Н. И. Николаев

Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР

Госгеолтехиздат

Н. И. НИКОЛАЕВ

НЕОТЕКТОНИКА И ЕЕ ВЫРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ И РЕЛЬЕФЕ ТЕРРИТОРИИ СССР

(ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ НЕОТЕКТОНИКИ)

53366

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962



ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1949 г. вышла книга автора «Новейшая тектоника СССР», в которой подводились итоги в отношении методов выявления новейшей тектоники и была дана первая региональная сводка по данному вопросу для территории СССР. За последующие 12 лет научная литература обогатилась значительным количеством частных и общих исследований. Сам автор, совместно с В. И. Бабаком, продолжал разрабатывать методику составления неотектонических карт и осваивать конкретный фактический материал по неотектонике СССР. Огромным стимулом, активизировавшим работу по изучению неотектоники нашей страны, явилось составление карты новейшей тектоники СССР (1960 г.) при участии большого коллектива геологов, геофизиков, географов и других специалистов.

В процессе работы над картой выяснились различные точки зрения по самым принципиальным вопросам геологии. Обсуждение их в коллективе составителей позволило прийти к более или менее однозначному решению вопросов, необходимых для составления самой карты. Однако существо многих вопросов продолжает оставаться спорным.

Все это побудило автора продолжить разработку теоретических вопросов неотектоники и изложить свои представления, так как первая проделанная в упомянутой книге сводка (Николаев, 1949) перестала соответствовать уровню наших знаний, а методика выявления и изображения неотектоники значительно продвинулась вперед.

В предлагаемой книге рассматриваются типы тектонических движений и дается их новая классификация; кратко рассматриваются методы выявления неотектоники, природа и особенности неотектонических движений, дается методика составления неотектонических карт; впервые рассматривается систематика новейших структурных форм. Основное содержание книги посвящено систематическому описанию наиболее крупных неотектонических структурных форм и связанных с ними форм рельефа на территории СССР. Как вывод из регионального описания рассматриваются общие закономерности проявления неотектонических процессов и формирования крупных черт рельефа поверхности Земли. Значительное внимание уделено приложению полученных данных к решению главнейших проблем теоретической геологии и практических задач, связанных с поисками минерального сырья и строительством.

Работа имеет не только тектонический, но и геоморфологический уклон, что целиком отвечает научным интересам автора. В настоящее время среди французских, немецких и английских исследователей наметилась тенденция особо выделять разделы: «Климатическая геоморфология» и «Структурная геоморфология» (J. Tricart, A. Cailleux, A. Cholley и др.). К их взглядам присоединяются и некоторые советские исследователи (Герасимов, 1959; Мещеряков, 1960 и др.).

«Климатическая геоморфология» имеет целью выяснение особенностей комплекса экзогенных процессов, воздействующих

на рельеф в различных физико-географических зонах, и изучение связанных с ними форм рельефа, обусловленных различными экзогенными факторами и подчиненных законам климатической зональности. «Структурная геоморфология» занимается анализом элементов рельефа, обусловленных главным образом тектоническим (эндогенным) фактором.

В связи с этим может возникнуть вопрос, не аналогична ли неотектоника по содержанию и задачам структурной геоморфологии?

Изучение форм современной орографии, обусловленных тектоническими структурами, проводилось многими как русскими, так и зарубежными исследователями. Одним из первых исследователей, выделившим различные формы проявления тектонических структур в современной орографии горных стран, был Э. Зюсс (1908), в равнинных и горных областях — В. Тейссейр (1893), впервые предложивший термин «оротектоника», хотя и до них аналогичные мысли высказывались неоднократно, но они не получили должного обобщения. Позже этот термин прямо или с некоторыми изменениями (тектоорогения и др.) был использован рядом советских исследователей (Попов, 1938; Бондарчук, 1946; Геренчук, 1960 и др.). Много лет назад Б. Л. Личков (1948) это направление предложил называть «геоморфотектоникой». А недавно появился новый термин «тектономорфология» (Каттерфельд, 1958), аналогичный указанному, но противоположный по подходу к изучаемым явлениям. Одновременно появился и термин «неотектоника», которую В. А. Обручев (1948) предложил рассматривать как учение о новейших структурах, выраженных в рельефе.

Автор всегда считал, что было бы методически совершенно неправильным в геоморфологии выделять два направления — «климатическое» и «структурное» — и считать их главнейшими разделами этой науки. Рельеф — предмет изучения геоморфологии — всегда является результатом взаимодействия как внешних, так и внутренних факторов, проявляющихся одновременно. Поэтому и выделяемые указанные разделы выглядели бы ограниченными и не точно раскрывающими сущность явлений. Оба вопроса составляют главное содержание «общей геоморфологии», задачи которой сформулированы мной в специальной работе (Николаев, 1961).

Нельзя не отметить близость вопросов, рассматриваемых структурной геоморфологией, оротектоникой, геоморфотектоникой, тектономорфологией с содержанием неотектоники. Они имеют одни и те же или близкие объекты и методы исследования.

В зарубежной геоморфологии, откуда и пришло к нам представление о структурной геоморфологии, это направление развивается с недостаточным учетом тектонических закономерностей, а развитие форм рельефа часто рассматривается в отрыве от эволюции самих геологических структур. Этим грешат и некоторые отечественные работы. Более полно, а именно, в разрезе развития структурных форм и отображения их в рельефе, эти вопросы рассматриваются и за рубежом в направлении, которое именуется «живая тектоника», и у нас в разделе геологии, называемом неотектоникой. В последнее время с таких позиций, на основе очень подробного изучения новейшей тектоники и развития геосинклинальных и платформенных областей, рассматривается происхождение и развитие основных структурно-тектонических элементов земной коры.

Вопросы неотектоники получили широкое и оригинальное освещение в работах В. А. Обручева, С. С. Шульца, В. Е. Хаина, И. П. Герасимова, К. К. Маркова, В. И. Попова, Н. В. Думитрашко, К. И. Геренчука, Н. А. Флоренсова, Ю. А. Скворцова, Ю. А. Мещерякова, Г. Ф. Лунгерсгаузена, Е. Е. Милановского, Д. А. Рыжкова, Г. И. Раскатова, В. И. Бабака, А. П. Рождественского, автора настоящей

работы и др. Разработка этих вопросов лежит в основе понимания геоморфологии.

Данная книга, хотя и не является курсом геоморфологии, содержит наиболее полное систематическое изложение вопросов, объединяемых понятием «структурная геоморфология», и может служить учебным пособием по этой теме.

Автор считает, что книга будет полезной и нужной для высшей школы, где знание достижений неотектоники необходимо для геологов, геофизиков, географов, биологов и геодезистов. Значение неотектоники в системе геолого-географических знаний неуклонно растет. Беспрерывным потоком поступают все новые и новые факты. Обобщение их автор считает необходимым и своевременным.

Особое значение рассматриваемая работа приобретает в связи с решением Министерства геологии и охраны недр СССР о введении в комплекс карт по государственному картированию специальной геоморфологической карты. Понимание геоморфологии отдельных районов территории СССР невозможно без знания проявлений новейших тектонических движений и их отражения в рельефе.

Приводимое ниже описание неотектоники (по регионам) и карта новейшей тектоники СССР (1960 г.) дают общую картину географии новейших тектонических движений, их количественную оценку и тем самым облегчают понимание неотектоники каждого отдельного района. Таким образом, предлагаемая книга должна найти широкое применение среди геологов-съемщиков и геоморфологов.

Автор сознает, что его работа имеет ряд недочетов. Прежде всего это объясняется обширностью, разносторонностью темы и крайней сжатостью изложения. Несмотря на систематическую работу над данной темой на протяжении двадцати лет, охватить колоссальный фактический материал с одинаковой полнотой оказалось невозможным.

Анализ материала по неотектонике, частично изложенный в данной монографии, послужил основой для некоторых теоретических выводов, сформулированных в разных главах работы. Они касаются наиболее трудных вопросов геологии и геоморфологии (главы 2, 6, 7, 10 и др.). Сложность затрагиваемых проблем, методические трудности, часто ограниченность фактических данных заставляют говорить, что не все высказываемые положения одинаково обоснованы. Некоторые из них имеют предварительный характер и нуждаются в проверке и уточнении.

