчаные отложения из обломков других пород, часто изверженных или вулканического происхождения). В эвгеосинклиналиях в большом количестве встречаются обломки вулканогенных пород и лавовые потоки, даже обломки ультраосновных пород и их производного — серпентинита. Часто лавовые потоки имеют форму подушек, образовавшихся при подводном излиянии лавы. Иногда встречаются также глубоководные осадки, характерны радиоляриевые илы, которые теперь образуются только на очень большой глубине.

М. Кей [Kay, 1951] рассмотрел концепцию геосинклиналей применительно к Северной Америке и пришел к выводу, что осадочные породы в Аппалачско-Уошитской геосинклинали и в Кордильерской геосинклинали на западе США лучше всего трактовать как внутреннюю миогеосинклиналь, например, в Аппалачской долине и долине Хребтов и как внешнюю эвгеосинклиналь в предгорье Аппалачей и на возвышенностях Новой Англии (рис. 17-2). Кей [Kay, 1951] выделил множество разных типов геосинклиналей и сравнил эвгеосинклинали с современными вулканическими островными дугами; в таком понимании термин геосинклиналь и употребляется до сих пор.

Концепция орогенического цикла осадконакопления. Так как осадки дают ключ к пониманию условий, в которых они образуются, то можно сопоставлять типы осадков какого-то седиментационного бассейна с орогенической деятельностью, сопровождающей их образование.

Петтиджон [Pettijohn, 1957] подразделил осадочную толщу Аппалачской миогеосинклинали на ряд циклов осадконакопления, в каждом из которых, в свою очередь, можно выделить четыре этапа, отражающие

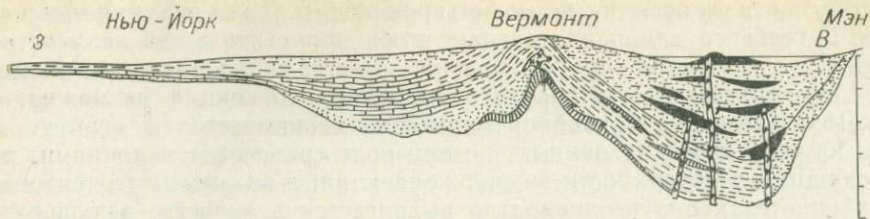


Рис. 17-2. Одно из наиболее представительных поперечных сечений, иллюстрирующих интерпретацию Аппалачских геосинклиналей. Разрез сечет и мио-, и эвгеосинклиналь (реконструкция М. Кея [1951 г.] для ордовика).

тектоническую деятельность в этом районе. Каждая группа этапов составляет орогенический цикл. Эти четыре этапа следующие:

— доорогенный этап. Осадки, накопившиеся в миогеосинклинали, представлены чистыми песчаниками и известняками;

— эвксинный этап. Первым признаком орогенической деятельности является развитие более глубоких бассейнов, где происходит накопление черных сланцев и известняков из-за плохой циркуляции вод;

— флишевый этап. На этой стадии начинается поднятие в ядре (эвгеосинклинали) орогенного пояса и происходит накопление песчаников и глинистых сланцев под действием мутьевых потоков на глубоководных участках;

— молассовый этап. На этой конечной стадии горы уже высокие и в седиментационные бассейны поступают грубозернистые осадки. Они могут содержать в большом количестве полевой шпат, как, например, в аркозовых песчаниках, могут быть исключительно грубозернистыми, железо может быть окисленным, часто они представлены и в континентальных фациях.

Тип осадков, накопившихся в какой-то период времени, безусловно, зависит как от их положения в орогене, так и от стадии орогенического цикла. Таким образом, значительные различия имеют место одновременно и в мио-, и в эвгеосинклиналиях.

Гипотеза конвекционных течений. В течение многих лет уже постулируется конвекционное перемешивание материалов в ядре и мантии (рис. 17-3). Конвекционные течения, возникающие в жидкостях, подвержены сильному температурному воздействию. Хотя при расчете температур земных недр делается масса предположений (рис. 16-4), ясно, что существуют большие температурные градиенты между поверхностью и глубокой мантией. Земная кора слишком жесткая,

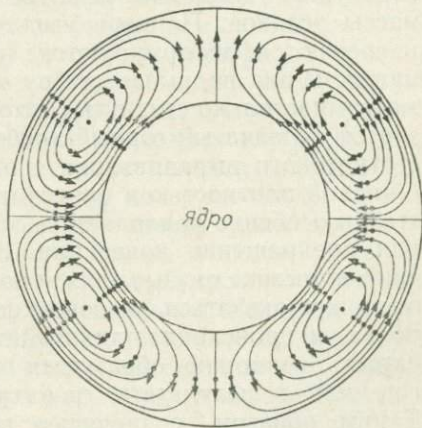


Рис. 17-3. Одна из первых моделей глубинной конвекции.

Длина стрелок показывает относительную скорость движения (заимствовано из работы Пекериса [Pekeris, 1935]).

поэтому здесь конвекция не может происходить, даже верхняя мантия до слоя Гутенберга слишком жесткая, чтобы допустить в ней наличие конвекции, но глубже в верхней мантии, где она псевдовязкая из-за высокой температуры и всестороннего давления, конвекция возможна.

Доказательство мантийной конвекции основывается в первую очередь на теоретических данных, но они подтверждаются явлениями, происходящими у поверхности за счет конвекции; а во многих геотектонических гипотезах она неоднократно выдвигается в качестве ведущего механизма тектонической деятельности в коре.

Сейсмические данные показывают, что внешнее ядро жидкое, и поэтому вполне вероятно предположить там конвекцию, этот вывод подтверждается характером магнитного поля Земли, однако движения в ядре, вероятно, не оказывают прямого воздействия на литосферу.

Гипотеза тектогена. Голландский геофизик Венинг Мейнес [Meinesz, 1948] выявил большие отрицательные аномалии силы тяжести над Яванским желобом. Позднее такие аномалии были обнаружены над большинством желобов, над некоторыми островами и подводными хребтами. Эти большие отрицательные аномалии силы тяжести остаются даже после введения поправки на изостазию. Венинг Мейнес пришел к выводу, что эти аномалии возникают в результате проникания пород низкой плотности в более плотную подкоровую область под островными дугами. Он высказал предположение о том, что породы с меньшей плотностью (сиалическая часть коры) были вытеснены в глубокую депрессию, образованную изгибанием складки сиалической части коры (которая позднее получила название тектогена), под действием конвекционных течений. Согласно этой гипотезе, конвекция в мантии создает в коре сопротивление трения, а на тех участках, где сливаются две ячейки и перемещаются вниз, кора втягивается в мантию. При первоначальном прогибании коры образуется геосинклиналь, в которой могут накапливаться большие массы осадков. По мере увеличения тектогена более глубокие участки нагреваются, деформируются, подвергаются метаморфизму, образуется магма, и она прорывает массу осадков. И, наконец, тектоген может оказаться настолько стиснутым, что часть пород выталкивается вверх и образуется складчатый горный хребет. Поднятие поддерживается за счет изостатического выравнивания, которое создается при выталкивании коры с низкой плотностью в мантию высокой плотности. Поднятие за счет изостазии особенно проявляется, согласно Венингу Мейнесу, при замедлении или прекращении конвекции. Когда возникает поднятие, метаморфический комплекс оказывается у поверхности, а позднее в результате эрозии он может оказаться на поверхности в центральной части орогенического пояса, и происходят пликативные дислокации форланда. Краевая складчатость, возможно, образуется при выталкивании вверх и наружу корней гор или в результате гравитационного оползня из поднятого ядра. Таким образом, с помощью гипотезы Венинга Мейнеса удалось объяснить многие наблюдаемые особенности складчатых орогенических поясов, а в 50-е годы она стала наиболее популярной тектонической гипотезой (более детальное изложение этой теории см. [Vening Meinesz, 1964]).

Гипотеза тектогена довольно успешно использовалась для объяснения многих аспектов глобальной тектоники. Участки корового рифтогенеза, такие как система океанических хребтов и континентальные рифтовые зоны, можно рассматривать как приповерхностное проявление поднимающихся конвекционных течений в мантии. Островные дуги трактуют как раннюю стадию эволюции орогенических поясов. Во многом применение этой концепции сходно с современной концепцией тектоники плит.

Некоторые выдвинутые вначале идеи гипотезы тектогена следует модифицировать на основе исследований, проводимых в океане. Концепция о наличии гранитной коры под океанами была опровергнута на основании сейсмических данных. Таким образом, тектоген — это не вдавленность сиалической коры, как первоначально полагал Венинг Мейнес.* Затем предполагалось, что вдавливание происходит в зоне перехода от континентальной коры к океанической. Фишер и Гесс [Fisher, Hess, 1963] считают, что океаническая кора, состоящая из базальтов и осадков, могла быть перенесена в перидотитовую мантию в результате конвекции. Опускающиеся основные породы могли быть серпентинизированы при повышении температуры и при наличии воды. И наконец, могли образоваться расплавы и поднятия к поверхности, вызвав вулканическую деятельность, как в случае островных дуг. Создаются новые тектонические концепции, в основе которых лежат идеи Гесса, хотя и делаются попытки модернизировать гипотезу тектогена. Такими новыми концепциями являются разрастание океанического дна и тектоника плит.

Новые тектонические гипотезы

Гипотеза дрейфа континентов теперь принимается большинством геологов. Механизм такого движения чаще всего рассматривается в связи с идеями о том, что на месте океанических хребтов образуется новое дно (механизм спрединга); характер дрейфа обусловлен движениями относительно жестких литосферных плит; океаническая кора погружается в мантию в желобах у островных дуг, и по этим орогеническим системам образуются границы плит (тектоника плит). Во всех современных теориях акцент делается на гравитационную тектонику, хотя некоторые ученые хотят ограничить дрейф поверхностными движениями вниз по склону, а другие подчеркивают важность гравитационного спрединга крупных поднятых масс горных пород, которые деформируются при псевдовязком течении и при сползании. Во всех современных теориях в какой-то мере рассматривается вертикальное поднятие, в тектонике плит оно считается вторичным, а в других теориях его считают механизмом, определяющим дрейф континентов. Так, вертикальное движение, обусловленное поднятием диапировых масс из мантии, одни считают первичной причиной поднятия, а другие трактуют его как дополнительный компонент общего тектонического процесса.

* Решение проблемы механизма особенно затрудняется, если литосфера имеет большую плотность, чем верхняя мантия, как предполагают Кларк и Рингвуд, потому что в этом случае изостатического поднятия не происходит.

При построении современных моделей конвекционные течения определяются как первопричина, обуславливающая и вертикальное, и горизонтальное движения, но до сих пор остается загадкой появившаяся давно теория глобального расширения.

О роли силы тяжести в геотектонических гипотезах. Гравитационные силы определяют повсеместное наличие внутренних напряжений в Земле. Воздействия таких напряжений мы считаем прогнозируемыми, и почти не остается сомнения относительно их роли в движении блоков коры. Концепция изостазии *, т. е. идея о том, что внешняя оболочка Земли в основном находится в состоянии равновесия, сравнимого с плавучестью на внутренней оболочке, имеет первостепенное значение. Наиболее убедительные аргументы в пользу изостазии дают определения силы тяжести, которые показывают, что аномалии силы тяжести затухают или исчезают почти повсеместно, если вводится поправка изменения плотности у поверхности. Влияние этих изменений исчезает на глубине 100 км. Кроме того, сиалическая континентальная кора низкой плотности вдавливается в более плотный субстрат, чем океаническая кора. Подтверждением важности изостазии служит простота, с какой ее можно использовать для объяснения изостатических аномалий там, где отсутствует компенсация или равновесие, сравнимое с плавучестью. К таким случаям относятся области плейстоценовых ледяных покровов (например, Канадский щит и щит Фенноскандии), где образуются отрицательные аномалии, потому что скорость таяния ледяного покрова превышала скорость подкоровой компенсации, которая, судя по современному поднятию, развивается в настоящее время. Изостатические аномалии обнаружены также над некоторыми горами, островными дугами и другими нестабильными участками коры.

Сейсмические данные показывают, что литосфера обладает достаточной прочностью и жесткостью, чтобы ее рассматривать как вязкий материал, существующий в течение очень больших промежутков времени.

Однако зона пониженных скоростей может включать расплав и быть достаточно горячей, чтобы там могло возникать вязкое течение значительных размеров в более короткие интервалы времени. На рис. 16-3 показано, как изменяется вязкость с глубиной. Вертикальная устойчивость существовала бы в том случае, если бы плотность мантии была больше плотности литосферы, но модели верхней мантии, полученные Кларком и Рингвудом [Clark, Ringwood, 1964] на основе определения температуры и состава мантии, отражают условие квазиравновесия, при котором фактически плотность несколько меньше в зоне пониженных скоростей, чем в перекрывающей литосфере, в особенности с океанической корой. ** Таким образом, большая часть литосферы потенциально подвержена опусканию в мантию просто под действием собственного веса. По-видимому, жесткость, сплошность и прочность литосферы, а также

* Данные об истории и применении этой теории см. в работах Дейли [Daly, 1940], Хейсканена, Венинг Мейнеса [Heiskanen, Vening Meinesz, 1958].

** Довольно полная библиография по этому вопросу имеется в работе Вилли [Wyllie, 1971, p. 63—136, 233—255].

небольшое различие в плотности литосферы и мантии препятствуют быстрому расколу литосферы и ее погружению в мантию.

Воздействие сил гравитации в коре следует рассматривать в нескольких аспектах: как компоненты силы тяжести, давящей вниз по наклонной плоскости. Действие таких сил ощущается в большинстве горных пород, и они могут играть важную роль в разрастании морского дна, которое наклонено от гребней океанических хребтов к зонам субдукции. В основной ситуации здесь аналогична задаче о наклонной плоскости в элементарной физике. Блок, расположенный на наклонной плоскости, подвергается воздействию компоненты силы тяжести, которая стремится сдвинуть блок вниз по плоскости, и это произойдет, если трение на контакте недостаточно, чтобы удерживать блок на месте. И аналогично, поднятые массы пород подвергаются воздействию гравитационных сил, которые могут вызвать их течение или сползание (называемое гравитационным оползанием) вниз по склону. Ван Беммелен [Van Bemmelen, 1965] использовал этот принцип применительно к движению целых континентов над верхней мантией.

В большинстве геотектонических гипотез предполагается, что сила тяжести вызывает восходящее движение материала низкой плотности на глубине, чтобы помешать нисходящему движению этого материала в более плотный субстрат; действием силы тяжести объясняют также горизонтальное растяжение псевдовязкого материала на глубине, горизонтальное давление, вызывающее на небольшой глубине пликативные и дизъюнктивные дислокации осадочного чехла, а также оползни на поверхности в океане и на континентах.

Ультраосновные породы как подтверждение участия мантии в орогенезе. * Необычная ассоциация грубозернистых ультраосновных пород, таких как перидотит, и продукта его гидротермального изменения — серпентинита с изверженными базальтовыми породами и часто с радиолариевым илом, которую часто называют троицей Стейнмана, была установлена уже давно, а происхождение этой ассоциации и характер ее внедрения в орогенические пояса вызвали многочисленные споры и значительные разногласия.** Этим породам уделено большое внимание и в теории тектоники плит, и в теории мантийного диапиризма, так как состав этой ассоциации проливает свет на природу глубоких горизонтов океанической коры и верхней мантии. Сторонники разных теорий согласны с тем, что по крайней мере ультраосновные породы входят в состав верхней мантии.

Гесс заинтересовался этими ультраосновными породами, задолго до того как высказал идею о разрастании океанического дна. Он указал на наличие перидотитов в складчатых горных системах в 1937 г. и пришел

* Рассмотрение этой проблемы см. в работах Максвелла [Maxwell, 1973], Коулмана [Coleman, 1971] и Чидестера и Кейди [Chidester, Cady, 1972].