При написании книги была использована новейшая литература по рассматриваемым вопросам. В последние годы автор обменивался мнениями с рядом исследователей, занимавшихся вопросами неотектоники. Это — Л. Б. Аристархова, Б. Л. Афанасьев, В. И. Бабак, Н. А. Беляевский, А. А. Богданов, М. П. Брицина, Б. П. Высоцкий, И. П. Герасимов, М. В. Гзовский, Г. П. Горшков, В. К. Гуделис, А. Г. Доскач, Н. В. Думитрашко, О. В. Кошменская, Д. С. Кизевальтер, Н. Н. Костенко, Н. П. Костенко, В. Н. Крестников, П. Н. Кропоткин, В. В. Ламакин, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Ю. Д. Маргоретова, Ю. А. Мещеряков, Е. Е. Милановский, В. П. Мирошниченко, А. Е. Михайлов, М. В. Муратов, В. Н. Павлинов, В. В. Попов, К. К. Орвику, О. А. Раковец, Г. И. Рассказов, Д. П. Резвой, Г. Н. Родзянко, А. П. Рождественский, А. А. Рыжова, А. Е. Святловский, Н. И. Соколов, Д. С. Соколов, И. Л. Соколовский, Е. Н. Спрингис, С. А. Стрелков, В. П. Трифонов, В. Е. Хаин, Ю. Ф. Чемеков, Н. С. Шатский, С. С. Шульц, А. Ф. Якушева, А. Л. Яншин. Большинство из перечисленных лиц входило в коллектив составителей карты новейшей тектоники СССР (1960). Их мнение по разным вопросам, выраженное устно или письменно, в той или иной мере учтены автором.

При написании данной книги автор имел в виду специалистов, студентов и огромный коллектив производственных работников — геологов, геофизиков и географов, работающих в разных уголках нашей Родины.

В конце книги приводится достаточно большой, но далеко не исчерпывающий список литературы. За время печатания монографии появилось много новых работ, освещающих затрагиваемые вопросы. К сожалению, по не зависящим от автора техническим затруднениям, их невозможно было включить в данную сводку. Вместе с тем многие высказываемые в них положения подтверждаются и новыми данными. Приводимая библиография является указателем на фактический материал, который в тексте книги ограничивается минимумом. Только при таком сжатом изложении наиболее четко должны выявиться главнейшие закономерности отображения неотектоники в структуре и рельефе территории СССР.

Автор будет удовлетворен, если выполненная им работа послужит основой для дальнейшей разработки затронутых вопросов региональной и теоретической неотектоники другими исследователями и будет предметом обсуждения среди специалистов разных направлений. Это позволит устранить ее ошибки и недостатки.

Необходимым пособием для чтения книги должны быть Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1960 г.) и Карта тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского (1957 г.).

Первым читателям этой книги — В. И. Бабаку и особенно официальному оппоненту В. Е. Хаину — автор приносит свою глубокую благодарность; по их рекомендации в работу внесен ряд уточнений и дополнений.

Автор также выражает большую благодарность своим сотрудникам П. А. Беспрозванному, Г. А. Шенкаревой и В. П. Феликсу за помощь в составлении указателей к данной книге.

Москва, март 1961 г.

ВВЕДЕНИЕ

ИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ НЕОТЕКТОНИКИ

Совсем недавно среди геологов СССР и других стран было распространено мнение, что в новейшее геологическое время не происходило сколько-нибудь значительных тектонических нарушений и движений земной коры. Если они и проявлялись, то на ограниченных участках; в большинстве же случаев масштаб их казался настолько незначительным, что не заслуживал особого внимания. Вместе с тем отдельные факты, указывающие на современные и новейшие проявления тектонических движений, были известны очень давно. В нашей стране они описывались многочисленными исследователями еще со времени М. В. Ломоносова, когда зародилось учение о новейших движениях земной коры, позднее развитое в работах Н. А. Головкинского, А. П. Карпинского, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. П. Павлова, А. Д. Архангельского и других авторов. В Европе эти движения были известны со времен Леопольда фон Буха и установлены в пределах Норвегии, Швеции, Финляндии и Северо-Запада России. Они были зафиксированы также в пределах альпийской складчатой зоны, проходящей через всю Европу, включая и Европейскую часть СССР.

Классической страной для изучения новейших тектонических движений издавна считается территория Скандинавии (Николаев, 1948), где в 1731 г. Шведской академией наук была заложена первая марка для наблюдения над уровнем стояния моря. Эти наблюдения позволили установить и скорость поднятия суши (Gavelin, 1930). В тридцатых годах XVIII столетия упсальский профессор Цельсий и знаменитый ботаник Линней провели исследования по побережью Швеции специально для того, чтобы собрать материал о колебании уровня моря. Они установили, что уровень Балтийского моря понижается на 4—5 футов (120—150 *см*) в столетие, и объяснили это уменьшением количества воды за счет испарения и потребления растениями.

Позже, в 1765 г., О. Руneберг (O. Runeberg, 1765) перемещения береговой линии связывал с медленным непрерывным поднятием земной коры. Эта точка зрения, которая несколько ранее высказывалась и М. В. Ломоносовым, вытеснила прежние представления об обмелении Балтийского моря (Урбах Хьярис, 1702) и теорию Цельсия. Значительно позднее к этой точке зрения примкнули Плейфер и Леопольд фон Бух (1802). Последний, как указывал в 1835 г. Ч. Лайелль, на основании личных исследований высказался в пользу идеи поднятия земной коры в Скандинавии.

После установления материкового оледенения (Agassiz, 1837 и др.) и с началом исследований ледниковых отложений Скандинавии (1840 г.) возникли мысли о связи вертикальных движений земной коры и перемещений береговых линий с оледенениями. Макларен (1842) было показано, что большие оледенения влияют на водный баланс Земли

и на колебания уровня моря, связанные с концентрацией воды в ледниках и последующим ее возвратом в океан в межледниковые эпохи. Наиболее определенно эту мысль изложил в 1882 г. Т. Джемсон. Позже она положительно была воспринята русскими и зарубежными геологами. Тем не менее в течение длительного времени существовали две диаметрально противоположные точки зрения. Одна из них связывала наблюдаемые изменения береговой линии с эвстатическим колебанием уровня моря, другая исходила из движений земной коры (Renquist, 1948 г.). Первая точка зрения была поддержана Э. Зюссом (1888), который связывал перемещение береговой линии с климатическими и гидрохимическими факторами, категорически отвергая поднятия земной коры.

Как известно, Брюкнер, А. Пенк, Зигер и многие другие авторы отвергли наличие климатических изменений, которые могли бы оправдать взгляды Э. Зюсса. Исследования, произведенные А. Валленом и другими, показали, что вековое понижение уровня озер Швеции лишь отчасти может объясняться климатическими факторами. То же самое было отмечено и на озерах территории СССР в пределах Карелии и Кольского полуострова (Верещагин, 1926, 1931 и др.). Воззрения Э. Зюсса были окончательно опровергнуты исследованиями де Геера, Рамсея, Соурамо, Таннера (1930) и многими др.

Новейшие проявления тектонических движений отмечались многочисленными исследователями Тянь-Шаня, Алтая и других районов. Однако только в двадцатых годах нашего века начали появляться отдельные работы, в которых отводилась важная роль новейшим движениям. В работах В. А. Обручева по Калбинскому хребту, Алтаю и Прибайкалью (1912—1922) были обобщены многочисленные факты и поставлена задача изучения новейшей тектонической активности земной коры, характернейшей особенностью которой явилось отражение движений в формах рельефа. Аналогичное значение в Германии сыграла обобщающая работа В. Пенка (1924).