** Состав офиолитовых толщ в Альпах и Апеннингах, откуда они впервые были описаны, следующий [Maxwell, 1973]: основание сложено дунитом, серпентинизированным перидотитом, а серпентинит перекрывается габбро, диабазом, подушечными базальтами и вулканической брекчией, радиолариевыми кремнистыми сланцами и известковыми илами. Мощность толщи около 1 км.

к выводу, что внедрение этих «альпийских ультраосновных пород» произошло на ранней стадии орогенеза — во внутренних частях орогенов и только один раз за всю историю каждого орогена. Этот вывод теперь подтвержден детальными полевыми исследованиями многих авторов [Maxwell, 1973]. Ультраосновные интрузии встречаются еще только при одной другой тектонической обстановке — на островных дугах. Далее возникает вопрос, как происходило внедрение этих блоков глубокой океанической коры и верхней мантии? Образуются ли все подобные тела одинаковым образом? Это очень важный вопрос, который следует вводить в любую тектоническую теорию. Объяснения мы приводим в следующих разделах

Разрастание океанического дна и тектоника плит. * Основные концепции тектоники плит сводятся к тому, что литосферу можно представить в виде мозаики сравнительно жестких плитоподобных масс, а динамику литосферы трактовать на основе относительных движений этих плит.

Выявить историю возникновения и развития концепции тектоники плит нетрудно. Она была создана исключительно быстро на основе открытий в разных областях науки о Земле, и особенно в области геофизики и океанографии. В это время благодаря ряду открытий в области палеомагнетизма вторую жизнь обрела гипотеза дрейфа континентов; было изучено строение коры во многих частях земного шара; широкое признание получила зона пониженных скоростей Гутенберга, и ее стали интерпретировать как зону пластичности в мантии; были составлены карты систем срединно-океанических хребтов и выявлена природа растяжения их рифтовых долин; в глобальном масштабе была установлена сейсмичность и определены наклонные плоскости сейсмичности под системами желобов, т. е. зоны Беньофа; изучение теплового потока показало, что гребни океанических хребтов аномально горячие; в качестве основного механизма движения коровых блоков предпочтение было отдано конвекции; проводилось интенсивное изучение и островных дуг, и океанических хребтов; была открыта инверсия полюсов магнитного поля Земли, которая была использована при составлении геомагнитной хронологической шкалы.

Именно на фоне этих открытий следует рассматривать теперь уже известные статьи Гесса [Hess, 1960, 1962], где он высказывает идею о подвижном, разрастающемся дне моря. Вскоре после этого Вайн и Мэтьюз [Vine, Matthews, 1963] разработали тест для проверки идеи о разрастании океанического дна на основе инверсий полярности. Если новый материал в виде базальтовых интрузий добавляется по гребню океанических хребтов, а более древняя океаническая кора сдвигается в сторону и если полярность магнитного поля «вморожена» в базальт при охлаждении расплава до температуры Кюри, то аномалии, синхронные инверсии полюсов, должны проходить параллельно хребту. Эти аномалии образуют полосы, почти параллельные хребту, и располагаются симметрично относительно оси хребта. Положительные аномалии в северном полу-

* Подготовлены две великолепные книги, в которых содержится много оригинальных статей на эту тему: см. Кокс [Cox, 1973] и Берд и Айзекс [Bird, Isacks, 1972].

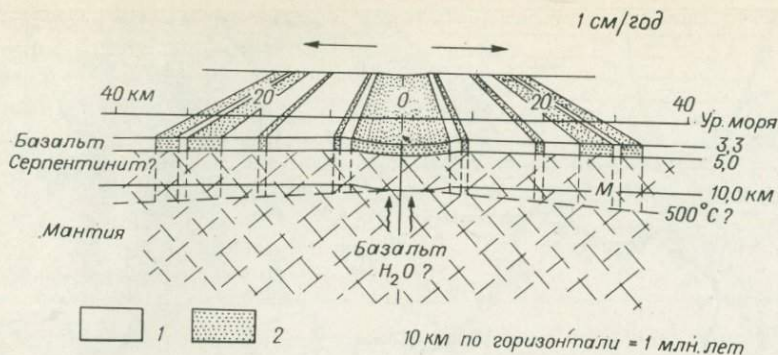


Рис. 17-4. Схематическое изображение океанической коры и гребня срединно-океанического хребта.

Предполагается наличие активного спрединга со скоростью 1 см/год на склоне хребта, приведена также хронологическая шкала геомагнитных инверсий Кокса и соавторов (1967). Намагниченность базальта: 1 — обратная, 2 — прямая (по Вайну [Vine, 1969]).

шарии должны отвечать периодам современной полярности, а отрицательные аномалии будут определять инверсии. Вайн и Мэтьюз [Vine, Matthews, 1963] опубликовали результаты проведенных ими исследований хр. Карлсберга в Индийском океане, а несколько позднее — Срединно-Атлантического хребта южнее Исландии, что дало убедительное подтверждение характера поля, постулированного с позиций спрединга (рис. 17-4).

Концепция разрастания океанического дна просто и четко ответила на один из наиболее трудных и спорных вопросов морской геологии, возникших на ранней стадии сейсмических исследований: почему слой осадков имеет такую малую мощность в океанических бассейнах? Ответ: потому что дно океана относительно молодое.

Шестидесятые годы этого столетия считают периодом революции в науках о Земле. Одно открытие быстро следовало за другим, и они были быстро синтезированы в теорию, которая лучше всего известна как тектоника плит. Система океанических хребтов, опоясывающих земной шар, была принята в качестве области, где образуется новое ложе океана, и в качестве границы между расходящимися литосферными плитами. Эту границу можно проследить и в континентальной коре в Калифорнийском и Аденском заливах, и для того и для другого района характерна тектоника растяжения.

Литосфера Земли была изображена Ле Пишоном [Le Pichon, 1968] как состоящая из шести крупных литосферных плит (рис. 17-5). Границы между этими плитами четко проводятся по зонам высокой сейсмичности и определяются по гребням океанических хребтов, современным орогенным поясам, островным дугам и большим сдвигам по простиранию, описанным Вильсоном как трансформные разломы [Wilson, 1965].

В последующем интерпретации с позиций тектоники плит привели к подразделению шести крупных плит на многочисленные мелкие. Некоторые новые плиты были выделены на основании открытия дополнительных центров разрастания по магнитным аномалиям. Дивергентные соеди-

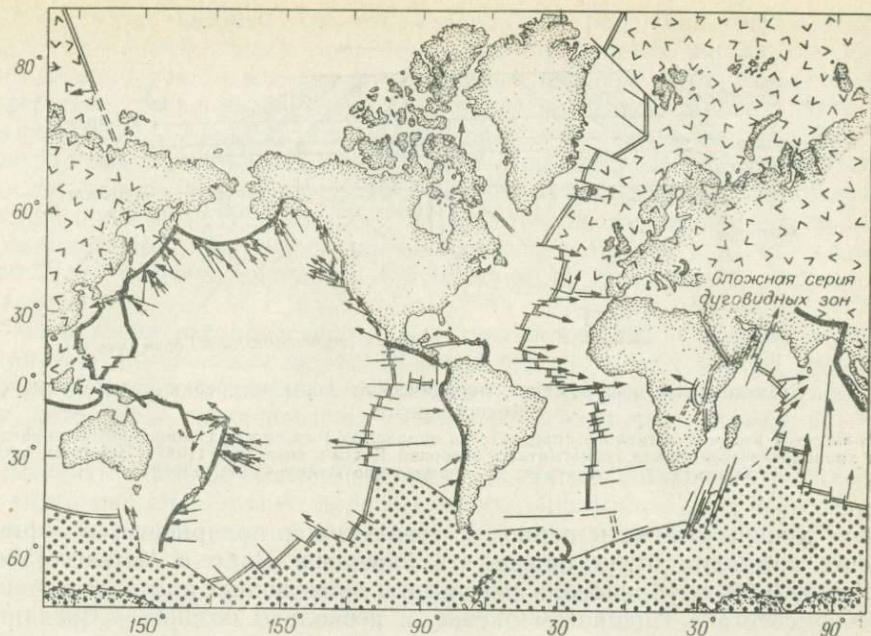


Рис. 17-5. Подразделение земной коры на плиты.

Границы сейсмически активные. Направления движения показаны стрелками. Плиты ограничены желобами, гребнями океанических хребтов и орогенными поясами (по Ле Пичону [Le Pichon, 1968]).

нения представлены в основном длинными прямыми границами между океаническими плитами, но в настоящее время уже известны соединения в месте расщепления одной границы. Такие Y-образные соединения в месте, где три плиты делят угол, получили название тройственного сочленения.

Принятие концепции разрастания океанического дна заставляет задуматься о том, расширяется ли Земля или разрушается литосфера, вероятнее всего за счет повторного вовлечения в мантию. Венинг Мейнес высказал предположение о том, что островные дуги являются участками, где кора сталкивается вниз за счет конвекционного течения. Еще Бенюф с соавторами показал, что фокусы землетрясений определяют наклонные зоны поперечных сейсмических волн под дугами и вдоль окраин Центральной и Южной Америки. Оливер и Айзекс [Oliver, Isacks, 1968] указали на возможное наличие литосферной плиты под зонами Бенюфа на основании затухания поверхностных волн от глубокофокусных землетрясений. Плита, вероятно, погружается в мантию, где она могла быть ассимилирована в ней (рис. 17-6). Направление движения такой плиты определяют по исходному движению поперечных волн, вызванному землетрясениями [Isacks, Oliver, Sykes, 1968]. Эти исследования указывают на движение плиты вниз под вулканическими островами. Границы плит, где происходит поглощение литосферы, называют зонами субдукции. Их

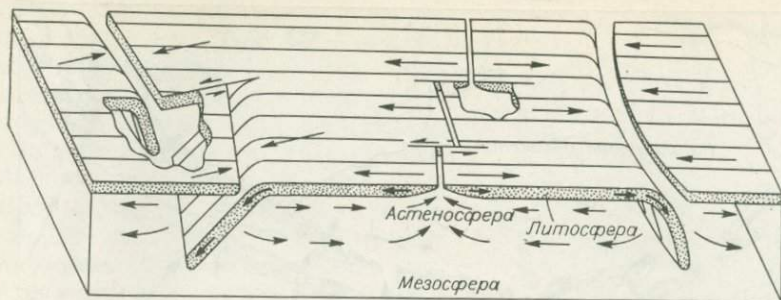


Рис. 17-6. Блок-диаграмма, схематически показывающая очертания литосферы, астеносферы и мезосферы при реконструкции с позиций новой глобальной тектоники, где основная роль отводится литосферному твердому слою.

Стрелки в астеносфере показывают возникновение возможного компенсирующего течения в ответ на нисходящее движение участков литосферы. Слева между противоположными зонами конвергенции (островные дуги) оказывается трансформный разлом типа дуга—дуга; в центре вдоль океанического хребта проходят два трансформных разлома типа хребет—хребет; справа простая структура островной дуги (заимствовано из работы Айзекса, Оливера и Сайкса [Isacks, Oliver, Sykes, 1968]).

прототипами служат островные дуги и желоба вдоль побережья Центральной и Южной Америки.

Геометрия движения плит. В простейшем виде в тектонике плит рассматриваются движения в основном жестких тонких плит на поверхности сферы. Для плит характерно наличие трех основных типов границ: центры разрастания (дивергентные швы), где образуется новая кора; зоны субдукции, где океаническая кора погружается в мантию (конвергентные швы), и трансформные разломы — особый тип разломов со смещением по простиранию, которые соединяют границы других плит. Границы плит иногда совпадают, а иногда не совпадают с краями континентов, например, западное побережье Южной Америки совпадает с зоной субдукции, а восточная окраина не совпадает. Континенты возвышаются, потому что они сложены материалом с низкой плотностью и по этой причине не может происходить засасывание больших масс континентальной коры.

Наиболее четкое представление о расположении границ современных плит дают карты сейсмичности, а на картах промежуточных и глубоководных землетрясений хорошо распознаются зоны субдукции. Кроме того, для большинства современных зон субдукции характерно наличие желобов и вулканической деятельности.

Движения плит выявляются разными способами. Изучение механизма землетрясений (первые исследования движения), которые происходят на границах плит, непосредственно указывает на локализованное движение по разломам, служащим границами, а по этим движениям можно легко определить направления движения плит в зонах субдукции и по трансформным разломам (рис. 17-7). О движении можно судить также и по ряду геологических явлений. Характер магнитных аномалий, обусловленный инверсией полярности во время спрединга, особенно важен, потому что по их ориентации можно судить о направлении роста в центре разрастания, а по расстоянию между ними — о скорости спрединга. Когда аномалии скоррелированы и датированы, можно реконструировать форму океана

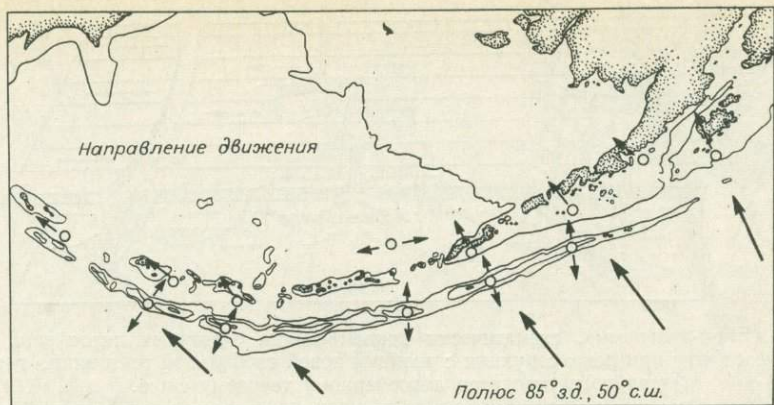


Рис. 17-7. Направления движения на Алеутских островах.

Тихоокеанская плита движется на северо-запад относительно Аляски и Берингова моря. Эти движения устанавливаются по механизму землетрясений вдоль внутренней окраины желоба. Для эпицентров в глубокой части желоба характерно наличие нормальных сбросов, оси растяжения которых почти перпендикулярны к локальному простиранию желоба (по Стаудеру [Stauder, 1968]).

для какого-то определенного момента, при закрытии океанов этот процесс сводится к обратной экстраполяции двух полос аномалий, образовавшихся в то время, до их совпадения с центром разрастания. Если разрастание было неравномерным (что обычно имеет место), то произойдет поворот плит по обе стороны центра разрастания, что приведет к изменению направления к магнитным полюсам. Так как направление к магнитным полюсам (положение палеополюсов) можно определить по палеомагнитным данным, то можно проверить и вращение по реконструкции поясов магнитных аномалий. Зоны разных скоростей спрединга в пределах океанической плиты разделены трансформными разломами, а по этим зонам и разломам можно судить о направлении движения отдельных плит. И, наконец, при обратном совмещении расщепленных и разделенных континентальных блоков иногда можно исходить из формы континентальной окраины, однако они являются участками быстрого изменения за счет действия осадконакопления и тектонической деятельности, поэтому совмещение обычно не бывает очень точным. Наиболее точное совмещение континентов получено по изобатам от 1000 до 2000 м. В ряде случаев для проверки совмещения береговых линий используют геологическое строение континентов.

Так как Земля представляет собой сферу, то движение двух соседних жестких плит можно сопоставить с полюсом относительного вращения, т. е. с точкой на земном шаре, которая не перемещается относительно плит и которая остается сравнительно фиксированной на протяжении длительного геологического периода (рис. 17-8). При этом можно вывести несколько важных характеристик движения плит. Например, трансформные разломы на плитах располагаются по отрезкам концентрических окружностей, проведенных от полюса. В действительности положение полюса можно получить путем продолжения перпендикуляров к следам трансформных

разломов. Из концепции полюса относительного движения следует также, что ширина вновь образовавшейся коры вдоль центра разрастания за определенный период изменяется от нуля у полюса относительного движения до максимальной на расстоянии 90° от полюса.

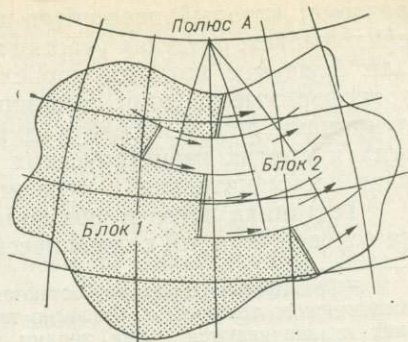


Рис. 17-8. На сфере движение блока 2 относительно блока 1 должно быть поворотом у какого-то полюса. Все разломы на границе между блоком 1 и 2 должны малыми кругами располагаться концентрически у полюса А (по Моргану [Morgan, 1968]).

Прослеживание движения плит. Морган [Morgan, 1968] считает, что движение коровых плит относительно друг друга можно определить как вращение одного блока относительно другого. На такой модели плиты принимаются жесткими и не подвергаются растяжению, складкообразованию или нарушению внутри блока. Вращение можно описать с помощью положения полюса или относительного вращения и угловой скорости. Применение такой концепции лучше всего показать на примере раскрытия Атлантики, где ряд трансформных разломов располагается почти перпендикулярно к границе между восточным и западным побережьем океана. Морган провел линии перпендикулярно к разным трансформным разломам вдоль этой границы и установил, что они пересекаются на полюсе, расположенном приблизительно у 62° с. ш. Иными словами, трансформные разломы лежат на окружностях широты, проведенных из полюса вращения.

Разломы по Срединно-Атлантическому хребту действительно очень близко проходят по таким окружностям. Хорошая сходимость получена для спрединга Тихоокеанско-Антарктического хребта при положении полюса у 71° ю. ш. Этот метод дает возможность использовать трансформные разломы при изучении проблем глобальной тектоники.

Трансформные разломы. Трансформные разломы представляют собой наиболее интересный элемент моделей тектоники плит, хотя зачастую трудно представить себе их геометрию, так как здесь происходит смещение в направлении, обратном явным смещениям по разлому (рис. 17-9). Название трансформный разлом было предложено Вильсоном [Wilson, 1965] для сдвига со смещением, которое внезапно прекращается или меняет свое направление. Ранее мы уже рассматривали один тип трансформного

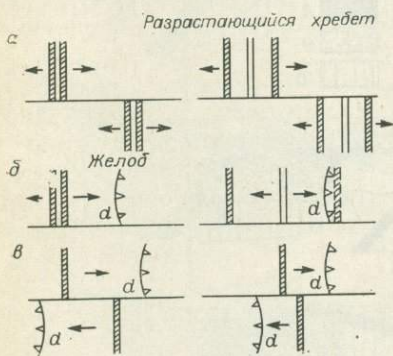


Рис. 17-9. Трансформные разломы, как их первоначально представлял себе Дж. Тузо Вильсон.

а — трансформный разлом типа хребет—хребет; б — трансформный разлом типа хребет—желоб; в — трансформный разлом типа желоб—желоб. На рисунке справа показан результат миграции структур, изображенных слева в некоторый момент в прошлом. Маркирующий уровень добавлен в качестве эталона (по Вильсону [Wilson, 1965]).

разлома, который пересекает центры разрастания на срединно-океанических хребтах, разделяя участки хребта, разрастающиеся с разной скоростью или смещение которых происходило, когда начался спрединг. Иногда трансформные разломы соединяют центр разрастания хребта с зоной субдукции или двумя зонами субдукции (рис. 17-9). Ниже приведены примеры этих и других геометрических структур, принятых в теории тектоники плит, применительно к решению проблем региональной геологии.*

Тектоника плит и причины орогений. Тектоника плит создавалась на основе открытий в океанических бассейнах, но ее концепции с успехом

* Трансформные разломы остаются до сих пор наиболее загадочными проявлениями океанического тектогенеза. Согласно тектонике плит латеральные движения литосферных плит ограничиваются тремя типами швов: дивергентным (рифтовая зона срединного хребта — начало движения), конвергентным (зона субдукции — конец латеральному движению) и трансформным. Последний разделяет плиты на полосы автономного движения из-за изначального кулисного смещения центров раздвижения (дивергентных швов). Для того чтобы движение полос от кулисных дивергентных швов было согласованным, необходимо, чтобы трансформный разлом рассекал литосферу и несущий ее горизонтальный поток конвективной ячейки (очевидно, для типа хребет—хребет). Однако землетрясения в зонах трансформных разломов относятся к приповерхностным. Не ясно также, сжимаются или растягиваются ограниченные трансформными разломами части океанических плит. — *Прим. ред.*

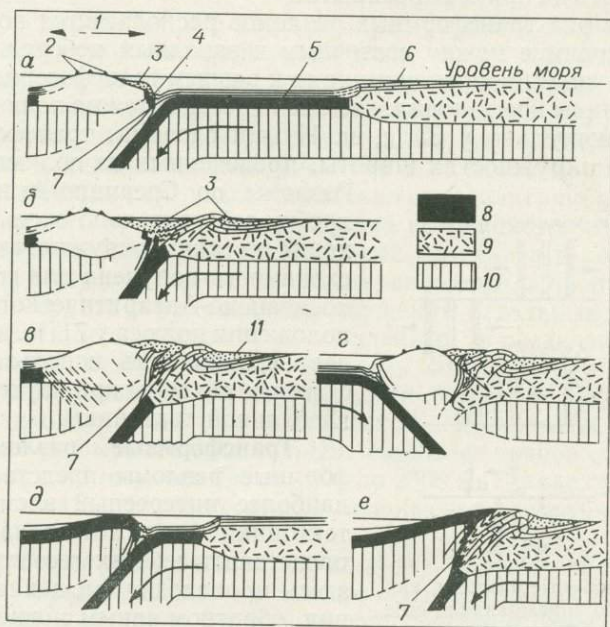


Рис. 17-10.

a—г — схематическая последовательность разрезов, иллюстрирующая столкновение континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, за которым происходит изменение в направлении нисходящего движения плиты (*г—е*). 1 — островная дуга; 2 — базальты и андезиты; 3 — флиш; 4 — деформация осадков у подножия внутреннего склона желоба; 5 — лютиты и кремнистые сланцы; 6 — континентальный шельф; 7 — метаморфизм фации глаукофановых сланцев; 8—10 — литосферная плита (8 — океаническая кора, 9 — континентальная кора, 10 — мантия); 11 — моласса (по Дьюи и Берду [Dewey, Bird, 1970]).

используются для объяснения причин орогении и многих структур орогенических поясов. Альпийско-Гималайский ороген, орогенический пояс, протягивающийся вдоль западных окраин Северной и Южной Америки, а также активные зоны на современных островных дугах или близ этих дуг служат участками основного проявления кайнозойской орогении. Тектогенез в этих трех поясах проявляется в совершенно разных условиях. Альпийско-Гималайский ороген расположен между Евразийским кратоном и Африканским и Индийским кратонами. Гималаи, вероятно, образовались в основном там, где произошло столкновение Индийского и Евразийского кратонов и где первый был пододвинут под край второго. Горная система запада Северной Америки проходит вдоль окраины, которая, вероятно, наезжает на центр разрастания в восточной части Тихого океана. И аналогично, Анды и островные дуги, вероятно, расположены над зонами субдукций, приуроченными к соседним желобам.

Наиболее полная сводка по орогении с позиций тектоники плит дана Дьюи и Бердом [Dewey, Bird, 1970]. Они выделяют два принципиально различных механизма орогении: первый — орогения как результат столкновения континентов или континента и островной дуги, т. е. механически развивающаяся орогения (рис. 17-10 и 17-11); второй — термально развивающаяся орогения, обусловленная пододвиганием (субдукцией) одной плиты под другую. Его называют островодужным типом или горным поя-

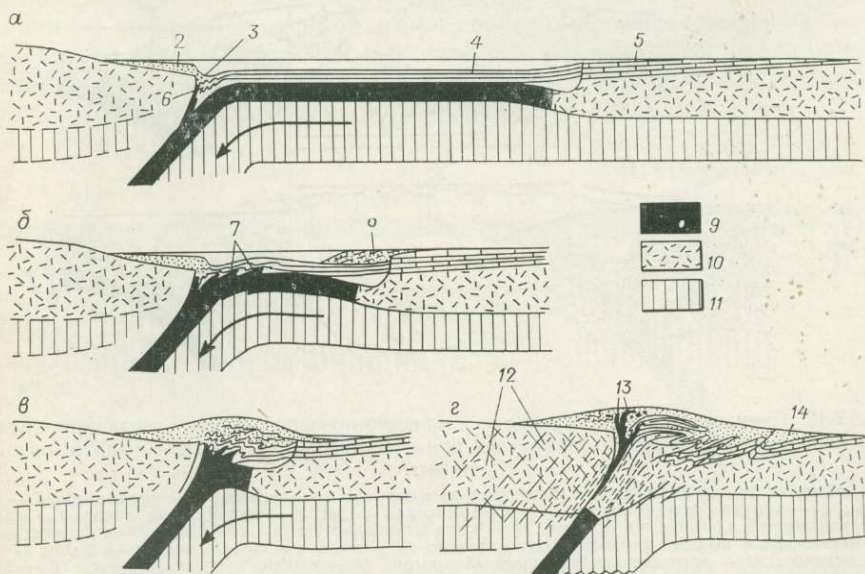


Рис. 17-11. Схематический ряд разрезов, иллюстрирующих столкновение двух континентов.

1 — ороген на континентальной окраине; 2 — флиш; 3 — деформация осадков желоба; 4 — лютиты и кремнистые сланцы; 5 — континентальный шельф; 6 — метаморфизм фации глаукофановых сланцев; 7 — надвиговые клинья океанической коры; 8 — дельта; 9—11 — литосферная плита (9 — океаническая кора, 10 — континентальная кора, 11 — мантия); 12 — широкая зона мелкофокусных землетрясений; 13 — офиолиты и флиш; 14 — моласса (по Дьюи и Берду [Dewey, Bird, 1970]).

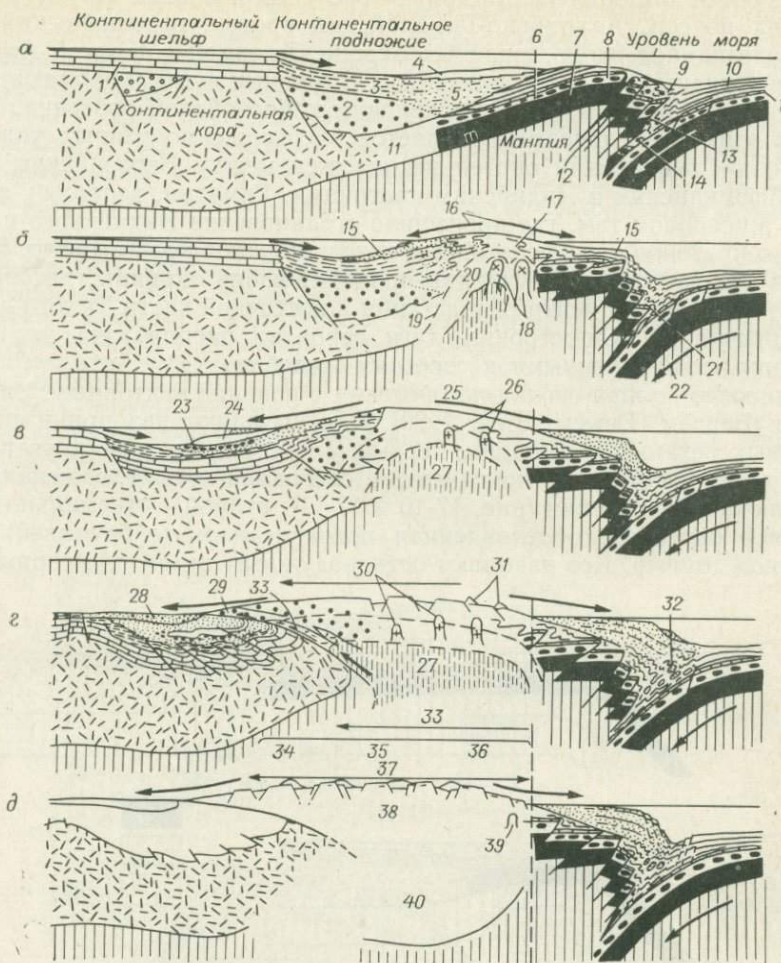


Рис. 17-12. Схематический ряд разрезов, иллюстрирующих модель эволюции горного пояса кордильерского типа, развившегося при поддвижении океанической плиты под континент.

1 — карбонаты; 2 — вулканиты и грубообломочные породы; 3 — лютиты; 4 — вулканиты; 5 — турбидиты; 6 — вулканический фронт; 7 — океаническая кора; 8 — подушечные лавы; 9 — глины; 10 — аргиллиты и кремнистые сланцы; 11 — кора переходного типа; 12 — внедрение серпентинита; 13 — метаморфизм фации глаукофановых сланцев; 14 — зона соскабливания; 15 — флиш; 16 — перенос осадков; 17 — зарождающийся шовный ороген; 18 — габбро и гранодиориты; 19 — фронт метаморфизма; 20 — мигматиты; 21 — меланж; 22 — движение плиты; 23 — дикий флиш; 24 — гравитационный оползень; 25 — термальный купол; 26 — граниты; 27 — подвижное ядро; 28 — андезитовые вулканы; 29 — расползание; 30 — увеличение в гранитах отношения K_2O/Na_2O ; 31 — базальтовые и андезитовые вулканы; 32 — обломки флиша; 33 — надвиги; 34—36 — базальты (34 — щелочные, 35 — высокоглиноземистые, 36 — толеитовые); 37 — андезиты и риолиты; 38 — подстилающие гранитные плутоны; 39 — монцониты и тоналиты; 40 — базитовый корень (по Дью и Берду (Dewey, Bird, 1970)).

сом кордильерского типа (рис. 17-12). Интерпретация структур в крупных тектонически активных элементах коры с позиций тектоники плит выглядит следующим образом [Dewey, Bird, 1970].

Островные дуги. По мере опускания океанической плиты образуется желоб. Этот процесс сопровождается надвиганием слоев океанической коры и мантии на внутренний край желоба и образованием подводного хребта. При больших подводных гравитационных оползнях океанические кремнистые сланцы, аргиллиты и карбонаты сползают в образующийся желоб и при этом возникают офиолитовые толщи, о которых речь шла выше. Такие оползни могут также переносить блоки основных и ультраосновных пород с верхнего края образовавшихся ранее надвиговых покровов. Материал перемещается в желоб и оказывается там, где происходит опускание океанической плиты. При этом материал в оползневых массах переносится вниз под желоб, где он по крайней мере частично соскабливается с погружающейся плиты и сильно деформируется в условиях фации глаукофановых сланцев (этот комплекс сравнительно низкотемпературный — 100—300 °С — и высокобарический — 1—10 кбар). Когда плита опускается на глубину более 100 км, происходит селективное плавление амфиболитовой и кварц-эклогитовой коры, образуется известково-щелочная магма, при подъеме которой происходит ее дифференциация (рис. 17-13). На небольших глубинах образуется базальтовая магма, а на поверхности начинается образование вулканической толщи. Когда она становится достаточно мощной, чтобы подняться выше поверхности, она эродируется и между желобом и вулканическим фронтом поступивший из вулкана материал скапливается в виде клина. В результате образуется вулканическая дуга с четкой метаморфической зональностью.

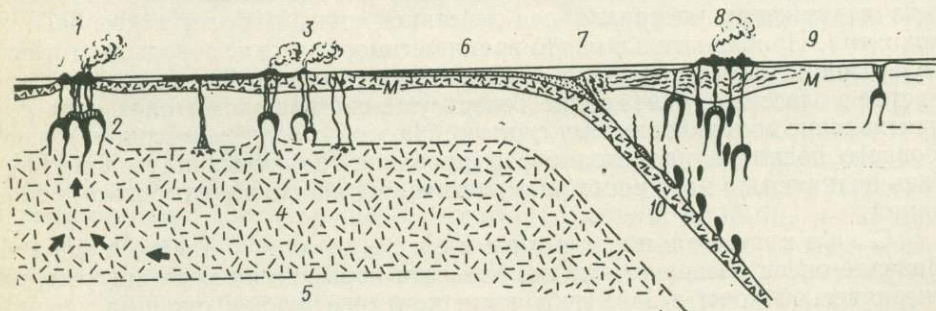


Рис. 17-13. Гипотетический поперечный разрез океана, на котором слева виден разрастающийся хребет, океанические острова и зона субдукции, расположенная вдоль островной дуги или окраины андийского типа.