С момента появления упомянутых работ прошло 20—30 лет, прежде чем был нащупан и сформулирован метод исследования новейших движений, сознательное применение которого позволило показать новые качественные особенности проявлений жизни земной коры, объяснить и правильно понять многие факты. Это оказалось возможным только после накопления фактического материала и развития таких дисциплин как стратиграфия новейших отложений, тектоника, геоморфология, топография, океанология и др. Практически только тогда, когда были разработаны основы стратиграфии неоген-антропогеновых отложений (представленных преимущественно сложными континентальными образованиями, требующими специального подхода к их изучению), когда появились хорошие топографические карты и были сформулированы основные положения геоморфологии, стал понятен механизм и ход многих денудационных процессов и процессов выветривания, возникла возможность разработки метода исследования новейших движений. Применение его в практической работе дало нескончаемый поток нового фактического материала. Появились частные обобщения и региональные сводки. К концу же тридцатых годов XX столетия многими исследователями в СССР, а также и за рубежом, была осознана ошибочность прежних общепринятых представлений о новейшем времени, как времени тектонического покоя и была доказана широкая распространенность новейших тектонических движений.

В 1936 г. в Вене на III Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода советскими геологами было показано, что в системе альпийской складчатости эти движения «выразились в орогенезе, дислокациях» (Мирчинк, 1936_1). На платформах и в областях герцинских тектонических сооружений с этим временем

совпадает усиление эпейрогенических движений, проявившихся в соответствии с геологической структурой разных участков.

Независимо от советских исследователей Г. Штилле (H. Stille, 1936) также отметил усиление тектонической активности земли. Это позволило ему говорить, что мы живем не в неорогеническом интервале времени, а в заключительную стадию орогенического периода. Более подробно этот вопрос был рассмотрен им позднее (H. Stille, 1955).

К этому же времени относится появление термина «новейшая тектоника», предложенного С. С. Шульцем в 1937 г. для Тянь-Шаня. По его представлениям, это — «те тектонические процессы, которыми создан в основных чертах его (Тянь-Шаня, — *Н. Н.*) современный рельеф». Отрезок времени, который охватывался термином «новейшая тектоника», не вполне соответствовал ранее предложенным понятиям «юные», «молодые» движения и «юная», «молодая» тектоника, использовавшимся В. А. Обручевым (см. ранее упомянутые работы, а также 1936, 1953). Позже, в результате работ В. А. Обручева, С. С. Шульца (1948, 1955, $1958_{1, 2, 3}$ и др.) и автора (1947, 1949, $1950_{1, 2}$, 1952_2, $1954_{1, 3}$ и др.) термин «новейшая тектоника» в уточненном понимании приобрел более широкое значение.

В 1947 г. автором была показана повсеместность проявления новейших и современных тектонических движений, которые ранее связывались только с отдельными участками. Позже этот вывод повторили Е. Вегманн (1957) и Хуан Цзи-цин (Труды первого совещания по неотектонике Китая, 1960).

Многие исследователи отмечали широкое развитие процессов горообразования в плейстоцене (H. Stille, 1943, 1955 и др.), а некоторые каждую горную цепь рассматривали, как ныне поднимающуюся систему складок (W. Penck, 1924; Ж. Буркар, 1955).

В работах многочисленных исследователей отмечалось, что новейшие движения широко отразились на всех сторонах жизни земной коры, в том числе на развитии рельефа. Было уточнено понимание задач неотектоники. Но эти представления, хотя и развивались большой группой исследователей, не были приняты сразу. Геологи, и главным образом географы, отрицали их, предпочитая многие факты (особенно в районах равнинных платформенных областей) объяснять проявлением внешних геологических процессов в условиях неподвижной, незыблемой земной коры.

В 1948 г. на конференции Московского общества испытателей природы В. А. Обручев предложил выделить новый раздел, новую главу геологии — неотектонику. Под неотектоникой он понимал учение о структурах земной коры, «созданных при самых молодых ее движениях, происходивших в конце третичного и в первой половине четвертичного периода», имеющих «существенное значение в формировании современного рельефа земной поверхности». Тогда же В. А. Обручев предложил рассматривать проявление этих движений отдельно от альпийского цикла тектогенеза. Его идеи впоследствии были развиты, уточнены и было предложено выделить новый, самый молодой — неотектонический этап развития земной коры (Николаев, 1950_1, 1952_2, 1954_1 и др.; Хаин и Милановский, 1956).

Неотектоника, или новейшая тектоника, как новый отдел геологической науки теснейшим образом связана с тектоникой, геоморфологией, геофизикой, вулканологией и другими ее разделами, а также с другими науками — геодезией, географией, биогеографией, геоботаникой, почвоведением и т. п. Именно поэтому в последние годы вопросам новейшей тектоники посвящается огромное количество научных работ. Без рассмотрения новейшей тектоники не обходится ни одно региональное геологическое или геоморфологическое исследование. Интерес к ней все более и более возрастает.

При Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA) была организована комиссия по эпейрогеническим движениям. Первый пленум этой комиссии состоялся 6—9 марта 1936 г. в Ленинграде. Было заслушано большое количество докладов, освещающих преимущественно региональные вопросы, в которых указывалось на широкое распространение этих движений (Л. А. Варданянц, М. М. Жуков, М. А. Лаврова, Г. Ф. Мирчинк, В. П. Нехорошев, Н. И. Николаев, С. С. Шульц и др. — «Труды Советской секции МАИЧП», 1939).

В 1946 г. состоялась конференция, организованная Сейсмологическим институтом АН СССР совместно с Центральным научно-исследовательским институтом геодезии, аэросъемки и картографии (ЦНИИГАиК). На ней были подведены итоги различных воззрений на характер и закономерности колебательных движений как древних (В. В. Белоусов, Н. С. Шатский), так и новейших (Н. И. Николаев); были констатированы значительные успехи в изучении новейших движений и деформаций земной коры методами геологии и геоморфологии (В. П. Зенкович, К. К. Марков и др., а также отмечена недостаточная увязка по вопросам изучения новейших движений между науками геологической, геофизической и астрономо-геодезической (доклады А. Н. Заварицкого, В. Ф. Бончковского, Г. П. Горшкова, А. Я. Орлова, В. П. Щеглова, В. В. Данилова, В. А. Магницкого, Е. Ф. Саваренского и др.).

В 1948 г. аналогичное совещание было организовано Географической секцией Московского общества испытателей природы, на котором, помимо подведения итогов изучения новейших движений советскими учеными, в многочисленных докладах были отмечены факты и выводы из цикла биологических наук. Было также отмечено, что происхождение и развитие ландшафтов тесно связано с историей, формой и интенсивностью движений земной коры, особенно новейших, и их изучение имеет значение не только для геологии, геофизики, геодезии и других наук, но представляет широкий общегеографический интерес (В. Ф. Бончковский, В. В. Белоусов, С. В. Обручев, Н. И. Николаев, К. К. Марков, С. С. Соболев, Н. Н. Лазаренко, Ю. В. Филиппов, В. И. Громов, В. А. Сельский, Г. П. Горшков, Ю. Д. Буланже, Б. Л. Личков, В. Н. Сукачев, В. Б. Сочава, Г. У. Линдберг, В. В. Бунак, В. В. Ламакин и др.).

В докладе В. А. Обручева было указано, что новейшие тектонические движения очень распространенное явление. Именно тогда В. А. Обручев предложил произвольно употреблявшиеся термины «новые», «новейшие», «молодые движения», «современные движения», «новейшие тектонические движения», «новейшая тектоника» и т. д. заменить новым термином «неотектоника», который более соответствует сущности данного геологического явления.

На этом же совещании были продемонстрированы впервые составленные карты новейшей тектоники Европейской части СССР в масштабе 1 : 10 000 000 и территории СССР в масштабе 1 : 15 000 000 (Николаев, $1947_{5, 6}$, 1948_{2}).

В 1959 г. состоялась вторая конференция, организованная Географической секцией Московского общества испытателей природы. Сделанные М. В. Гзовским, Г. Ф. Лунгерсгаузеном, Ю. А. Мещеряковым, Ю. Ф. Чемековым, В. К. Гуделисом, С. А. Стрелковым, Е. П. Денисовым, Р. И. Никоновой, Н. И. Николаевым и другими геологами доклады касались главным образом вопросов региональной неотектоники и методики ее изучения.