1 — океанический хребет; 2 — базальтовая магма; 3 — щелочнобазальтовые вулканы; 4 — зона пониженных скоростей; 5 — пиролитовая мантия; 6 — осадки; 7 — смятые в складки океанические осадки; 8 — островная дуга; 9 — андезитовый вулкан; 10 — переход базальта в эклогит. Базальтовая магма изливается у океанического хребта и поэтому покрывается осадками по мере разрастания дна в направлении зоны субдукции. Желоб фиксирует край зоны субдукции, где глубоководные осадки накапливаются и соскабливаются с погружающейся коры. Осадки оказываются смятыми в складки и нарушены сбросами. Высокое давление под желобом приводит к возникновению метаморфизма фации глаукофановых сланцев. На большей глубине базальт преобразуется в амфиболит и эклогит. На глубине около 100 км образуются расплавы, которые поднимаются к поверхности и создают андезитовые вулканы и островные дуги (рисунок сделан на основе ранних работ Хесса, Рингвуда, Грина и Мияширо).

Ороген кордильерского типа. Ороген такого типа образуется там, где происходит развитие желоба и зоны субдукции вдоль края континента. В качестве примера современного образования таких орогенов можно привести Анды и Кордильеры Северной Америки. Развитие орогена такого типа начинается с образования поглощающего шва у континентальной окраины. Океаническая кора перемещается в направлении образующегося желоба. В этом же направлении увеличивается мощность флишевых отложений и образуются меланж глаукофановых сланцев, а также гравитационные оползни, представленные смесью из разных материалов. По мере опускания океанической плиты под подножие континентального склона она нагревается, и при достижении глубины около 100 км образуется магма, происходит извержение вулканического материала и возникает цепь вулканов (рис. 17-13). При подъеме магмы и теплоты появляется орогеническое шовное поднятие над разрастающимся куполом, ядро которого сложено магмой габброидного и гранодиоритового состава. При росте ядра купола перекрывающая толща осадков, накопившихся у подножия континентального склона, подвергается деформации и метаморфизму высоких температур. Когда растущий свод поднимается выше уровня моря, образовавшиеся здесь осадки переносятся в виде флиша в океан и на континент. И наконец, эта волна деформации достигает края континента, и континентальный шельф погружается, образуя впадину, где скапливаются флишевые осадки и материал, поступивший с шовного поднятия при гравитационном оползании. Вначале гравитационные оползни состоят из флиша и осадочных пород, затем переносится материал, поступающий с более глубоких уровней, до тех пор пока не вовлекаются метаморфические породы, которые смещаются в сторону от континента. Горизонтальное давление создается за счет расползания подвижного ядра орогена и движения материала под действием силы тяжести в стороны от поднятия. Приблизительно в это время метаморфические породы достигают поверхности и в бассейны и во впадины на континенте поступают грубозернистые молассовые отложения. Теперь уже система может оказывать сопротивление дополнительному сжатию. На этой стадии на высоком уровне шовного поднятия происходит формирование гранитных плутонов. Гребень поднятия по мере роста разрушается под действием глыбовых дислокаций.

Столкновение континента и островной дуги. Вначале океан разделяет эти два элемента коры, но по мере поглощения океанической коры в зоне субдукции континентальная окраина перемещается в направлении этой зоны и затем затягивается в нее. Флиш стекает в океан и заполняет его непосредственно перед столкновением. Низкая плотность континентальных пород затрудняет их проникновение в мантию. И напротив, надвиговые покровы с ведущего края островной дуги вовлекаются в осадконакопление вдоль края континентальной плиты. Эти надвиговые толщи несут флиш, породы глаукофановой фации и куски океанической коры (подлинные офиолитовые толщи, сложенные океаническими кремнистыми сланцами, ультраосновными породами и подушечными базальтами). Эти породы давят на породы континентального шельфа и подножия континентального склона (рис. 17-14). Консолидация остров-

ной дуги и континентальной окраины приводит к образованию способной оказывать сопротивление массы, а затем может последовать развитие новой зоны субдукции на противоположной стороне островной дуги — в этом направлении и происходит субдукция.

Столкновение континента с континентом. Столкновение двух континентов, один из которых ограничен зоной субдукции, а другой — тектонически неактивной континентальной окраиной, например на восточном побережье Северной Америки, может происходить следующим образом. На начальной стадии столкновения неактивная окраина перемещается в зону субдукции, эти стадии подобны столкновению островной дуги и континента, включая расщепление и надвиг основания континента и образование ядер тектонических покровов. Океаническая кора (офиолиты) и флиш выжимаются (выдавливаются) и надвигаются на нижние надвиговые покровы. Низкая плотность континентальных пород препятствуют их засасыванию, что сводит к минимуму образование магмы и термальное воздействие. Полагают, что может даже произойти отрыв и погружение океанической плиты. Вместо желобоподобной зоны субдукции имеется широкая зона, в которой и раскалывается континентальная кора.

Концепция разрастания океанического дна и движения литосферных плит, разработанные в начале 60-х годов [Hess, 1960, 1962; Dietz, 1961], принимаются теперь настолько широко, что такая модель глобальной тектоники стала основной рабочей гипотезой и эталоном, с которым сравнивают все новые идеи и данные наблюдений. В тектонике не отказались и от многочисленных других рабочих гипотез [Chamberlin, 1897], но за небольшим исключением большинство геологов и геофизиков отдают предпочтение «тектонике плит», как наилучшей из имеющихся в настоящее время моделей. Она отвечает большому количеству наблюдений и выдержала многочисленные испытания по проверке ее приемлемости.

Конвективные течения в мантии и концепция тектоники плит. Мантийная конвекция была и остается излюбленным механизмом, объясняющим движения в литосфере, но так как ее нельзя непосредственно измерить, ее всегда приходится определять по движениям в литосфере, которые она и объясняет, или по другим косвенным данным, например измерениям силы тяжести или теплового потока, которые считают связанными со свойствами мантии. Кроме того, теоретические модели конвекции можно построить и сравнить с тектоническими моделями и посмотреть, совместимы ли они.

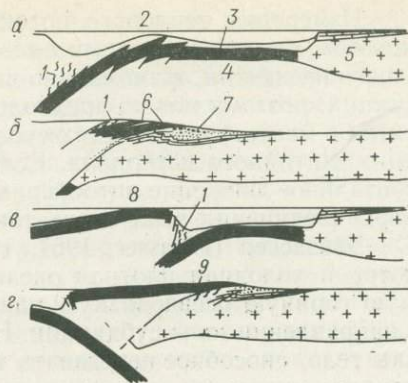


Рис. 17-14. Предполагаемые механизмы обдукции офиолитовых покровов на континентальных окраинах.

1 — субдукционный меланж; 2 — хребет средиземноморского типа; 3 — океаническая кора; 4 — мантия; 5 — континентальная кора; 6 — обдукция офиолитов; 7 — офиолитосодержащие меланж и флиш; 8 — хребет типа Макьюри; 9 — обдукция офиолитовой плиты [Dewey, Bird, 1971].

Измерения теплового потока показывают, что гребни океанических хребтов служат участками высоких значений теплового потока, поступающего из мантии, а аномально низкие значения наблюдаются в зонах субдукции, поэтому можно предположить, что хребты отвечают участкам поднятия в мантии, а в областях субдукции происходит погружение охлажденного мантийного материала. Если вследствие конвекции происходит горизонтальное движение литосферных плит, то возникает вопрос, каковы размеры соединения этих очень тонких широких плит с мантией.*

Эльзассер [Elsasser, 1967, 1969] создал одну из первых моделей, на которой холодная плотная океаническая плита опускается в подстилающую горячую псевдовязкую мантию, выталкивая остальную часть плиты в направлении зоны субдукции. На его модели литосферная плита работает как тело, способное передавать напряжения на большие расстояния, далее, эта модель не зависит ни от какого вязкого соединения с мантийной конвекцией. Однако на основании литосферы могло бы воздействовать вязкое волочение, поэтому следует предположить, что небольшие плиты движутся быстрее, чем крупные. Но этого не происходит, поэтому модель конвекции должна быть более сложной.

Существует два типа подходов к решению этой проблемы. В первом предполагается, что литосферная плита затягивается в зону субдукции с наблюдаемой скоростью, а полученные при этом данные о тепловом потоке и механизме сравниваются с наблюдениями [Griggs, 1972; Mckenzie, 1969]. Второй подход почти чисто теоретический, он основан на классической модели конвекции в вязкой среде, где при построении моделей принимают разные значения температурных градиентов, вязкости, скорости деформации и внутренних изменений [Turcotte, Oxburgh, 1968, 1969].

Мантийные плюмажи. Вильсон [Wilson, 1965] высказал предположение об образовании Гавайских островов в результате горизонтального движения океанической коры над участком локального разогрева (горячей точкой) в мантии, где, вероятно, происходит подъем горячей мантии из более глубокого участка, что в какой-то степени напоминает конвекционную ячейку, приуроченную к грозовому фронту в атмосфере. Далее был выявлен ряд других горячих точек и установлено, что движение плит, определенное по скоростям разрастания, вполне согласуется с идеей о наличии определенных (фиксированных) горячих точек [Morgan, 1971]. Эта концепция была развита Морганом, который рассматривает горячие точки как приповерхностное проявление конвекции в нижней мантии; конвекция и является движущей силой при движении плит.** Если конвекция скорее имеет форму плюмажа, а не ячейки, как предполагалось на большинстве существующих ранее моделей, то взаимодействие плит становится

* Гарфункель [Garfunkel, 1975] рассматривает дополнительные ограничивающие условия для мантийного потока с позиций тектоники плит.

** Шоу [Shaw, 1973] приводит данные, которые показывают, что для интерпретации вулканизма в океанах не требуется наличия глубинного термального плюмажа, а Бессон [Wesson, 1972] предлагает модель Земли, на которой в нижней мантии конвекция не происходит. Он заключает, что вследствие фазовых изменений непроходимая граница лежит на глубине 700 км, она и отделяет нижнюю мантию, где нет конвекционных течений, от верхней, где эти течения неравномерные.

важным критерием возникающих сил, обуславливающих движение плит. Эта концепция подтверждается тем, что 1) горячие точки часто встречаются на гребнях океанических хребтов и на всех участках тройственного сочленения и 2) карты планетарной силы тяжести обнаруживают наличие гравитационных максимумов над горячими точками, что в свою очередь говорит о наличии глубинного материала высокой плотности и поднятии рельефа.

Таким образом, для объяснения движения плит предлагается два резко различающихся механизма: 1) поднятие плюмажей с глубины в мантии к основанию литосферы, где они распространяются в горизонтальном направлении, передавая вязкое волочение лежащим выше плитам с последующим раскрытием по дивергентным соединениям, заполнение которых происходит при подъеме мантии и (или) внедрении дайковых комплексов в трещины; 2) океанические поднятия и системы желобов оконтуривают края крупных конвекционных ячеек и указывают на участки подъема и погружения в астеносфере.

Модели вертикальных тектонических движений

В настоящее время при изучении динамики литосферы основной спор сводится к тому, каким движениям отдать предпочтение — вертикальным или горизонтальным. С позиций тектоники плит учитываются следующие вертикальные движения: подъем мантии у гребня океанического хребта, субдукция коры в глубоководных желобах и поднятие орогенических поясов над термальными зонами, образовавшимися при субдукции.

Среди тех, кто отстаивает вертикальные тектонические движения, существуют разногласия относительно того, каков был размах, горизонтальных движений (например, дрейф континентов). К примеру, известный советский геолог Белоусов [1952, 1962] ставит под сомнение обоснованность многих данных, подтверждающих дрейф континентов, и предпочитает интерпретировать динамику литосферы, привлекая для этого в первую очередь вертикальные движения, а горизонтальное разрастание под действием силы тяжести считает вторичным процессом. Другие, например выдающийся голландский геолог ван Беммелен [Van Bemmelen, 1973], принимают дрейф континентов, но полагают, что и дрейф, и орогенические процессы обусловлены вертикальными движениями.

Мантийный диапиризм. Предлагается несколько типов механизмов, в основе которых лежат вертикальные тектонические движения. Первое — конвективное перемешивание (циркуляция), обусловленное термальными особенностями мантии и литосферы. Второе — гравитационная сегрегация псевдовязкого материала мантии, который становится неустойчивым под действием химических и физических процессов, вызванных общими изменениями плотности мантийного материала.

Максвелл [Maxwell, 1968, 1973] объясняет тектоническую деятельность проявлением диапиризма: пластическая природа материала в зоне пониженных скоростей и высокой температуры приводит к неустойчивости (неустойчивости) этого слоя. Если материал в мягком слое становится достаточно неустойчивым и начинает подниматься, как, например,

в соленосных бассейнах Северо-Германской низменности и на побережье Мексиканского залива, то при подъеме будет происходить плавление этого материала как реакция на падение литостатического давления.

Как срединно-океанические хребты, так и молодые складчатые горные системы характеризуются повышенной тепловой энергией, и именно на этих участках происходит подъем мантийного материала и ультраосновных пород. Итак, постулат Максвелла сводится к тому, что поднятие, тепловая активность в виде магмы и ведут к вулканической деятельности, метаморфизму, а образование связанных с ними структурных элементов и океанических хребтов и горных систем может быть также обусловлено процессами, происходящими в мантии. Что касается различий, то они в первую очередь определяются типом коры (континентальная и океаническая), залегающей над зонами диапиризма.

Одним из аргументов в пользу мантийного диапиризма является механизм формирования офиолитовых толщ в орогенических поясах. В 1973 г. Максвелл отмечал, что большинство офиолитовых толщ можно разделить на два типа: первый — это обширные и мощные покровы на континентальных окраинах (например, Папуа, Новая Каледония, западная часть Ньюфаундленда, Кипр, Воуринос); второй — фрагменты покровов, варьирующие по размеру от комка величиной с кулак до глыб, равных по размеру горам, в виде включений в хаотические массы пород флишевого типа (например, Апеннины, Альпы, Береговые хребты Калифорнии и юго-западной части Орегона, юго-запад Греции, Турция). Во всех случаях происходило перемещение офиолитов с участка их образования на участок, обращенный к континенту. Максвелл заключает, что за начальной стадией заложения офиолитов на кровле относительно ненарушенного флиша, последовало гравитационное оползание и разделение на отторгнутые блоки. Исходное движение интерпретируется им как диапировая интрузия (протрузия).

Глубокие корни некоторых мантийных диапиров до сих пор, очевидно, расположены в мантии, например массив Ронда, на что указывает наличие больших положительных аномалий силы тяжести над этими горами. Вначале накопление флиша могло быть вызвано спредингом и утонением коры — процессом, который предшествует восходящему движению диапира.

Вертикальные движения за счет дифференциации в мантии. Говоря о причине вертикальной неустойчивости, Белоусов [1951, 1952] подчеркивает роль дифференциации на разных уровнях в недрах Земли. Дифференциация — это ответная реакция физико-химической системы на неидентифицированные изменения условий равновесия. Эта система расположена в гравитационном поле, которое оказывает механическое воздействие на нее. Если дифференциация выражена в формировании кислого материала (гранитизация), то соответствующая область будет испытывать поднятие.

Согласно Белоусову, сиалические континенты (континентальная кора) состоят в основном из многочисленных гранитных интрузий и продуктов их эрозии. Эволюционный цикл геосинклиналей состоит из двух стадий: для первой характерны базальтовые потоки, для второй — промежуточные и кислые лавы. Внедрение кислой магмы происходит при образовании

нового центрального поднятия и гранитизации окружающих его пород. Далее происходит подъем магм разного состава и, наконец, когда уже нет продуктов дифференциации, — излияние однородной первичной базальтовой магмы.

Так же как изменение в равновесии физико-химической системы может вызвать дифференциацию базальта и привести к образованию кислой магмы, так и изменения в обратном порядке могут вызвать обратную реакцию, и может произойти базификация гранитных пород. Базификация может привести к увеличению плотности и к погружению. При таком процессе может произойти превращение континентов в океанические бассейны — этот процесс известен как океанизация.

Теория ундаций ван Беммелена. Другая глобальная концепция, в которой подобно идее Белоусова рассматриваются глубинные физико-химические процессы, но делаются совершенно иные выводы о строении коры, была выдвинута ван Беммеленом [Van Bemmelen, 1964, 1965, 1973]. Его постулат сводится к тому, что движения в земной коре возникают вследствие ундаций (волн) разного размера (рис. 17-15 и 17-16). В зависимости от диаметра, км, выделяется пять классов ундаций: локальные — 1, мелкие — 10, мезоундации — 100, геоундации — 1000 и мегаундации — 10 000. Когда сегрегация более тяжелых составляющих в нижней мантии происходит по направлению к ядру, плотность остаточного вещества уменьшается и оно поднимается. Течения во внутренних частях мантии приводят к образованию лавовых куполов на границе внутренней и внешней мантии, которые под действием пластического течения вертикально поднимаются к поверхности и создают мегаундации.

Вследствие ундаций возникает потенциальная энергия, которая затрачивается на 1) вулканическую деятельность, 2) распространение вещества при эрозии и осадконакоплении или 3) гравитационную тектонику. Максимальная высота ундаций зависит от характера пород и скорости их подъема. При мезоундациях максимальная высота составляет около 9 км. На модели ван Беммелена вулканическое разрастание является наиболее значительным на ранних стадиях истории Земли, затем следует эрозия и осадконакопление, что сопровождается развитием континентальной коры за счет зонального наращивания первичных ядер континентов геосинклинальными поясами с образованием таких обширных кратонов, как Гондвана и Лавразия. Затем следует раскол и дрейф этих древних континентальных плит вследствие гравитационной тектоники.

В качестве механизма дрейфа континентов принимается поднятие и погружение геоида. Самый высокий слой, литосфера, скользит по следующему под ним слою — астеносфере. Согласно этой теории геосинклинали образуются вследствие дрейфа континентов: погружения переднего края движущейся плиты. Затем геосинклинальная область выталкивается под действием выталкивающей силы астенолитового корня орогена. Поднятые слои скользят из центра поднятия по направлению к впадине, а мобилизованные массы кристаллического фундамента и мантии расширяются. Расширение происходит на тыловой стороне, и по обе стороны плиты образуется система поперечных разломов или разломов со смещением по простиранию.

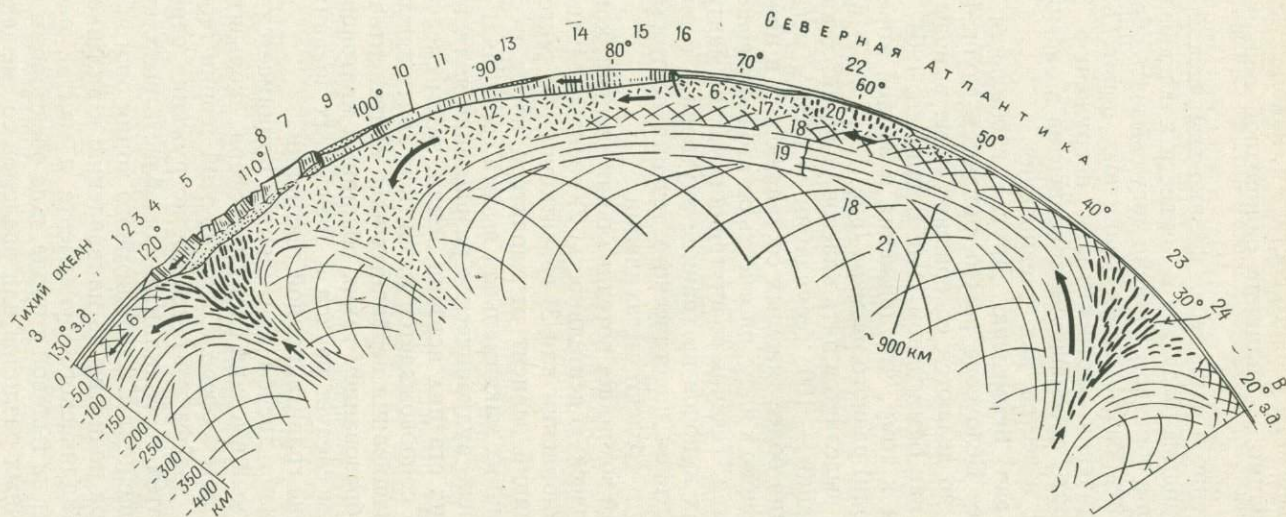


Рис. 17-15. Схематическое изображение крупномасштабной модели согласно гипотезе ундаций ван Беммелена.

Разрез вдоль 37° с. ш. от Тихого океана до Срединно-Атлантического хребта. Вертикальное увеличение в 3,6 раза.

1 — разлом Насименто; 2 — Сан-Хоакин-Велли; 3 — Сьерра-Невада; 4 — разлом Сан-Андреас; 5 — Большой Бассейн; 6 — океаническая граница М; 7 — Скалистые горы и Передовой хребет; 8 — континентальный астенолит; 9 — впадина Денвер; 10 — кора; 11 — плато Озарк; 12 — континентальная граница М; 13 — бассейн р. Миссисипи; 14 — Аппалачское нагорье; 15 — равнины Пидмонт; 16 — мыс Гаттерас; 17-18 — тектоносфера (17 — эклогитовая, 18 — перидотитовая); 19 — астеносфера; 20 — океанический астенолит; 21 — склеросфера; 22 — Бермудское поднятие; 23 — Срединно-Атлантический хребет; 24 — океанические базальты (по ван Беммелену [Van Bemmelen, 1964]).

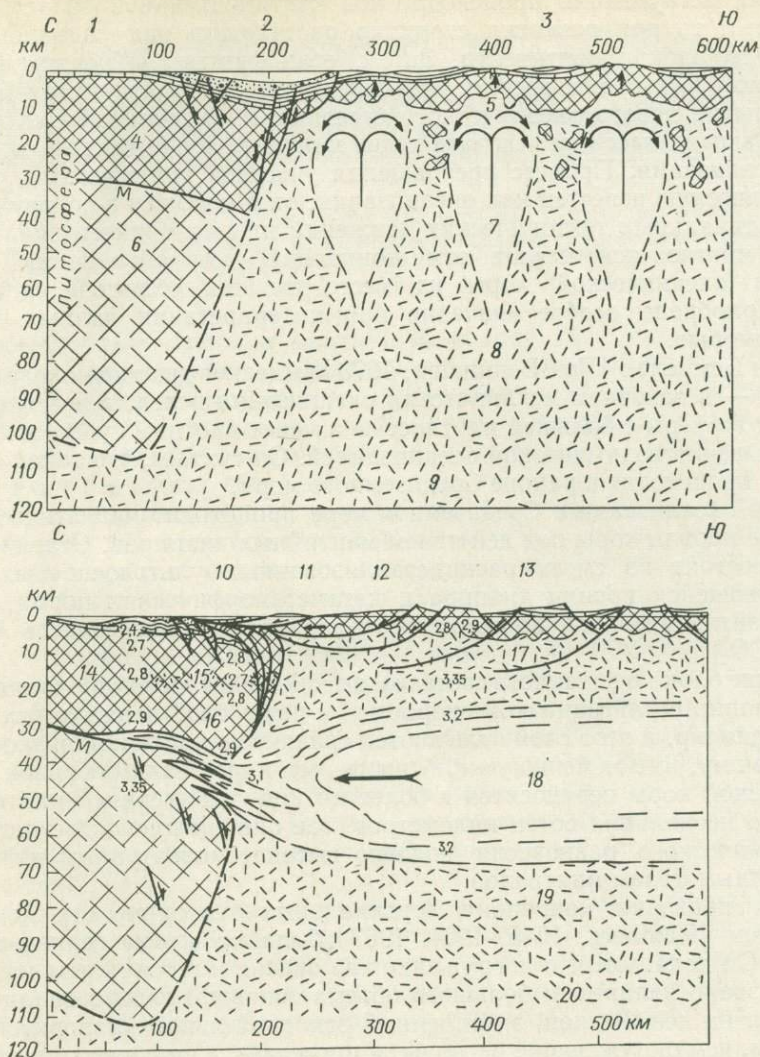


Рис. 17-16. Двухстадийное образование европейских Альп согласно гипотезе ундаций.

1 — форланд (Центральная Европа); 2 — кольцевая синклираль вокруг среднего тумора (пеннинские трюги и флишевой передовой прогиб); 3 — вздутый центр диастрофизма (Адриатическая область); 4 — континентальная кора (сиаль); 5 — коровая коррозия; 6 — кристаллическая мантия (сима); 7 — излившиеся скопления перегретой базальтовой магмы; 8 — диапирически поднимающийся горячий столб расплавленного мантийного вещества с ультрамикросейсмическими скоростями; 9 — слой пониженных скоростей (астеносфера); 10 — альпийские известковые комплексы; 11 — герцинские граувакки; 12 — более древний фундамент; 13 — рельефообразование и вулканизм провинции Бассейнов и Хребтов; 14 — континентальная кора; 15 — зарождающийся анатексис; 16 — переходная зона М; 17 — кристаллизирующаяся кровля мантийного диапира; 18 — зарождающееся грибообразование адриатического мантийного диапира (в основном расплавленного); 19 — нижняя часть плавучего тела с ультрамикросейсмической скоростью (частично расплавленное); 20 — слой пониженных скоростей (астеносфера) (по ван Бемелену [Van Bemmelen, 1973]).

Если мегаундация происходит под континентальной областью (континентом), то при развитии структур растяжения над ундацией может произойти раскол континента. Затем, если фрагменты континента окажутся по обе стороны гребня ундации, может произойти их раздвигание и раскрытие нового океанического бассейна, а уменьшение давления на подстилающие массы перидотита ведет к огромному излиянию базальтов.

Океанизация. Процесс превращения участков континентальной коры в океаническую известен как океанизация, он и положен в основу концепции вертикальных тектонических движений или мантийного диапизма. Очень многие используют эту концепцию для объяснения возникновения океанической коры на месте бывших областей сноса. Эта идея приобрела особое значение при интерпретации данных по Средиземноморью.

Ван Беммелен [Van Bemmelen, 1973] выделяет два типа океанизации. Первый — в основном механическая океанизация вследствие погружения части литосферы с большей плотностью в менее плотный субстрат. Второй тип называют геохимической океанизацией. Он считает, что такая океанизация и происходит в районе Средиземного моря.

При океанизации в Средиземном море происходит магматическое обрушение кровли коры под действием мантийных диапиров. Отделившиеся блоки состоят из смеси раскристаллизованных ультраосновных пород охлаждающейся кровли диапира и катаметаморфических пород нижней части континентальной коры, которая утратила большую часть летучих (H_2O , CO_2).

Такие блоки смешанного состава и высокой плотности «проваливаются» через диапир с ультранизкой скоростью и через слой пониженных скоростей; и диапир, и этот слой отличаются сравнительно низкой вязкостью и, по-видимому, имеют меньшую плотность, чем кора. Таким образом, блоки сиалической коры переносятся в более низкий слой верхней мантии глубиной до нескольких сотен километров, где они, наконец, достигают физико-химического равновесия подобно высокотемпературным и высокоплотным фазам минералов.

Для проверки концепции вертикальных тектонических движений Рамбергом [Ramberg, 1945, 1964, 1967] была проведена серия экспериментов. Он полагает, что погружение дна океана и геосинклиналей может быть вызвано излиянием большого объема основной лавы в сиалическую кору или на нее. Регион, затопленный основной лавой, становится более тяжелым, чем окружающие регионы, и проседает, а сиалический материал выдавливается (выжимается) в сторону и превращается в батолиты, расположенные вокруг погружающегося бассейна. На таких участках опускания (погружения), вероятно, скапливается лава более основного состава. Сима с плотностью меньшей, чем плотность раскристаллизованных основных пород, будет подниматься, образуя дно впадины. В своих экспериментах Рамберг использовал масштабные модели со слоями псевдовязкого материала разной плотности. Преобразование плотности и длительное действие силы тяжести можно получить за короткие интервалы времени, поместив модель в большую центрифугу. Полученные таким образом диапировые структуры показаны на рис. 17-17.

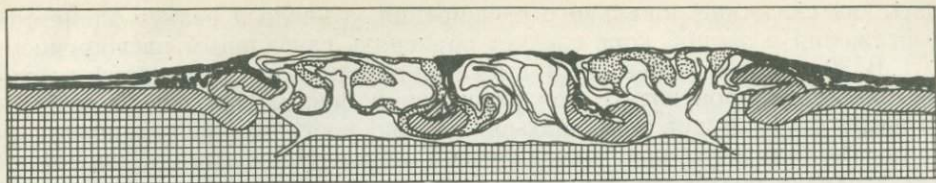


Рис. 17-17. Модель, иллюстрирующая элементы мантийного диапиризма. В эксперименте применялись силикон, воск и шпаклевка. Сначала слои укладывали горизонтально. Белый слой в центре разреза сначала был толще (по Рамбергу [Ramberg, 1973]).

Орогенические пояса и мантийный диапиризм. Основной причиной орогении многие считают вертикальное поднятие, а складко- и надвигообразование, четко выделяющиеся в орогенических поясах, рассматривают как результат горизонтального распространения (спрединга) поднимающейся массы. Вертикальные смещения больших масс горных пород на 10—15 км часто можно обнаружить в орогенических поясах. Для подъема таких огромных масс горных пород требуется очень большое количество энергии, поэтому большинство геологов считают подъем обусловленным изменениями средней плотности поднимаемых слоев коры, а затем происходит изостатическое выравнивание. Плотность литосферных толщ может измениться разными способами. В тектонике плит, например, чаще всего такое изменение объясняют сжатием осадков континентальных окраин (геосинклинальных), которое ведет к утолщению сиалической коры. Аналогичный эффект достигается при столкновении континентов. Засасывание (субдукция) отложившихся в воде осадков мантией приводит к гидратации мантийного материала с аналогичными последствиями. Предполагалось также, что изменение плотности может произойти вследствие гранитизации симатического фундамента под эвгеосинклиналью. Образование более легких материалов можно было бы объяснить и магматической дифференциацией.

Рамберг допускает возможность образования геосинклиналей и орогенов при горизонтальном разрастании вдоль континентальных окраин. В периоды интенсивной магматической деятельности происходит растяжение и расширение океанических бассейнов за счет континентов, а в спокойные периоды разрастаются континенты, наезжая на окраину океана.

На рис. 17-17 приведены примеры знаменитых экспериментов Рамберга, иллюстрирующие структуры, образовавшиеся при разделении псевдовязких слоев разной плотности под действием силы тяжести.

Гипотеза расширяющейся Земли. Для объяснения строения провинции Бассейнов и Хребтов на западе США, крупной системы рифтов Восточной Африки, триасовых бассейнов Аппалачей и многих других крупных систем грабенов необходимо привлечь расширение. Например, глыбовые дислокации четко выделяются на акустических профилях Японского желоба и хорошо известны рифтовые системы вдоль гребней опоясывающих земной шар океанических хребтов. Такой рифтогенез можно рассматри-

вать как следствие локального расширения, а число и размер элементов растяжения в земной коре следует объяснять глобальным расширением.

В 30-х годах Хильгенберг высказал мысль о том, что дрейф континентов может происходить при расширении Земли. При этом континентальные блоки будут рассеиваться по мере роста зон между континентальными плитами, т. е. океанической коры. Исследования последних лет в океане подтвердили именно такой рост: новая океаническая кора добавляется к океаническим хребтам, а древняя океаническая кора растекается, удаляясь от них. Явное преимущество такой концепции заключается в том, что не надо искать механизмы, за счет которых мощные континентальные плиты движутся над океанической корой или проходят через нее, чтобы объяснить дрейф континентов. Континентальная кора по сути остается на месте и пассивно плывет на мантии.