В январе 1958 г. Академией наук СССР при отделении геолого-географических наук была организована комиссия по изучению современных тектонических движений под председательством И. П. Гераси-

мова. На первом совещании комиссии (Сетунская, 1958) указывалось на необходимость составления коллективного труда — монографии «Современные тектонические движения на территории СССР», и была намечена программа дальнейших научных исследований по этой проблеме, обнимающая геолого-геоморфологические, геодезические и уровнемерные исследования. Для руководства этими исследованиями был создан координационный комитет под председательством И. П. Герасимова.

В феврале 1959 г. состоялось второе заседание этой же комиссии (Сетунская, 1959), на котором были сделаны многочисленные доклады (И. П. Герасимовым, М. И. Синягиной, Г. А. Желниным, А. К. Левневым, Л. П. Орленко, А. Т. Донабедовым, Г. А. Коньковым, Ю. А. Мещеряковым, Н. И. Николаевым и др.) о результатах работы по геодезическим, уровнемерным, геолого-геоморфологическим наблюдениям. Обсуждались на этом заседании и общие вопросы закономерностей проявления современных тектонических движений, их связи с гравиметрическими данными.

Широкий интерес со стороны различных специалистов к изучению неотектоники, имеющему большое практическое значение, привел к организации комиссий по координации геоморфологических и неотектонических исследований. Такая комиссия была создана при Башкирском филиале АН СССР по Уралу и Поволжью. Ее совещание состоялось в 1959 г. («Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Тр. Уфимского совещ. 20—22 мая 1959 г. Изд. Башк. ФАН СССР, 1960 г.).

Вторая комиссия была создана при Академии наук Эст. ССР по районам Прибалтики. В марте 1960 г. в Таллине состоялось совещание, на котором в многочисленных докладах (Л. П. Озол, Г. А. Абербер, В. К. Гуделис, К. К. Марков, Е. Н. Спрингис, А. П. Инданс, М. И. Ковалевский, К. К. Орвику, Г. А. Желанин, А. К. Режинскас, Б. Н. Можаев и др.) были освещены вопросы неотектоники в Прибалтике, некоторые теоретические вопросы и методика изучения современных и новейших тектонических движений («Неотектонические движения в Прибалтике». Матер. совещ. Изд. АН Эст. ССР, 1960). Количество сторонников этого направления с каждым годом все увеличивается как в Советском Союзе, так и за рубежом. Неотектоникой занимаются во всех странах мира, ей посвящаются специальные научные сессии в Голландии (1953 г.)* и Западной Германии (1954 г.)**. Много внимания этим вопросам уделяется в Японии, Швеции и в других странах. Современные и новейшие тектонические движения рассматриваются международными организациями: Геодезическим и Географическим союзом, Географическим Конгрессом и Международной Ассоциацией по изучению четвертичного периода, при которой создана постоянная комиссия по неотектонике. Особой популярностью изучение новейшей тектоники пользуется в Китайской Народной Республике. В Пекине в 1956 и 1957 гг. уже состоялись специальные сессии, посвященные этому вопросу («Труды совещания», 1960).

Следует заметить, что в СССР и за рубежом возросло внимание к вопросам новейшей тектоники вследствие постановки исследований для разрешения проблем сейсмотектоники и изучения землетрясений.

В настоящее время широко признается, что: 1) изучение неотектоники необходимо для более правильного понимания тектонических процессов, происходивших в геологическом прошлом; 2) в тектонике необходимо применять метод актуализма, являющийся одним из основ-

---

* Geologie en Mynbouw, № 8, 1954.

** Geologische Rundschau, № 1, 1955. См. также сборник «Живая тектоника». Изд-во Иностр. лит., 1957.

ных методологических принципов современной геологии; 3) новейшая тектоника и характер ее проявления объясняют все особенности строения и развития рельефа суши, а также основные черты рельефа океанического и морского дна. Неотектоника является основой геоморфологии, так как правильно понять различные формы рельефа и коррелятивные им рыхлые отложения, их особенности, строение, распределение в пространстве можно только при выявлении связи этих форм и отложений со структурными элементами. Неотектоника является «душой» геоморфологии (Флоренсов, 1959).

Таким образом, за последние 20 лет геологическая наука в СССР обогатилась новыми методами исследования природных объектов, родился новый раздел геологии — неотектоника, уже давший ряд обобщений и заставивший по-новому оценить многочисленные факты. Неотектоника имеет огромное значение для понимания многих явлений природы, наших теоретических представлений о развитии земной коры. Быстро развиваясь, неотектоника дает в руки исследователей новые способы овладения природой, новый плодотворный метод ее познания.

ИЗУЧЕННОСТЬ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Изученность территории СССР и сопредельных стран с точки зрения проявления новейшей тектоники очень неравномерна. Данные по новейшей тектонике имеются почти в каждом региональном геологическом исследовании. Однако совершенно невозможно перечислять все работы, в той или иной мере затрагивающие проблему новейшей тектоники, и тем более перечислить все имена исследователей, с которыми связано познание новейших тектонических движений*.

Степень изученности новейшей тектоники на территории СССР определяется общей ее геологической изученностью, в частности, новейших отложений, рельефа и его развития, тектонической структуры. С этой точки зрения территория СССР изучена неравномерно. По западной ее половине имеется значительно больше материала, чем по восточной. Это нашло свое отражение и в работах по неотектонике. Большое число первых работ по территории Европейской части СССР касалось главным образом констатации движений в том или ином районе, выявления их направленности, распределения в пространстве, оценки сравнительной интенсивности и отчасти генезиса.

Один из первых синтезов характера новейших движений Европейской России был предложен А. П. Карпинским (1887, 1894, 1947). Впервые применяя палеогеографический метод, А. П. Карпинский указал на последовательные колебания земной коры. Он отметил, что медленные волнообразные колебания (прогибания), имевшие в третичное время преимущественно широтную ориентировку, в плейстоцене сменились некоторым прогибанием меридионального направления, повторяя план и общие закономерности более древних движений.

Значительно позже, применяя тот же метод, А. Д. Архангельский (1937) приходит к выводу, что в неогеновое и антропогеновое время происходит общий подъем всей Евразии, в результате чего море постепенно вытесняется из ее пределов. К аналогичному выводу, применяя уже иной метод, а именно: анализ фаций и мощностей, приходит и В. В. Белоусов (1940, 1944). Рассматривая район Восточно-Европейской платформы, он отмечает, что «в настоящее время мы переживаем

* Первые неотектонические исследования относятся к смежным с СССР областям Фенноскандии. Накопление фактических данных позволило шведским и финским геологам дать сводку по новейшим движениям, учесть их с количественной стороны и построить специальные карты (Николаев, 1948_2, 1949).

момент общего поднятия страны, заключительного в активном цикле колебательных движений».

Синтез проявления новейших тектонических движений Европейской части СССР впервые был дан Б. Л. Личковым (1931), который выразил свои представления в карте эпейрогенических движений, уточнявшейся в последующих работах. В основе этих представлений было признание дифференцированного зонального характера эпейрогенических движений, вызванных оледенениями. Они рассматриваются как гляциоизостатические, компенсационные движения, зависящие от периодических ледниковых нагрузок и разгрузок. Идея зональности эпейрогенических движений развивается и обосновывается во всех работах Б. Л. Личкова (1927, 1934, 1936, 1941, 1942, 1944). С установленными закономерностями проявления новейших движений он связывает и происхождение основных элементов рельефа Русской равнины. Такая трактовка новейших движений вызвала серьезные возражения.

Работы Б. Л. Личкова дают сводку обширного фактического материала, полны интересных мыслей. Они явились предметом дискуссии и стимулом для дальнейшего изучения новейших движений. Особый интерес представляет опубликованная в 1960 г. монография «Природные воды Земли и литосферы», где в какой-то мере затрагиваются и проблемы неотектоники. Многие высказанные в ней положения дискуссионны, вместе с тем следует признать правильность основной идеи — значения в жизни Земли сил тяготения и вращения.

Основываясь на совершенно иных принципах, Г. Ф. Мирчинк (1933) дал карту распределения эпейрогенических колебаний Европейской части СССР, считая, что дифференцированый характер новейших тектонических движений определяется не оледенениями, а всей предшествующей ее тектонической историей. Он видел следствие там, где Б. Л. Личков устанавливал причину. Г. Ф. Мирчинк (1933, 1936_1, 1940_2) подчеркивал, что новейшие движения можно хорошо уяснить лишь на основе понимания общей тектонической структуры района. На Русской равнине он выделяет ряд структурных элементов, обладающих индивидуальными особенностями движений. Оледенения же рассматривались им как фактор, видоизменяющий общее направление тектонической истории, а не как фактор, определяющий характер эпейрогенических движений. Подтверждением и развитием этих идей явилось составление (с применением комплексного метода) в 1944 г. карты новейшей тектоники Европейской территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000 (Н. И. Николаев, 1947, 1949).

Для территории Азиатской части СССР, менее и неравномерно изученной, обобщение данных по неотектонике было дано в ряде работ В. А. Обручевым (1922, 1936, 1947, 1948 и др.). Этому же вопросу посвящены интересные статьи Ю. М. Шейнманна (1937), Н. П. Рачковского (1935), А. Н. Заварицкого (1948), С. С. Шульца (1948), В. Н. Сакса (1942) и многих других авторов. Однако, давая частные или общие сводки по неотектонике разных территорий, упомянутые авторы не пытались описательный материал выразить в картографической форме.

Впервые картографический синтез всех данных по неотектонике территории СССР был произведен автором предлагаемой книги в карте масштаба 1 : 15 000 000 (Н. И. Николаев, 1947_6, 1950_1 и др.). Позже карта неотектоники СССР несколько видоизменялась и уточнялась (Н. И. Николаев, 1954_1, 1955, БСЭ). На основе этих данных было предложено и геоморфологическое районирование СССР (Н. И. Николаев, 1956_1).

Параллельно с составлением этих карт мощным потоком поступал и накапливался все новый и новый фактический материал. Начали появляться многочисленные сводки по новейшей тектонике. Некоторые

из них сопровождались специальными картами с отображением новейшей тектоники, составленными по разным принципам. В большинстве случаев эти карты охватывают незначительные участки территории СССР; они составлялись преимущественно в виде мелкомасштабных карт или схем (Бабак, 1959; Крестников, 1957_1; Кропоткин, 1956_2; Лебедева, 1957; Милановский, 1952; Муратов, 1951; Николаев, 1947_2; Полканов, 1937; Попов и Резанов, 1955; Резвой, 1955 и др.).

За последнее время некоторые авторы попытались дать новый синтез накопленного материала по неотектонике как для территории СССР, так и для зарубежных стран. По разным принципам, с освещением новейшей тектоники или ее элементов, были составлены карты В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским (1954), В. Е. Хаиным и Е. Е. Милановским (1956), А. С. Девдариани (1956), карта под редакцией И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова (1958 г.), Н. И. Николаева (1959_2) и др. Обширные данные по новейшей тектонике были показаны и на геоморфологических картах, которые в большом количестве составлялись по разным районам территории СССР.

Существенно также отметить, что достигнуты значительные результаты в изучении современных вертикальных движений путем применения инструментальных методов. Итоги этой работы по западной части Европейской территории СССР обобщены в коллективном труде сотрудников Центрального научно-исследовательского института аэрофотосъемки и картографии и Института географии АН СССР (А. В. Живаго, В. А. Зенин, Л. Г. Каманин, Ю. А. Мещеряков, М. И. Синягина), опубликованном под редакцией И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова («Современные вертикальные движения», 1958 г.). Несмотря на спорность некоторых исходных методических положений и дискуссионность ряда общих выводов (Мещеряков, 1958), эта работа показывает какие большие успехи сделаны в изучении современных движений.

Значительные успехи могут быть отмечены также в комплексном изучении землетрясений, связанных с проявлением новейших тектонических движений, и истории развития структуры земной коры. Немалая работа в этом отношении проделана Институтом физики Земли АН СССР под общим руководством В. В. Белоусова (Белоусов, Рудич, 1960; Гзовский, Крестников, Нерсесов, Рейснер, 1958, 1959; Горячев, 1960; Губин, 1950; Петрушевский, $1955_{1,2}$, 1960; Резанов, 1959; Кириллова, Люстих, Растворова, Сорский, Хаин, 1960 и др.).

Таким образом, большой коллектив советских геологов и геоморфологов проделал колоссальную работу по сбору и накоплению фактического материала о новейшей и современной тектонике.

Вся территория СССР была покрыта геологической съемкой различных масштабов; были составлены превосходные топографические карты, при этом широко применялись разнообразные методы геофизических исследований. На всей территории с разной мерой детальности изучена стратиграфия новейших отложений и проведена их корреляция. В большинстве случаев изучение геологического строения сопровождалось рассмотрением и новейшей тектоники. Следует отметить, что указанному изучению подверглась не только территория суши, но и прилегающие площади окраинных морей и внутренних бассейнов. Все это дало хорошую основу для понимания и уточнения новейшей тектоники СССР.

Наиболее крупным итогом в изучении неотектоники является разработка принципов и методов составления единой обзорной неотектонической карты территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 и создание самой карты. Успех этой работы был подготовлен указанными выше опытами картографирования различных территорий. Общие принципы составления обзорной карты неотектоники были предложены автором

книги (1958_1) и С. С. Шульцем (1958_2). Обсуждение этих принципов среди исследователей, занимающихся изучением новейшей тектоники, позволило выработать единую легенду, по которой большим авторским коллективом была составлена карта новейшей тектоники СССР под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1959, $1961_{1,2}$). Карта отражает неравномерную изученность территории СССР в отношении новейшей тектоники. Следовательно, и точность изображаемых на ней данных неодинакова. Наиболее полно изучены некоторые тектонически подвижные горные области юга и востока СССР (Карпаты, Крым, Кавказ, Тянь-Шань, Прибайкалье, Сахалин, южная часть Камчатки), где имеются достаточно контрастные, выраженные в рельефе, созданные новейшей тектоникой структурные формы. Они представлены как горными хребтами, так и разного рода впадинами, выполненными мощными толщами неоген-антропогеновых отложений. Последние наиболее детально исследованы в районах месторождений полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа. Для всех этих областей имеющийся материал, более детальный, чем масштаб составляемой карты, требовал значительной генерализации. Для других горных областей (Урал, Енисейский кряж, Алтай, частично Тува, Саяны, Забайкалье, Сихотэ-Алинь, Камчатка) изображение неотектоники соответствует масштабу карты и выглядит достаточно обоснованным фактическими данными. Наименее изученным является Северо-Восток СССР, где данные неотектоники, удовлетворяющие масштабу карты, распределены крайне неравномерно.

Равнинные территории СССР характеризуются более слабыми и менее наглядными проявлениями новейшей тектоники. Тем не менее на многих участках в связи с поисками нефти и газа, а также россыпных месторождений эти проявления изучены столь подробно, что при составлении карты в масштабе 1 : 5 000 000 требовалась значительная генерализация фактического материала (Украина, Северный Кавказ, Прикаспийская низменность, Волго-Уральская область, многие участки равнин Турана). По другим участкам равнинных территорий (Средне-Сибирское плоскогорье, Западно-Сибирская низменность, Русская равнина) имеющийся материал отвечал масштабу карты. Наименее изученными оказались области древнего материкового оледенения некоторых северных областей СССР.

Таким образом, в руках составителей карты новейшей тектоники СССР находился обширный фактический материал. Большой интерес представляли материалы личных наблюдений составителей карт (Николаев, Шульц, $1961_{1,2}$).

ПОНИМАНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Что такое неотектоника, или новейшая тектоника? В настоящее время различные исследователи придерживаются разных мнений как в вопросах закономерностей проявления новейших движений, так и в определении указанных терминов. Под новейшей тектоникой мы понимаем *учение о различных тектонических процессах и обусловленных ими структурных формах образовавшихся в неоген-антропогеновое время и определяющих основные черты современного рельефа поверхности земного шара.* Некоторые исследователи особенно подчеркивают геоморфологическое значение термина «неотектоника», понимая под ним тектонические процессы, создавшие основные черты современного рельефа (В. А. Обручев, С. С. Шульц, Н. А. Флоренсов и др.).