Глобальное расширение подтверждается разного рода данными.* Эдьет [Egyed, 1956] пытался доказать расширение с помощью палеогеографических данных, чтобы подтвердить свою идею о том, что ядро Земли состоит из неустойчивого высокобарического материала, который постоянно преобразуется в фазу низкой плотности, за счет чего и увеличивается объем Земли. Эдьет использовал два типа палеогеографических карт (Термье и Страхова) и измерил площадь континентальных плит, включая области шельфа, которые покрыты водой в тот или иной период. Он построил кривые площадь—время; оказалось, что на обоих графиках участки континентов, покрытые водой, неуклонно уменьшаются, начиная с палеозоя. Очевидно, это произошло, несмотря на увеличение объема воды на Земле со временем. Он дает следующую интерпретацию кривой: размер океанов по сравнению с континентами увеличился по мере расширения Земли на протяжении геологического времени. Позднее Вайс [Wise, 1974], проанализировав эти данные, подверг сомнению достоверность полученных результатов.**

Кэри [Carey, 1958] совершенно по-иному подошел к выводу о расширении Земли. Он попытался синтезировать все структурные элементы коры и дать реконструкцию континентов в положении до дрейфа, убрав все последующие деформации. На основании разных перегруппировок он заключил, что хорошую совместимость можно получить только для Земли меньшего радиуса ($3/4$ от современного диаметра для позднего палеозоя).

* Подробный разбор этой гипотезы см. в работе Холмса [Holmes, 1965] и обзорной статье Кэри [Carey, 1975].

** Вайс [Wise, 1972, 1974] повторно рассмотрел карты, использованные Эдьетом, и сравнил их с более детальными палеогеографическими картами по Северной Америке, составленными Шухертом [Schuchert, 1955]. Графики, где в процентах показана площадь покрытого водой Североамериканского континента в зависимости от времени, не совпадают с аналогичными графиками, и Вайс объясняет это искаженной основой использованных палеогеографических карт. Он приходит к выводу, что на протяжении более 80% времени в период после докембрия уровень моря составлял 60 м и от нормального значения, т. е. был на 20 м выше современного. Если этот вывод правильный, то один из исходных аргументов глобального расширения оказывается недостоверным, а это означает наличие квазиравновесного состояния, в котором перестройка континентов происходит с той же скоростью, что и их эрозия и денудация.

Из реконструкций Кэри вытекает и второй аргумент. Происходит, вероятно, рассеяние (дисперсия) континентов. Северная Америка отодвигается от Европы и Азии, Австралия и Антарктида — от Африки и Индии. Складывается впечатление, что все континентальные блоки, окружающие Тихий океан, движутся по направлению к нему, однако до сих пор Тихий океан остается самым крупным океаническим бассейном.

Гипотеза расширения широко не принимается, хотя ее сторонники продолжают отстаивать свои аргументы [см. Jordan, 1961; Carey, 1975]. Имеются палеомагнитные данные за и против, но подобно прочим тектоническим реконструкциям область возможных ошибок еще слишком велика, чтобы дать окончательный ответ.

В настоящее время ведутся эксперименты, которые, может быть, смогут дать более точный ответ. Одно из таких исследований предусматривает использование лазера, лучи которого при астрономических наблюдениях на разных континентах проходят расстояние до отражателя, установленного на Луне.

Согласно тектонике плит сближение некоторых обсерваторий происходит со скоростью несколько сантиметров в год, а согласно концепции расширения они удаляются друг от друга. Эту проблему можно будет решить, повторяя измерения в течение нескольких лет.

В некотором отношении концепция глобального расширения используется для объяснения, аналогичные постулируемым в тектонике плит. В обоих случаях литосфера подразделяется на пластиноподобные плиты, в обоих случаях принимается одинаковая интерпретация центров разрастания — сочленений дивергентных плит, но эти концепции резко расходятся в другом, а именно когда речь идет о глубоководных желобах. С позиций тектоники плит это зоны сокращения коры и субдукции. Согласно гипотезе расширения это зоны дивергенции и расширения. Таннер [Tanner, 1973], рассмотрев характерные особенности желобов, пришел к выводу, что они образуются вследствие регионального расширения, что элементы сжатия малочисленны, опускающаяся пластина (плита) отсутствует, а движения на участках желобов — это движения растяжения или сдвиг со смещением по простиранию. Наличие ненарушенных осадков на дне желобов, очевидно, исключает значительное «соскабливание» или локальное сжатие, а возраст осадков в желобах, вероятно, не соответствует (не совместим) с предполагаемой скоростью субдукции. Высокие значения теплового потока на островных дугах совместимы с процессами, вызывающими поднятие изотермы подобно геотумору. Сторонники расширения подвергают сомнению наличие такого сходства над опускающейся плитой [Sychev, 1973]. Орогенетические процессы на расширяющейся Земле легко объясняются с помощью гипотезы мантийного диапиризма, рассмотренного в предыдущем разделе.

Маятник научного мнения явно не склоняется в сторону принятия концепции глобального расширения, но выдвинутые аргументы достаточно убедительны, чтобы этой теории уделить больше внимания, чем это было сделано до сих пор, дабы не делать поспешных выводов и необоснованно не отвергать эту гипотезу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Alexander, S. S., and Sammis, C. G.*, New geophysical evidence on the driving mechanisms for continental drift. *Earth Miner. Sci.*, 1975, v. 44, No. 4.
- Atwater, Tanya*, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. America Bull.*, 1970, v. 81, p. 3513—3536.
- Aubouin, Jean*, *Geosynclines: Developments in geotectonics I*. Amsterdam, Elsevier, 1965.
- Beloussov, V. V.*, The problems of inner structure development of the earth. *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geograph. Geofiz.*, 1951, No. 7, p. 2, 4—16, 3—19.
- Beloussov, V. V.*, Basic problems in geotectonics. New York, McGraw-Hill, 1962.
- Beloussov, V. V.*, Basic trends in the evolution of continents. In: *Ritsema, A. R., ed.*, *The upper mantle. Tectonophysics*, 1972, v. 13, p. 95—117.
- Benioff, Hugo*, Orogenesis and deep crustal structure: Additional evidence from seismology. *Geol. Soc. America Bull.*, 1954, v. 65, p. 385—400.
- Benioff, Hugo*, Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. *Geol. Soc. America Spec. Paper 62*, 1955, p. 61—74.
- Bird, J. M., and Isacks, Bryan, eds.*, *Plate Tectonics: Selected Papers from Journal of Geophysical Research*. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1972.
- Blake, M. C., Jr., Irwin, W. P., and Coleman, R. G.*, Blueschist facies metamorphism related to regional thrust faulting. *Tectonophysics*, 1969, v. 8, p. 237—246.
- Bucher, W. H.*, *The deformation of the earth's crust*. Princeton, N. J., Princeton Univ., 1933.
- Carey, S. W.*, The Rheid concept in geotectonics. *Geol. Soc. Australia Jour.*, 1954, v. 1, p. 67—117.
- Carey, S. W.*, The tectonic approach to continental drift. In: *Continental drift — A symposium*. Geol. Depr. Univ. Tasmania, 1958, p. 177—355.
- Carey, S. W.*, The expanding earth — An essay review. *Earth-Sci. Rev.*, 1975, v. 11, No. 2, p. 105—143.
- Chamberlin, T. C.*, The method of multiple working hypotheses. *Jour. Geology*, 1897, v. 5.
- Chidester, A. H., and Cady, W. M.*, Origin and emplacement of Alpine-type ultramafic rocks. *Nature*, 1972, *Phys. Sci.*, v. 240, No. 98.
- Clark, S. P., Jr., and Ringwood, A. E.*, Density distribution and constitution of the mantle. *Revs. Geophys.*, 1964, v. 2.
- Coleman, R. G.*, Petrologic and geophysical nature of serpentinite. *Geol. Soc. America Bull.*, 1971a, v. 82.
- Coleman, R. G.*, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Jour. Geophys. Res.*, 1971b, v. 76, No. 5.
- Coney, P. J.*, The geotectonic cycle and the new global tectonics. *Geol. Soc. America Bull.*, 1970, v. 81, p. 739—748.
- Cox, Allan*, Geomagnetic reversals. *Science*, 1969, v. 163, p. 237—245.
- Cox, Allan*, *Plate tectonics and geomagnetic reversals*. San Francisco, Freeman, 1973.
- Cox, Allan, Doell, R. R., and Dalrymple, G. B.*, Reversals of the earth's magnetic field. *Science*, 1964, v. 144, p. 1537—1543.
- Daly, R. A.*, *Strength and structure of the earth*. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1940.
- Dana, J. D.*, On some results of the earth's contraction from cooling. *Am. Jour. Sci.*, Ser. 4, 1973, vol. v, p. 423.
- Dearnley, R.*, Orogenic fold-belts and a hypothesis of earth evolution. In: *Ahrens, L. H., and others, eds.*, *Physics and chemistry of the earth (7)*. New York, Pergamon, 1966.
- De Beaumont, Elie*, *Recherches sur quelques unes des revolutions de la surface du globe*. *Annales Sci. Nat.*, 1829—1830, v. XVIII, XIX.
- De Beaumont, Elie*, *Observations et memoires geologiques publies par M. Elie de Beaumont, Professeur Adjoint de Geologie a l'École des Mines*, In-4°, 4 p. autogr., s. l. n. d., 1832.
- DeJong, Kees A., and Scholten, Robert*, *Gravity and tectonics*. New York, Wiley, 1973.
- Dewey, John F.*, Finite plate implications: Some implications for the evolution of rock masses at plate margins. *Am. Jour. Sci.*, v. 275-A, p. 260—284.
- Dewey, John F., and Bird, J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 14, p. 2625 ff.

- Dewey, John, F., Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Jour. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 14, p. 441—470.
- Dickinson, W. R., Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record. *Am. Jour. Sci.*, 1972, v. 272, No. 7, p. 551—576.
- Dickinson, W. R., Plate tectonics and sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Mineralog. Special Pub. No. 22*, 1974.
- Dietz, R. S., Continental and ocean basin evolution by spreading. *Nature*, 1961, v. 189.
- Dietz, R. S., Collapsing continental rises: An actualistic concept of geosynclines and mountain building. *Jour. Geology*, 1963, v. 71.
- Dietz, R. S., and Holden, J. C., Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. *Jour. Geology*, 1966, v. 75, No. 5, pt. 1, p. 566—583.
- Dietz, R. S., Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 26, p. 4939 ff.
- Egyed, L., Determination of changes in the dimensions of the earth from paleogeographic data. *Nature*, 1956, v. 178, p. 534.
- Egyed, L., A new dynamic conception of the internal constitution of the earth. *Geol. Rundsch.*, 1957, v. 46, No. 1, p. 101—121.
- Elsasser, W. M., Convection and stress propagation in the upper mantle. *Princeton Univ. Tech. Rep. 5*, 1967.
- Elsasser, W. M., The mechanics of continental drift. In: *Gondwanaland revisited: new evidence for continental drift*. *Amer. Phil. Soc., Proc.*, 1969, v. 112, No. 5, p. 344—353.
- Engel, A. E. J., and Kelm, D. L., Pre-Permian global tectonics: A tectonic test. *Geol. Soc. America Bull.*, 1972, v. 83, No. 8, p. 2325 ff.
- Ernst, W. G., Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, 1975, v. 26, p. 229—246.
- Fisher, R. L., and Hess, H., Deep-sea trenches. In: *The sea*. New York, Wiley, 1963.
- Fyfe, W. S., and McBirney, A. R., Subduction and the structure of andesitic volcano belts. *Am. Jour. Sci.*, 1975, v. 275-A, p. 285—297.
- Garfunkel, Zvi, Growth, shrinking, and long term evolution of plates and their implications for the flow pattern in the mantle. *Jour. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, No. 32.
- Gilluly, James, Distribution of mountain building in geologic time. *Geol. Soc. America Bull.*, 1949, v. 60, No. 4, p. 561—590.
- Gilluly, James, Chronology of tectonic movements in the western United States. *Am. Jour. Sci.*, 1967, v. 265, p. 306—331.
- Griggs, D. T., The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. In: *Robertson, E., and others, eds., The nature of the solid earth*. New York, McGraw-Hill, 1972, p. 361—384.
- Hall, James, Geological survey of New York. *Paleontolgy*, 1859, v. III, introd.
- Hall, James, Description and figures of the organic remains of the Lower Helderberg group and the Oriskany sandstone. *N. Y. Geol. Survey, Paleont.*, 1859, v. 3.
- Hatherton, Trevor, and Dickinson, W. R., The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other islands arcs. *Jour. Geophys. Res.*, 1969, p. 5301—5310.
- Heirtzler, J. R., Le Pichon, X., and Baron, J. G., Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge. *Deep Res.*, 1967, v. 13, p. 427.
- Heirtzler, J. R., and Hayes, D. E., Magnetic boundaries in the North Atlantic ocean. *Science*, 1967, v. 157, No. 3785, p. 185—187.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C. III, and Le Pichon, X., Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Jour. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.
- Heiskanen, W. A., and Vening, Meinesz, F. A., *The earth and its gravity fields*. New York, McGraw-Hill, 1958.
- Hess, H. H., Report of the chairman of the special committee on geophysical and geological study of ocean basins, 1947—1948. *Am. Geophys. Union Trans.*, 1948, v. 29, No. 6.
- Hess, H. H., Serpentin, orogeny and epirogeny. *Geol. Soc. America Spec. Paper 62*, 1955, p. 391—407.
- Hess, H. H., *History of the ocean basins*. Preprint, 1960.
- Hess, H. H., *History of the ocean basins*. In: *Petrologic studies*. New York, Geol. Soc. America, 1962, p. 599—620.

- Hill, M. L., A test of new global tectonics: Comparisons of NE Pacific and California structures. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1971, v. 55, No. 1, p. 3—9.
- Holmes, A., Principles of physical geology. Ronald, New York, 1965.
- Hsü, K. J., and Ryan, W. B. F., Summary of the evidence for extensional and compressional tectonics in the Mediterranean. In: Initial reports of deep sea drilling project, 1972, v. 13, ch. 37, U. S. Gov't. Printing Office, p. 1011—1019.
- Isacks, Bryan, Oliver, Jack, and Sykes, L. R., Seismology and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 5855—5899.
- Isacks, Bryan, and Molnar, Peter, Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 1969, v. 223, p. 1121—1124.
- Isacks, Bryan, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal — mechanisms solution of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Physics*, 1971, v. 9, No. 1, p. 103 ff.
- Jeffreys, H., The earth. Cambridge, Mass., Cambridge Univ., 1952.
- Jordan, Pascual, The expanding earth; some consequences of Dirac's gravitation hypothesis. Oxford, Pergamon, 1971.
- Kaula, W. M., Global gravity and tectonics. In: Robertson, E., and others, eds., The nature of the solid earth. New York, McGraw-Hill, 1972, p. 385—405.
- Kay, G. M., North American geosynclines. *Geol. Soc. America Mem.* 48, 1951.
- King, P. B., Orogeny and epeirogeny through time. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 62, 1955, p. 723—739.
- Larson, R. L., and Pitman, W. C. III, Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geol. Soc. America Bull.*, 1972, v. 83, No. 12, p. 3645—3662.
- Le Pichon, X., Sea-floor spreading and continental drift. *Jour. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 12, p. 3661—3697.
- Lowry, W. D., North America geosynclines — Test of continental-drift theory. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1974, v. 58, No. 4, p. 575—620.
- McKenzie, D. P., Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. Jour. Royal Astron. Soc.*, 1969, v. 18, p. 1—32.
- McKenzie, D. P., and Morgan, W. J., Evolution of triple junctions. *Nature*, 1969, v. 224, p. 125—133.
- McKenzie, D. P., and Parker, R. L., The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 1967, v. 216, p. 1276—1280.
- Mantura, A. J., Geophysical illusions of continental drift. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1972, v. 56/8, p. 1552 ff.
- Mason, R. C., and Raff, A. D., A magnetic survey off the west coast of North America, 32°N to 42°N. *Geol. Soc. America Bull.*, 1962, v. 72, p. 1259—1265.
- Matsuda, Tykihiko, and Uyeda, Seiya, On the Pacific-type orogeny and its model: Extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 1971, v. 11, p. 5—27.
- Maxwell, J. C., Continental drift and a dynamic earth. *Am. Scientist*, 1968, v. 56, No. 1.
- Maxwell, J. C., Symposium on «Ophiolites in the earth's crust». Preprint, Moscow, May 31—June 2, 1973.
- Menard, H. W., Development of median elevations on ocean basins. *Geol. Soc. America Bull.*, 1958, v. 69, p. 1179—1186.
- Menard, H. W., Sea-floor spreading, topography and the second layer. *Science*, 1967, v. 157.
- Menard, H. W., Does Mesozoic mantle convection still persist? *Earth Planet. Sci. Letters*, 1973a, v. 20, p. 237—241.
- Menard, H. W., Depth anomalies and the bobbing motion of drifting islands. *Jour. Geophys. Res.*, 1973b, v. 78, No. 23, p. 5128 ff.
- Mikhaylov, A. Y., The development of geosynclines and folding. *Int. Geol. Rev.*, 1971, v. 12, No. 12, p. 1490—1495.
- Minear, J. W., and Toksöz, M. N., Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 8, p. 1397—1419.
- Mitchell, A. H., and Reading, H. G., Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. *Jour. Geology*, 1969, v. 77, No. 6, p. 629—646.
- Miyashiro, Akiho, Metamorphism and related magnetism in plate tectonics. *Am. Jour. Sci.*, 1972, v. 272, p. 629—656.