Как показали многочисленные исследования на территории СССР и смежных участков Азии и Европы, а также и в других странах, активизация тектонических процессов, создавших горный рельеф, не везде может быть точно датирована и не везде синхронна, но в подавляющем

большинстве случаев укладывается в рамки неогенового и антропогенового периодов. В некоторых районах усиление движений иногда начиналось и ранее (средний и верхний олигоцен). В понятие новейшей тектоники, или неотектоники, входят не только неогеновые и нижнечетвертичные движения, как указывал В. А. Обручев, но и движения, проявлявшиеся в течение всего четвертичного периода, в том числе и современные*. Последние выделяются не только по времени проявления (на глазах человека), но и по специфической методике их изучения.

Понимание времени проявления новейших тектонических движений у советских геологов отличается от определения его геологами других стран. Последние, применяя термины «recent tectonic», «rezente Tektonik», «tectonique recente», «plio-quaternaire» или «quaternaire tectonic», «quartärer Tektonik», «diluviale Tektonik», «jüngste Tektonik», «lebendige Tektonik» и другие, рассматривают главным образом современные, четвертичные или плиоцен-четвертичные движения (E. Wegmann, 1955; H. Stille, 1955; J. Bourcart, 1955; H. Suter, 1955; G. Lees, 1955; E. Kraus, 1955 и др.). Поэтому термин «неотектоника» имеет определенные преимущества, ибо в него вкладывается более широкое понимание, имеющее геоморфологическое обоснование.

Указанное выше время усиления проявления тектонических движений и предложено считать как последний самостоятельный этап тектонического развития Земли. Первоначально его выделил В. А. Обручев. Позже эти идеи развивались и доказывались автором этих строк. По-видимому, к таким выводам приходили и другие исследователи. Вот что, например, по этому вопросу писал знаток Средней Азии В. А. Николаев (1953, стр. 21): «В Средней Азии чрезвычайно выпукло проявляется все своеобразие процессов неоген-четвертичной стадии альпийского периода, что вполне оправдывает выделение движений и структур этой стадии как качественно новой формы тектогенеза в необратимой эволюции процессов, характеризующих подвижные пояса земной коры». Аналогичные взгляды высказывались А. Д. Архангельским, А. Н. Мазаровичем, С. С. Шульцем и другими исследователями.

На некоторых территориях как горных, так и равнинных стран наблюдаются формы и более древнего рельефа, однако они имеют ограниченное распространение и в большинстве случаев являются реликтовыми. Современные же черты рельефа созданы главным образом тектоническими процессами, проявлявшимися в неоген-антропогеновое время, которое повсеместно может рассматриваться как новейший тектонический этап (Николаев, 1952_2, 1954_1; Николаев и Шульц, 1959 и др.). Обособить этот этап от альпийской эпохи складчатости, как предлагал В. А. Обручев (1948), заставляет и то, что эти движения интенсивно проявлялись в областях, где структуры сформировались в архейскую, протерозойскую, раннепалеозойскую, позднепалеозойскую и мезозойскую эпохи складчатости. Кайнозойские же движения или совсем не имели места, или были выражены слабо.

Не всюду неотектонический этап может быть легко отделен от предшествующих этапов тектонического развития. Встречающиеся трудности заставляют некоторых исследователей или ограничивать понятие неотектоники, или даже совершенно ее отрицать (Герасимов, 1959). Правильно разрешить этот вопрос можно лишь в том случае, если придерживаться указанного выше определения неотектоники, намеченного В. А. Обручевым, в которое входит не только геоморфологическое, но и структурно-тектоническое содержание. Для многих районов, как это установлено исследованиями, план новейших тектони-

* В последние годы своей жизни В. А. Обручев (1953) согласился с таким пониманием времени проявления новейших тектонических движений.

ческих структур только частично совпадает с планом структур, сформировавшихся в предшествующие этапы тектонического развития. Таким образом, структурное преобразование земной коры с геоморфологическим его выражением — характерная черта неотектонического этапа развития.

Обособление из альпийской эпохи складчатости самостоятельного неотектонического этапа развития земной коры, нашедшего свое яркое выражение в становлении современного лика Земли — крупный итог советской неотектоники.

Внимание к неотектонике со стороны иных специалистов объясняется тем, что неотектоника важна практически и имеет большое значение для решения частных и общих принципиальных задач не только геологии, но и географии, биологии и других наук. Практическое значение неотектоники определяется прежде всего продолжающейся активностью земной коры, влияющей на ход и интенсивность проявления различных внешних геологических процессов, имеющих большое инженерно-геологическое и сельскохозяйственное значение: а) на формирование месторождений полезных ископаемых, связанных с неогеновыми и антропогеновыми отложениями, б) на формирование подземных вод, их качество и образование термальных источников, в) на формирование крупных наледей в зоне многолетней мерзлоты, г) на формирование некоторых артезианских бассейнов и т. д.

Практическое значение неотектоники определяется также ее влиянием на устойчивость различных проектируемых инженерных сооружений (плотины, каналы, портовые сооружения, мосты, дороги и пр.), решение вопросов мелиорации, водоснабжения, канализации и т. д. Во всех этих случаях неотектоника дает теоретическую основу для решения перечисленных практических задач.

5366

В научном отношении значение неотектоники трудно переоценить. Именно современные проявления неотектонических движений, установление их закономерностей дают возможность применить метод актуализма к явлениям тектоники. Пользуясь методом изучения современных тектонических процессов, мы значительно полнее можем выяснить механизм тектонических движений, подойти к выявлению тектонических процессов прошлых геологических эпох, объяснить генезис древних структурных форм и связи поверхностных деформаций с глубинными явлениями (Н. С. Шатский и др., 1951). Однако использовать метод актуализма в тектонике можно не на основании полного отождествления прошлых явлений с современными. Как мы покажем ниже неотектонический этап развития отличается такими чертами своеобразия, что требует очень осторожного применения этого метода, допуская лишь определенные степени сходства между прошлыми явлениями и современными.

Данные неотектоники являются основой для правильного понимания типов движений земной коры, дают возможность установить законы в проявлении землетрясений, понять их географическое распространение. Они необходимы и при решении многих вопросов геофизики (объяснение гравитационного и магнитного полей и особенностей их географического распространения, толщины земной коры и положения границы Мохоровичича, объяснение явлений изостазии и т. д.). Немалую роль неотектоника играет и для выяснения закономерностей вертикальных и горизонтальных движений земной коры и их связей с планетарными особенностями Земли, устанавливаемыми в астрономии и геодезии (перемещение полюсов, изменение фигуры Земли, изменение инерции вращения и некоторые другие вопросы). Именно неотектоника выявляет значение новейших движений при формировании как крупных, так и мелких форм рельефа земной поверхности, при формировании климатов на Земле (например, для понимания причин крупных

оледенений геологического прошлого, для миграции флоры и фауны в неоген-антропогене), при распространении ареалов реликтовых форм (это важно для решения вопросов стратиграфии, для правильного понимания палеогеографии недавнего геологического прошлого и расселения древних человеческих рас, что составляет проблему антропогеографии).

Данный перечень можно было бы продолжить, но и без этого видно, что новейшей тектоникой в СССР живо интересуются геологи, геофизики, геоморфологи, географы, вулканологи, океанологи, гидрогеологи, инженеры-геологи, проектировщики, геоботаники, почвоведы, гидрологи, биогеографы, антропологи, геодезисты, астрономы и многие другие специалисты. При этом каждый исследователь, изучая новейшие движения и образованные ими структуры, стремился применять такие методы, которые позволили бы вскрыть интересующие его закономерности, раскрыть сущность наблюдаемого явления и дать его наилучшее толкование.

Все это привело к тому, что за время становления неотектоники было предложено множество различных методов, с успехом применявшихся при решении поставленных задач.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ИХ ОСОБЕННОСТИ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

По мнению различных авторов (Белоусов, 1954; Хаин, 1954; Косыгин, 1958 и др.), в задачи тектоники входит изучение не только всевозможных нарушений в залегании горных пород, но и движений земной коры, которые приводят к различным деформациям. Тектоника — это наука о тектонических движениях и деформациях. Поэтому, естественно, перед исследователями всегда вставала проблема выделения типов тектонических движений. Эта проблема очень дискуссионная. Она является одним из неразрешенных вопросов современной геологической науки. Трудности его разрешения связаны с невозможностью построить генетическую классификацию тектонических движений, так как мы точно пока еще не знаем их происхождения. Различная трактовка одних и тех же терминов затрудняет сопоставление уже предложенных классификаций (табл. 1). В настоящее время тектонические движения условно выделяются не по исходным причинам, их образующим, а наоборот, по следствиям, в зависимости от главнейших структурных форм, которые ими создаются. Советскими геологами используются различные классификации: а) Джильберта — с разделением движений на эпейрогенические и орогенические; б) М. М. Тетяева и В. В. Белоусова, выделявших колебательные, волновые, разрывные и складчатые движения (в прежних работах дополнительно выделялись магматические движения); в) В. Е. Хаина — близкая к предыдущей; г) Ю. А. Косыгина, идущая от представлений Хаармана (E. Haarmann, 1930) и ван Беммелена (R. van Bemmelen, 1931), делящих движения на глубинные (обнимающие вертикальные и горизонтальные) и дислокационные, являющиеся вторичными; д) разделение движений на радиальные и тангенциальные, предложенное еще Э. Зюссом; е) С. Н. Бубнова (1960), выделяющего эпейрогенические, диктиогенические, тектогенические и плутогенические типы движений (см. табл. 1), а также ж) Р. Зондера (1956), различающего эпейрогенез, орогенез, регмагенез (проявление тангенциального скалывания вдоль вертикальных плоскостей в горизонтальном направлении — горизонтальные флексуры), тафрогенез (вертикальные движения глыб), форогенез (материковый дрейф) и пирогенез (магматизм).

Перечисленными схемами не исчерпываются все высказанные мнения по этому вопросу.

Рассматривая общую структуру земного шара, многие геологи считают, что отдельные крупные элементы земной коры сохраняют свое положение без изменения. Их взаимное расположение оставалось постоянным в течение геологической истории Земли. Единство общего плана сохраняется в отношении континентов, которые считаются неподвижными. Такую точку зрения разделяют Л. Кобер, Г. Штилле,

Таблица 1

Сопоставление различных классификаций тектонических движений

Классификации																			
Г. К. Джильберта (1890)	Э. Зюсса (1888)	Э. Хаармана (1930), Р. Ван Беммелена (1931)		Разных авторов	Р. Зондера (1956)	С. Н. Бубнова (1959)		Н. М. Страхова (1948)	М. М. Тетяева (1941)	В. В. Белоусова (1948—1954)		Ю. А. Косыгина (1952—1958)		В. Е. Хаина (1950—1954)			В. Е. Хаина и Е. А. Преснякова (1957)		
Эпейрогенические	Радиальные	Первичный тектогенез	Вертикальные колебания вверх и вниз	Базогенетические движения-опускания (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. Пенк) Талассогенез (Л. Кобер) Эпейрогенические	Эпейрогенез	Эпейрогенез		Эпейрогенез	Колебательная форма тектогенеза	Первичные	Колебательные	Глубинные, первичные	Вертикальные а) восходящие б) нисходящие	Колебательные			Подмантийные		
					Регмагенез				Макроколебания		Волновые		Горизонтальные	Плавная форма		Волновые	Подкоровые		
Орогенические	Тангенциальные	Вторичный тектогенез	Образование складчатости, разрывов	Аркогенез (Е. В Павловский) Тафрогенез (Э. Кренкель) Орогенические	Тафрогенез	Орогенез	Тектогенез	Орогенез	Складчатая форма тектогенеза	Вторичные	Разрывные	Вторичные	Дислокационные движения	Разрывная форма			Коровые		
					Орогенез									Разрывная форма		Складчатые	Верхнекоровые		
											Складчатые			Плавная форма					
				Магматизм	Пирогенез				Магматическая форма тектогенеза					Магматические явления					
				Эпейрофорез (С. Кальви)	Форогенез														

А. Борн, Н. С. Шатский и очень многие другие ученые. Все они представляют школу «фиксизма».

Такие геологи, как А. Вегенер, Э. Арган, Р. Штауб, Э. Хаарман, А. дю-Тойт, Б. Л. Личков, Н. Н. Леонов, П. Н. Кропоткин и многие другие, особенно биологи, защищают точку зрения, доказывающую возможность перемещения материков. Эти авторы принадлежат к школе «мобилизма».

Наиболее яркое выражение «мобилизм» нашел во взглядах А. Вегенера. В последнее время те же мысли развивают многие современные геологи и геофизики, исходя из различных геофизических предпосылок, допускающих возможность «тектоники странствования». Горизонтальное перемещение материков выделяется в особую категорию тектонических движений, для которых было предложено название эпейрофорез (или форогенез Зондера).

Кроме того, рядом авторов были выделены новые типы движений, например, аркогенез (Павловский, 1948), под которым понимается геоморфологически выраженное длительное складкообразование в условиях, переходных от платформ к складчатым зонам, «террасообразующие движения» (Ажгирей, 1956), содержание которых отражает сам термин, и другие типы движений.

Существуют различные определения тектонических движений. Например, В. В. Белоусов (1954) определяет их как «перемещение материала коры, приводящее к изменению ее строения». При этом разнообразие структурных форм говорит и о разнообразии тектонических движений. В. Е. Хаин (1954) рассматривает тектонические движения как «непосредственно вызванные перемещением вещества — его перетеканием, уплотнением, разуплотнением, смещением, которые приводят к деформации уровенной поверхности геоида и нарушению нормального гравитационного поля». Он считает, что «тектонические движения могут возникнуть вследствие стремления к восстановлению гравитационного равновесия, нарушенного поверхностными процессами (изостатические движения).

Недостатком этих определений, как и большинства других, является понимание под тектоническими движениями только механического перемещения. Кроме того, определение В. Е. Хаина очень отвлеченно, так как уровенная поверхность геоида есть воображаемая, а не физически существующая поверхность Земли.

В определении В. В. Белоусова механический характер тектонических движений подчеркивается тем, что им противопоставляются явления магматизма, в которых, как отмечает В. В. Белоусов, большую роль играют физико-химические процессы, являющиеся предметом изучения геохимии, и которые из классификационной схемы исключаются *.

При понимании тектонических движений как механических перемещений исследователь оперирует скоростями, градиентами, массами и в лучшем случае объемами, т. е. характеризует количественную сторону их проявления. Механическое движение есть самый простой вид движения. Такое упрощенное и одностороннее определение тектонических движений приводит к неправильному пониманию геологических явлений. Выделение типов геологических процессов, в том числе и тектонических, вызывает очень большие трудности. Они выражаются в том, что в природе все явления теснейшим образом переплетаются, взаимодействуют друг с другом. Поэтому провести границу между различными категориями процессов не всегда возможно.

Говоря о геологических процессах, следует учитывать их отличия от элементарных изолированных физических процессов, обычно изучающихся в специализированных лабораторных условиях. Процесс в физи-

* Критические замечания по классификации В. В. Белоусова см. в статье Н. М. Синицына (1957).

ке — это совокупность конкретных движений, происходящих в определенном месте и в определенный промежуток времени и связанных общностью какого-нибудь одного признака. Геологические процессы отличаются тем, что они никогда не протекают изолированно. Геология рассматривает природные процессы в какой-то естественной среде, отдельные компоненты которой всегда взаимосвязаны и взаимообусловлены, в которой проявляется целый ряд других процессов, всегда между собой взаимодействующих. Поэтому, выделяя геологический процесс и учитывая среду его проявления, мы можем установить ряд процессов, имеющих локальное значение.

Наблюдаемые природные геологические явления настолько сложны, что каждое из них зачастую определяется сочетанием многих одновременно протекающих элементарных процессов. Разрешение возникающих трудностей приводит к некоторому упрощению процессов, приходится вводить некоторые условности для правильного понимания природных явлений по существу целостных и нерасторжимых. Однако схематизация, упрощение и обобщение при выделении и классификации процессов — элементы, присущие любой классификации природных явлений. Без них сложное проявление различных процессов и в настоящее время оставалось бы хаосом, в котором невозможно было бы разобраться.