- Morgan, W. J.*, Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Jour. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6, p. 1959 ff.
- Morgan, W. J.*, Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 1971, v. 230, p. 42.
- Orowan E.*, Continental drift and the origin of mountains. *Science*, 1964, v. 146, p. 1003—1010.
- Pekeris, C. L.*, Thermal convection in the interior of the earth. *Royal Astron. Soc. Monthly Notices Geophys. Supp.*, 1935, v. 3.
- Phillips, J. D.*, and *Forthyth, D.*, Plate tectonics, paleomagnetism, and opening of the Atlantic. *Geol. Soc. America Bull.*, 1972, v. 83, No. 6, p. 1579 ff.
- Pitman, W. C. III*, and *Talwani, Manik*, Seafloor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. America Bull.*, 1972, v. 83, No. 3, p. 619—646.
- Poole, W. H.*, Tectonic evolution of Appalachian region of Canada *Spec. Paper No. 4*, 1967, p. 9—51.
- Press, Frank*, The suboceanic mantle. *Science*, 1969, v. 165, p. 174—176.
- Ramberg, Hans*, Thermodynamics of the earth's crust II. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 1945, v. 25.
- Ramberg, Hans*, A model for the evolution of continents, oceans, and orogens. *Tectonophysics*, 1964, v. 2.
- Ramberg, Hans*, Gravity, deformation and the earth's crust. New York, Academic Press, 1967, p. 1—214.
- Ramberg, Hans*, Model studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique: Gravity and tectonics. New York, Wiley, 1973, p. 49—66.
- Ramberg, Hans*, and *Sjöström, Hakan*, Experimental geodynamical models relating to continental drift and orogenesis. *Tectonophysics*, 1973, v. 19, p. 105—132.
- Rodgers, John*, Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of eastern North America. *Am. Jour. Sci.*, 1967, v. 265, p. 408—427.
- Roeder, D. H.*, Subduction and orogeny. *Jour. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, No. 23, p. 5005 ff.
- Roper, Paul, J.*, Plate tectonics: A plastic as opposed to a rigid body model. *Geology*, 1974, p. 247—250.
- Schuchert, Charles*, Atlas of paleogeographic maps of North America. New York, Wiley, 1955.
- Sclater, J. G.*, and *Francheteau, Jean*, The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. Jour. Royal Astron. Soc.*, 1970, v. 20, p. 509—542.
- Shaw, H. R.*, Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific; evidence from Hawaii. *Geol. Soc. America Bull.*, 1973, v. 84, p. 1505—1526.
- Sloss, L. L.*, Orogeny and epeirogeny: The views from the craton. *New York Acad. Sci. Trans.*, set 2, 1966, v. 28, p. 579—587.
- Stauder, William*, Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading. *Jour. Geophys. Res.*, 1968, v. 73.
- Stille, Hans*, The present tectonic state of the earth. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1936, v. 20, p. 849—880.
- Stille, Hans*, Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, Borntraeger, 1941.
- Suess, Edward*, The face of the earth. Oxford, Clarendon, 1904.
- Sychev, P. M.*, Upper-mantle structure and nature of deep processes in island arcs and trench systems. *Tectonophysics*, 1973, v. 19, No. 4.
- Sykes, L. R.*, Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. *Jour. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, p. 2131—2153.
- Talbot, C. J.*, Fold nappes as asymmetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny. *Tectonophysics*, 1974, v. 24, p. 259—276.
- Tanner, W. F.*, Deep-sea trenches and the compression assumption. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1973, v. 57, No. 11.
- Tarling, D. H.*, and *Runcorn, S. K.*, Implications of continental drift to the earth sciences, v. 2, New York, Academic, 1973.
- Toksöz, M. N.*, *Miner, J. W.*, and *Julian, B. R.*, Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *Jour. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 5, p. 391—416.
- Turcotte, D. L.*, and *Oxburgh, E. R.*, A fluid theory for the deep structure of dip slip fault zone. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1968, v. 1.

- Turcotte, D. L., and Oxburgh, E. R.*, Convection in a mantle with variable physical properties. *Jour. Geophys. Res.*, 1969, v. 74.
- Turcotte, D. L., and Schubert, G.*, Frictional heating of the descending lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, No. 26, p. 5876 ff.
- Umbgrove, J. H. F.*, The pulse of the earth. The Hague, Nijhoff, 1947.
- Van Bemmelen, R. W.*, The evolution of the Atlantic megaauddation. *Tectonophysics*, 1964, v. 1, No. 5, p. 385—430.
- Van Bemmelen, R. W.*, The evolution of the Indian ocean megaauddation. *Tectonophysics*, 1965, v. 2, No. 1, p. 29—57.
- Van Bemmelen, R. W.*, Geodynamic models for the Alpine type of orogeny (Test case II: The Alps in the central Europe). *Tectonophysics*, 1973, v. 18, No. 1—2, p. 33—79.
- Van Bemmelen, R. W.*, Driving forces of orogeny, with emphasis on blueschist facies of metamorphism (Test case III: The Japan arc). *Tectonophysics*, 1974, v. 22, p. 83—125.
- Van Hilten, D.*, Evaluation of some geotectonic hypothesis by paleomagnetism. *Tectonophysics*, 1964, v. 1, No. 1, p. 3—71.
- Vening, Meinesz*, Gravity expeditions at sea. Pub. Netherlands Geodetic Comm., 1948, v. 4, p. 1—233.
- Vening, Meinesz*, The earth's crust and mantle. New York, Elsevier, 1964.
- Vilas, J. F., and Valencio, D. A.*, Paleogeographic reconstructions of the Gondwanic continents based on paleomagnetic and sea floor spreading data. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 7, No. 5, p. 397—405.
- Vine, F. J.*, Sea-floor spreading — New evidence. *Jour. Geol. Educ.*, 1969, v. XVII, No. 1, p. 6—16.
- Vine, F. J., and Matthews, D. H.*, Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 1963, v. 199, p. 947—949.
- Wegener, Alfred*, The origin of continents and oceans. London, Methuen, 1924.
- Wellman, H. W.*, Recent crustal movements: Techniques and achievements. In: *Ritsemma, A. R., ed.*, The upper mantle, *Tectonophysics*, 1972, v. 13, p. 373—392.
- Wesson, P. S.*, Mantle creep: Elasticoviscous vs. modified Lomnitz law, and problems of «The new global tectonics». *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 1972, v. 56, No. 11, p. 2127 ff.
- Wilson, J. T.*, A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 1965, v. 207, p. 343—347.
- Wilson, J. T.*, Mantle plumes and plate motions. In: *Irving, E., ed.*, Mechanism of plate tectonics. *Tectonophysics*, 1973, v. 19, p. 149—164.
- Wise, D. U.*, Freeboard of continents through time. In: *Studies in earth and space sciences*. *Geol. Soc. America Mem.* 132, 1972.
- Wise, D. U.*, Continental margins, freeboard and the volumes of continents and oceans through time. *Geol. Continental Margins*, 1974, p. 45—58.
- Woollard, G. P.*, Gravity anomalies and the crust of the earth in the Pacific basin. In: *The crust of the Pacific Basin*, *Am. Geophys. Union Mon.* 6, 1962, p. 60—80.
- Wyllie, P. J.*, A modification of the geosyncline and tectogene hypothesis. *Geol. Mag.*, 1965, v. 102, No. 3, p. 231—245.
- Wyllie, P. J.*, The dynamic earth: Textbook in geosciences. New York, Wiley, 1971.
- Zen, E-An*, Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 97, 1967, p. 107.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

ТЕОРИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Плоскостные напряжения — анализ напряжений в двумерном поле

Ввиду большей простоты математических формулировок и полной аналогии видов напряженных состояний в двух и трех измерениях здесь применяется анализ двумерных условий напряжений. Необходимо, однако, помнить, что все условия напряжений в теле Земли являются трехмерными. Рассматриваемый в случае трех измерений куб сводится к квадрату при единичной глубине в направлении z (рис. А-1), причем компоненты напряжений, действующие перпендикулярно к плоскости квадрата, приравниваются нулю. Вводятся лишь восемь компонентов напряжений; для однородных и равновесных условий устанавливается равенство скальвающих напряжений как на противоположных, так и на смежных сторонах квадрата:

$$\tau_{yx} (\text{верх}) = \tau_{xy} (\text{низ});$$

$$\tau_{yx} = \tau_{xy}.$$

Заметим также, что смежные скальвающие напряжения одновременно и одно- и разнонаправленны, но не действуют никогда в одном направлении, что вызвало бы вращение. Ввиду описанных соотношений напряжения в квадрате полностью определены, если известны σ_x , σ_y и каждый из скальвающих компонентов (в трехмерном случае условия напряжений определяются заданием σ_x , σ_y , σ_z , τ_{xy} , τ_{yz} и τ_{xz}). Итак, сила на правой стороне квадрата

$$F (\text{правая сторона}) = \text{площадь стороны} \times \sigma_x + \text{площадь стороны} \times \tau_{xy};$$

аналогично

$$F (\text{левая сторона}) = \text{площадь стороны} \times \sigma_x - \text{площадь стороны} \times \tau_{xy}.$$

Составление уравнений напряжений на некоторой поверхности, выраженных через известные компоненты напряжений

Оси координат ориентируются параллельно сторонам рассматриваемого квадрата; значения компонентов напряжений варьируют в зависимости от расположения выделенной площадки. В проводимом ниже анализе составляются общие уравнения, позволяющие находить нормальные и скальвающие компоненты в любой плоскости с помощью соответствующих значений в исходном квадрате.

Положение этой произвольной плоскости задается углом φ , который она образует с координатной осью y (рис. А-2). Поле напряжений для квадрата со сторонами, параллельными данным координатным осям, определено согласно изложенным выше соображениям и показано на рис. А-1. Можно найти поле напряжений и в случае непараллельности квадрата системе координат (верхний вариант на рис. А-2). Это поле определено, если известны нормальные и скальвающие напряжения на каждой стороне квадрата. Условия напряжений считаются однородными и равновесными. Нормальные и скальвающие напряжения в произвольно выбранной плоскости AB (одна из сторон наклонного квадрата) вычисляются следующим образом.

1. Плоскость AB пересекает координатные оси, образуя треугольник OAB ; как одно из условий плоских напряжений треугольник имеет единичную толщину в направлении оси z , так что сторонам треугольника можно приписать некоторые площади, а именно:

$$OA = AB \sin \varphi; \quad OB = AB \cos \varphi.$$

2. Можно определить сумму компонентов напряжений, которые действуют параллельно осям координат

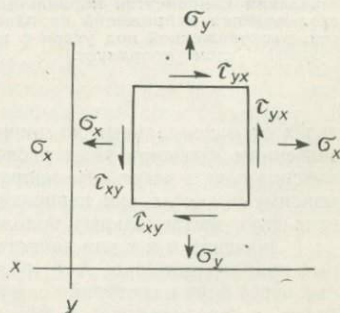


Рис. А-1. Компоненты нормальных и скальвающих напряжений на сторонах квадрата (плоские условия напряжений), ориентированных по произвольно выбранному осям координат x и y .

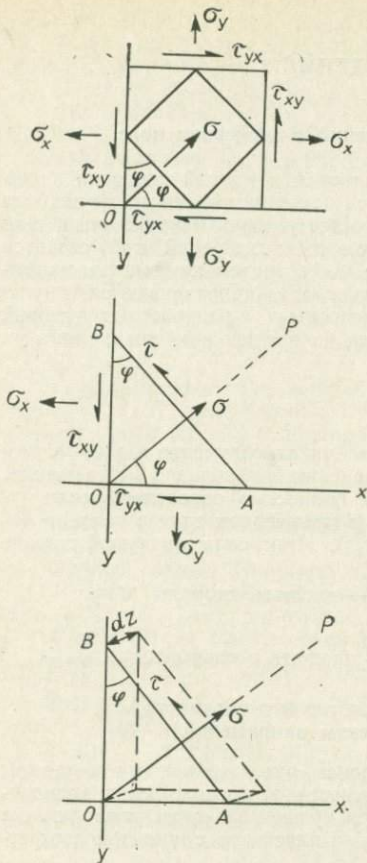


Рис. А-2. Три последовательных представления компонентов нормальных и скальвающих напряжений на плоскости, расположенной под углом φ к системе координат.

делах от максимальных до минимальных значений основных напряжений. Этим предельным значениям отвечают углы расположения плоскости 0 и 90° по отношению к направлению максимального основного напряжения (напряжения, нормальные к плоскости, достигают максимума, когда она перпендикулярна к максимальному основному напряжению). При этих двух экстремальных положениях скальвающие напряжения сходят на нет.

Значения σ и τ для данного расположения плоскости можно определить через основные напряжения (рис. А-3), рассматривая напряжения на разных плоскостях, проведенных через брус в состоянии сжатия. Пусть плоскость наклонена под углом α к длинной оси бруса, а перпендикуляр к этой плоскости образует с той же осью угол φ . При единичной длине наклонной плоскости $AO = 1 \cos \varphi$ и $OB = 1 \sin \varphi$.

Компоненты напряжений σ_1 и σ_2 , действующие перпендикулярно к AB , находят следующим образом.

1. Напряжение σ_1 действует на площадь, равную площади OA .
2. Если площадь AB принять за единицу, то $OA = 1 \cos \varphi$.

нат и должны уравниваться параллельными тем же осям компонентами силового вектора; обозначим их S_x и S_y . Компоненты напряжений в направлении x складываются из σ_x и τ_{yx} , действующих соответственно поперек площади OB и вдоль OA . Они уравниваются напряжением S_x :

$$S_x = \sigma_x AB \cos \varphi + \tau_{yx} AB \sin \varphi.$$

Компоненты напряжений в направлении y складываются из σ_y и τ_{xy} , действующих соответственно поперек площади OA и вдоль OB . Таким образом,

$$S_y = \sigma_y AB \sin \varphi + \tau_{xy} AB \cos \varphi.$$

3. Спроектировав S_x и S_y на линию OP , перпендикулярную к AB , найдем соответствующий компонент силового вектора, поскольку напряжение, действующее перпендикулярно к плоскости AB ,

$$AB\sigma = AB \sin \varphi (\tau_{xy} \cos \varphi + \sigma_y \sin \varphi) + AB \cos \varphi (\sigma_x \cos \varphi + \tau_{yx} \sin \varphi).$$

4. Аналогично определим скальвающее напряжение по AB , спроектировав S_x и S_y на это направление:

$$\tau = (\sigma_y - \sigma_x) \sin \varphi \cos \varphi + \tau_{yx} (\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi).$$

5. Так как $\tau_{xy} = \tau_{yx}$, полученные равенства можно переписать в виде

$$\sigma = \sigma_x \cos^2 \varphi + 2\tau_{xy} \sin \varphi \cos \varphi + \sigma_y \sin^2 \varphi; \quad (A=1)$$

$$\tau = (\sigma_y - \sigma_x) \sin \varphi \cos \varphi + \tau_{xy} (\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi). \quad (A=2)$$

Эти равенства описывают характер изменения нормальных и скальвающих напряжений в зависимости от угла φ , которым задается положение плоскости их действия. Значения нормальных и скальвающих напряжений выражаются через их компоненты σ , параллельные некоторым наперед заданным осям координат.

Изменения скальвающих и нормальных напряжений на плоскости, наклоненной под некоторыми углами

Нормальные напряжения, действующие на некоторую точку плоскости, расположенной под разными углами к осям координат, изменяются в пре-

3. Сила, действующая на OA в результате напряжения σ_1 , равна $\sigma_1 \times \text{площадь } OA = \sigma_1 \cos \varphi$.

4. Поскольку $\sigma_1 \cos \varphi$ есть сила, действующая в направлении OB , компонент этого действия, нормальный к AB , должен быть $(\sigma_1 \cos \varphi) \cos \varphi$, $\cos \varphi = \sigma \times \text{компонент}/OB$.

5. Аналогично нормальный компонент силы, действующей на AB в результате напряжения σ_2 , как легко показать, равен $\sin \varphi (\sigma_2 \sin \varphi)$.

6. Итак, общей силе, нормальной к AB , отвечает напряжение

$$\sigma = (\sigma_1 \cos \varphi) \cos \varphi + (\sigma_2 \sin \varphi) \sin \varphi = \sigma_1 \cos^2 \varphi + \sigma_2 \sin^2 \varphi$$

или, после тригонометрического преобразования,

$$\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2)/2 + [(\sigma_1 - \sigma_2)/2] \cos 2\varphi.$$

Аналогично раскладывается сила на скальвающие компоненты вдоль AB :

$$\begin{aligned} \tau &= \cos \varphi (\sigma_1 \sin \varphi) - \sin \varphi (\sigma_2 \cos \varphi) = \\ &= (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \varphi \cos \varphi = [(\sigma_1 - \sigma_2)/2] \sin 2\varphi. \end{aligned}$$

На графике этих уравнений (рис. А-4) видно, что скальвающее напряжение τ достигает максимума при наклоне плоскости 45° и 135° , а нормальное напряжение σ — при 0° и 90° .

Установленные выше соотношения имеют важное практическое значение для специалистов в области структурной геологии. На основе теории полей напряжений мы можем вычислить, по крайней мере в грубом приближении, условия напряжений в толще пород, подвергающихся действию известных нам сил. В отдельных случаях представляется возможность определить если не значение, то хотя бы ориентировку основных напряжений (например, максимальное основное напряжение оказывается, как правило, направленным под прямым углом к оси складки). Ориентировка максимальных скальвающих напряжений также является весьма важной характеристикой в анализе разрывных нарушений горных пород (см. главу 5).

Понятия основных напряжений и основных осей напряжений

Равенства (А-1) и (А-2) отражают характер изменения нормальных и скальвающих напряжений в зависимости от ориентировки плоскости. С помощью этих равенств можно определить положение плоскости при максимальном и минимальном нормальном напряжении, соотношение между значениями нормального и скальвающего напряжений.

Из уравнения (А-2) следует, что σ является функцией φ , если известны σ_x , σ_y и τ_{xy} , постоянные при том положении плоскости, для которого определяются условия напряжений. Необходимым условием того, чтобы функция одной переменной имела максимум или минимум, является равенство нулю ее производной по этой независимой переменной (в данном случае по φ). Итак, полагаем $d\sigma/d\varphi = 0$ (условие для максимума или минимума σ). Дифференцирование уравнения для напряжения σ , нормального к некоторой плоскости, по углу ее наклона φ , т. е. уравнения (А-1), дает

$$\begin{aligned} d\sigma/d\varphi &= 2(\sigma_y - \sigma_x) \sin \varphi \cos \varphi + \\ &+ 2\tau_{xy} (\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi) = 0. \end{aligned} \quad (\text{А-3})$$

Сравнивая выражение (А-3) с уравнением для τ , т. е. с (А-2), мы видим, что $d\sigma/d\varphi =$

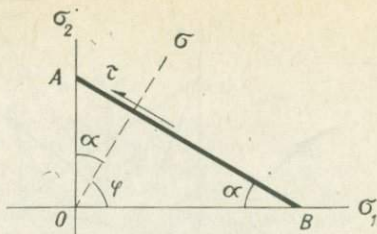


Рис. А-3. Скальвающий и нормальный компоненты, действующие на плоскость AB , расположенную под углом α к направлению максимального основного напряжения.

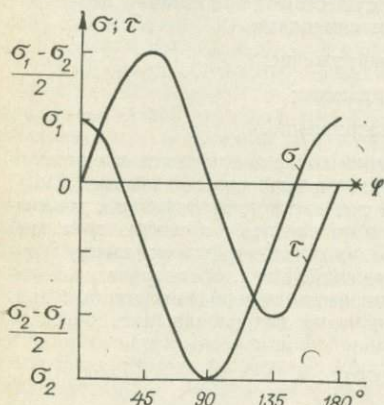


Рис. А-4. Изменения нормального σ и скальвающего τ напряжений в зависимости от угла φ [Ramsay, 1967].

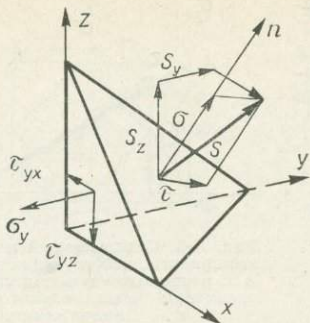


Рис. А-5. Компоненты напряжений, действующих на тетраэдр, расположенный диагонально по отношению к произвольно ориентированной системе координат xyz [Nádai, 1950].

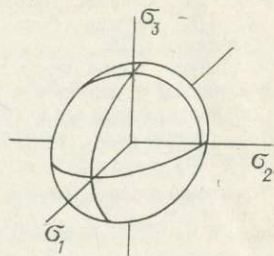


Рис. А-6. Эллипсоид напряжений с основными осями напряжений.

$= 2\tau$ (и эта величина должна равняться нулю при максимуме или минимуме нормальных напряжений).

Заключаем отсюда, что скальвающие напряжения равны нулю на тех плоскостях, для которых нормальные к ним напряжения принимают максимальные или минимальные значения. Положение таких плоскостей находится путем решения уравнения (А-3). Нормальное напряжение будет максимальным или минимальным, когда φ удовлетворяет равенству [Jaeger, 1969].

$$\operatorname{tg} 2\varphi = 2\tau_{xy}/(\sigma_x - \sigma_y).$$

Это равенство дает два угла, два взаимно перпендикулярных направления, в одном из которых нормальное напряжение является максимальным, в другом — минимальным при нулевом скальвающем напряжении поперек каждого из них. Оба направления (одно, отвечающее максимальному, другое — минимальному нормальному напряжению при нулевых скальвающих) называются основными осями напряжения, а действующие в этих направлениях напряжения — основными напряжениями.

Трехмерные поля напряжений

В плоском поле напряжений одна основная ось отвечает его максимуму, другая — минимуму; в трехмерном же случае можно показать, что существуют три взаимно перпендикулярные оси напряжений, обозначаемые следующими символами:

δ^1 — максимальное основное напряжение;

δ^2 — среднее основное напряжение;

δ^3 — минимальное основное напряжение.

Простейший способ охарактеризовать поле в данной точке заключается в описании основных напряжений, действующих на эту точку, как это и было сделано Надаи [Nádai, 1950]. Вместо треугольника, применяемого на плоской схеме, строится тетраэдр и доказывается, что условия напряжений в его пределах можно определить с помощью трех осей напряжений (рис. А-5). Уравнение, связывающее эти напряжения, графически выражается эллипсоидом, получившим название эллипсоида напряжений. Итак, трехмерное поле напряжений в данной точке можно определить через три взаимно перпендикулярных нормальных напряжения, соотносящихся друг с другом, как оси эллипсоида (рис. А-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jaeger J. C., 1969. Elasticity, fracture and flow. London, Methuen.
2. Nádai A., 1950. Theory of flow and fracture of solids. New York, McGraw-Hill.
3. Ramsay J. G., 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б
СТРУКТУРНАЯ СИМВОЛИКА

Применение символов, обозначающих расположение данного структурного элемента и его соотношения с другими частями структуры, во многих случаях облегчает тектоническое описание деформированных горных пород. Особенно широкое применение символика находит в микроструктурном анализе и в случае наложения нескольких генераций тектонических структур. В целом символы приложимы к любой линейной или плоской структуре, но, к сожалению, некоторые из них имеют не единственную привязку. В идеале их следовало бы применять в чисто описательном смысле, но иногда принято думать, что некоторые линии и плоскости определенным образом характеризуют сами деформирующие движения, и поэтому та же символика служит для обозначения динамической схемы. Различные варианты структурной символика в историческом аспекте обрисованы Клоосом [Cloos, 1946]. Среди наиболее употребительных выделяются символы, предложенные Зандером [Sander, 1926, 1930].

Символика Зандера

1. *s*-поверхность. Плоскостная структура (любая механически неоднородная плоскость). Чисто описательный термин, не имеющий генетического смысла. Его можно применять к плоскостям напластования, отдельным элементам косой слоистости, листоватости, сланцеватости, полосчатости, кливажа, отдельности и т. д. Если изучаемый объект содержит не одну плоскостную структуру, различные *s*-поверхности обозначаются $s_1, s_2, s_3, \dots, s_n$ в порядке их формирования.
2. Оси координат *b, a, c*. Три взаимно перпендикулярные оси, определяемые следующим образом:
 - b* — направление, в котором ориентированы наиболее четко выраженные оси складок;
 - a* — направление, перпендикулярное к оси *b* в плоскости движения (тектонического перемещения) материала; в случае сланцеватости эта ось расположена в *s*-плоскостях (наглядно представляется как направление максимального растяжения куска глины, зажатого в тиски);
 - c* — направление, перпендикулярное к плоскости *ab*.
3. *B*. Символ применяется для обозначения оси складки, задокументированной на участке, где устанавливается тождество $B=b$.
4. β . Символизирует линию, построенную пересечением двух плоскостей. Например, в случае цилиндрической складчатости такие линии, образованные пересечением плоскостей, касательных к напластованию, параллельны осям складок. Касательные плоскости отвечают простиранию и падению по измерениям на крыльях складок.
5. π . Символ обозначает полюс круга π на стереографической проекции.
6. Круг π . Окружность или дуга, получаемая на стереографической проекции при отображении на ней руды полюсов. При большом числе измерений положения плоскостей напластования в складчатой толще полюсы отображаются большими кругами в случае цилиндрической складчатости и малыми кругами — в случае конической складчатости.
7. Линейность. Символ *b* первоначально употреблялся Зандером для обозначений линейности. Действительно, во многих случаях линейность формируется параллельно осям складок, но поскольку в некоторых случаях такой параллельности не наблюдается, целесообразно последовать предложению Клооса и обозначать линейность символом *L*. При нескольких направлениях линейности они обозначаются L_1, L_2, L_3 и т. д. Линейные элементы структуры возникают самыми разными путями. Течение вещества в изверженных горных породах обычно приводит к образованию линейности, параллельной направлению течения или перпендикулярной к нему. Линейность проявляется также в осях складок, и чем больше образуется мелких складок с параллельными осями, тем отчетливее она выражена. Возникает линейность и при пересечении напластования с кливажем, листоватостью или трещиноватостью, т. е. в более общем выражении — при пересечении любых двух *s*-поверхностей. Зеркала скольжения, минералы, ориентированные по их удлинению, о плавленные кристаллы также образуют различные виды линейности.

Применение символов согласно Тернеру и Вейсу

Широко применяются правила, предложенные Тернером и Вейсом [Turner, Weiss, 1963] для пользования обозначениями a , b , и c . Буквами a , b и c обозначаются ортогональные оси микроструктуры, которые можно выбрать только в тех микроструктурах, которые хотя бы частично являются однородными. В качестве чисто описательных символов эти обозначения применяются в соответствии со следующими правилами.

1. В микроструктурах с преобладанием ясно выраженных элементов s (s — плоскости ab) любая выдержанная линейность в s называется b -линейностью.

2. В микроструктурах с двумя и более пересекающимися плоскостными элементами и общей осью их пересечения наиболее четко выраженный плоскостной элемент называется a -структурой, причем оси пересечения отвечает символ b .

3. В микроструктурах с двумя и более пересекающимися плоскостными элементами, но когда их пересечения не имеют общей оси, наиболее четко выраженный плоскостной элемент называется ab -структурой, а второй по проявленности плоскостной элемент обозначается буквой b .

4. В микроструктурах с преобладанием резкой линейности она называется b -линейностью.

К сожалению, даже такое применение символики содержит некоторую долю субъективизма, так как наблюдателю надлежит решать, какой из двух плоскостных структурных элементов выражен более четко.

Описывая с помощью осей a , b , и c кинематику (или картину тектонических движений), Тернер и Вейс ограничивают применение этих символов микроструктурами с моноклинной симметрией и структурами, которые можно представить через параметры скольжения по четко выраженному структурному нарушению сплошности (как в случае разлистования или кливажа).

Тогда:

a — направление скольжения;

b — перпендикуляр к направлению a , лежащий в плоскости скольжения;

c — перпендикуляр к плоскости ab ;

ab — плоскость скольжения;

ac — плоскость деформации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cloos E., 1946. Lineation, a critical review and annotated bibliography. — Geol. Soc. America Mem., 18.
2. Sander B., 1926. Zur petrographisch-tektonischen Analyse. III. — Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria). 76.
3. Sander B., 1930. Gefügekunde der Gesteine, Vienna.
4. Turner F. J., Weiss L. E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора перевода	5
Предисловие	7
1. Введение	9
2. Нетектонические структурные элементы	14
3. Понятия напряжения и деформации	30
4. Экспериментальное изучение деформации горных пород	56
5. Хрупкое разрушение пород	89
6. Метеоритно-ударные образования	119
7. Сбросы — общие положения	124
8. Пологое надвигание и гравитационное скольжение	142
9. Крутопадающие разрывные нарушения — нормальные сбросы и взбросы	167
10. Сбросы со смещением по простиранью, сдвиги	181
11. Геометрия складок	197
12. Мезоскопические структуры, обычно ассоциирующие со складчатыми породами	228
13. Складчатость в теории и эксперименте	249
14. Крупномасштабные складки и складчатые системы	268
15. Диapiroны и соляные купола	288
16. Крупные структурные элементы литосферы	306
17. Глобальная тектоника	324
Приложение А. Теория полей напряжений	361
Приложение Б. Структурная символика	365

Эдгар Уинстон Спенсер

ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ ГЕОЛОГИЮ

Редактор издательства Л. А. Рейхерт
Переплет художника А. И. Бородина
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректор В. Н. Малахова

ИБИ № 3990

Сдано в набор 18.03.81. Подписано в печать 11.06.81. Формат 70×90^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 26,91.
Усл. кр.-отг. 27,13. Уч.-изд. л. 28,8. Тираж 4000 экз. Заказ № 500/560.

Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.

193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 ордена Трудового Красного Знамени

Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой

Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР

по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

193144, г. Ленинград, ул. Моисеенко, 10.

2р. 40к.

3712

из России

НЕДРА