К пониманию движений следует подходить более широко и более углубленно. Поскольку в вопросе причин вызывающих тектонические движения еще нет полной ясности, мы вынуждены давать классификацию по результатам их проявления. Поэтому необходимо учитывать все стороны изменений, связанных с движением. Уместно напомнить философское определение этого понятия.

Движение есть способ, форма существования материи, ее существеннейшее и неотъемлемое свойство. Материя без движения так же немыслима, как и движение без материи. Вместе с тем всякое движение заключает в себе механическое движение или перемещение больших или мельчайших частей материи. Познать эти механические движения является, как писал Ф. Энгельс (1930), первой задачей науки, однако лишь первой. Само же механическое движение не исчерпывает движения вообще. Мы приходим к выводу, что движение не есть простое перемещение, простое изменение места, скорости, градиента и т. д. В понятие движения мы должны вложить представление о всяком изменении вообще, наблюдаемом в природе, которое сопровождается не только количественными, но и качественными изменениями. «Движение, в применении к материи, писал Ф. Энгельс (1930, стр. 18) — это изменение вообще». Исходя из этого, под тектоническими движениями мы должны подразумевать не только механическое перемещение, приводящее к формированию каких-то структурных форм (слой, складка, разрыв, платформа, складчатая зона и т. д.), но и все качественные изменения этих структур (степень трещиноватости, проницаемости, перемещение вещества породы, явление кливажа и т. д.), связанные с комплексом сопутствующих этим движениям процессов, таких, как магматизм, метаморфизм, рудогенез и минералогенез, которые мы должны рассматривать не изолированно, а во взаимодействии.

Таким образом, при выделении типов тектонических движений может быть два подхода:

а) на основании рассмотрения тектонических движений, как механических перемещений, ведущих к структурным преобразованиям (деформациям);

б) выделение тектонических движений с учетом не только деформаций, но и всех сопутствующих им преобразований, вызванных указанными выше параллельно проявляющимися процессами (магматизмом, метаморфизмом и др.).

Единственно правильным и методологически оправданным является второй путь: разграничение тектонических движений не по отдельным структурным формам, а по всему комплексу изменений главнейших элементов строения областей проявления движений, в том числе и по изменениям рельефа земной поверхности.

Основными недостатками всех ранее предложенных схем выделения типов тектонических движений являются следующие:

1) сведение тектонических движений к сумме чисто механических перемещений. Это мнение очень широко распространено; оно породило методологически неверное представление о возможности выражения тектонических движений физическими формулами, не учитывая того, что тектонические движения, помимо механических перемещений, вызывают комплекс других различных перемещений и изменений (химических, физико-химических и др.);

2) отсутствие генетического подхода при выделении типов движений;

3) отсутствие соподчинения и соразмерности выделяемых в настоящее время типов движений;

4) сложность, случайность терминологии, разное понимание одних и тех же терминов;

5) объяснение всех типов движения только «саморазвитием» Земли, без учета внешних космических и планетарных факторов;

6) тенденция у разных авторов к сведению различных выделяемых категорий движения к двум типам: орогенических и эпейрогенических (в понимании Джильберта, 1890 г.).

Мы снова должны повторить, что обычное классическое деление всех движений на эпейрогенез и орогенез отжило свой век (Николаев, 1949). Хотя некоторые авторы и пытались защищать эти представления (Герасимов, 1950), мы должны признать, что наши знания по этому вопросу настолько расширились и уточнились, что требуется пересмотр его в самой основе.

По-видимому, схема, предложенная Э. Зюссом (1888), с делением движений на радиальные и тангенциальные также не имеет оснований, так как горизонтальные и вертикальные перемещения масс не являются основными и происходят в любых направлениях. Тектонические движения всегда проявляются в виде сложной совокупности движений разных порядков. Деление движений на первичные, с которыми связано «выгибание вверх и прогибание вниз» (Белоусов, 1954), и вторичные, являющиеся механическим следствием первых и приводящие к складкообразованию и разрывам, также дефектно. Такое деление является скорее трактовкой, чем классификацией наблюдаемых фактов, что и отмечалось самим В. В. Белоусовым (см. также Haarmann, 1930; van Bemmelen, 1931).

Выделение типов тектонических движений в зависимости от главнейших структурных форм имеет еще и тот недостаток, что приходится вводить столько типов тектонических движений, сколько существует порядков структур (Хаин, 1957).

В последнее время высказываются правильные предположения относительно того, что движения на разной глубине имеют различный механизм (Косыгин, 1958; Хаин, 1957). Поэтому введение в классификацию этого параметра должно приблизить ее к генетической. Опыт подобного разделения был предложен В. Е. Хаиным совместно с Е. А. Пресняковым (Хаин, 1957). Ими выделяются следующие типы движений:

а) верхнекоровые, свойственные осадочной оболочке, соответствуют складчатым движениям;

б) коровые, охватывающие всю земную кору (условно гранитный и базальтовый слои), соответствуют волновым движениям;

в) подкоровые, берущие начало в мантии Земли и отвечающие волновым движениям высшего порядка, приводят к созданию материков и океанов, подвижных поясов и устойчивых зон, глубинных разломов и т. п.;

г) подмантийные, возникающие на границе мантии и ядра или во внешней части ядра Земли и соответствующие колебательным движениям (общие колебания, пульсации, осцилляции) земной коры.

Достоинство данной схемы — введение генетического элемента. Однако она имеет отмеченные выше недостатки, свойственные и другим схемам.

ИСТОЧНИКИ СИЛ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Тектонические движения очень часто рассматриваются как определенная реакция на состояние напряжения в земной коре. Результатом реакции является деформация, различная в разных случаях по амплитуде, длине волны, скорости, распределению в пространстве в зависимости от свойств деформируемого материала (пластичность, хрупкость, упругость). Эта деформация сопровождается рядом других процессов и явлений, в конечном итоге приводящих к глубоким качественным изменениям земной коры.

Говоря о напряжениях, можно говорить об источниках сил их вызывающих, величине и направлении сил, приводящих к деформациям. Рассматривая движения земной коры, можно прийти к выводу, что причиной их могут быть как эндогенные, так и экзогенные процессы. Очень часто бывает даже трудно провести грань между проявлением внешних и внутренних процессов.

Источники сил, вызывающие напряжения и те или иные деформации, очень различны, лежат на разной глубине, отличаются количественно, дают разнообразный качественный эффект и изучаются различными методами (рис. 1).

А. В поверхностных частях литосферы напряжения вызываются следующими причинами: 1) промерзанием и оттаиванием почвы, приводящим к вертикальным движениям самых поверхностных горизонтов; 2) колебаниями уровня моря в виде океанических приливов, штормов и прочих явлений, вызывающих нагрузку и приводящих к упругим деформациям, улавливаемым приборами; 3) перемещением циклонов, вызывающих микросейсмы; 4) сезонными колебаниями температуры почвы, обусловливающими явления «дыхания почвы»; 5) эндолитогенными процессами: разбуханием, высыханием горных пород, усадкой и т. п.; 6) приливами в твердой земле; наконец, 7) проявлением разнообразных процессов денудации, куда относятся: карстовые, оползневые, солифлюкционные, ледниковые, связанные с деятельностью человека — техногенные и другие процессы, вызывающие различного рода деформации в поверхностных частях литосферы (гляциодислокации, оползневую складчатость, смятие и разрывы в карстующихся породах и т. д.).

Все перечисленные источники сил приводят к напряжениям, вызывающим обратимые и необратимые деформации. Необратимыми являются разномасштабные деформации поверхностных горизонтов литосферы, приводящие к образованию складок, разрывов сплошности пород и другим изменениям, и называемые или атектоническими, или экзотектоническими деформациями. Большинство других перечисленных источников сил приводит к упругим движениям, вызывающим обратимые упругие деформации.

Вся названная группа источников сил связана с разнообразными внешними воздействиями (экзогенными) и эти явления изучаются методами геоморфологии, геофизики, геодезии и инженерной геологии.

Б. В толще земной коры и в подстилающей ее мантии (верхняя часть оболочки) напряжения вызываются: 1) различного типа гравитационными процессами, связанными с образованием и таянием материкового льда, эрозией и перемещением масс вещества

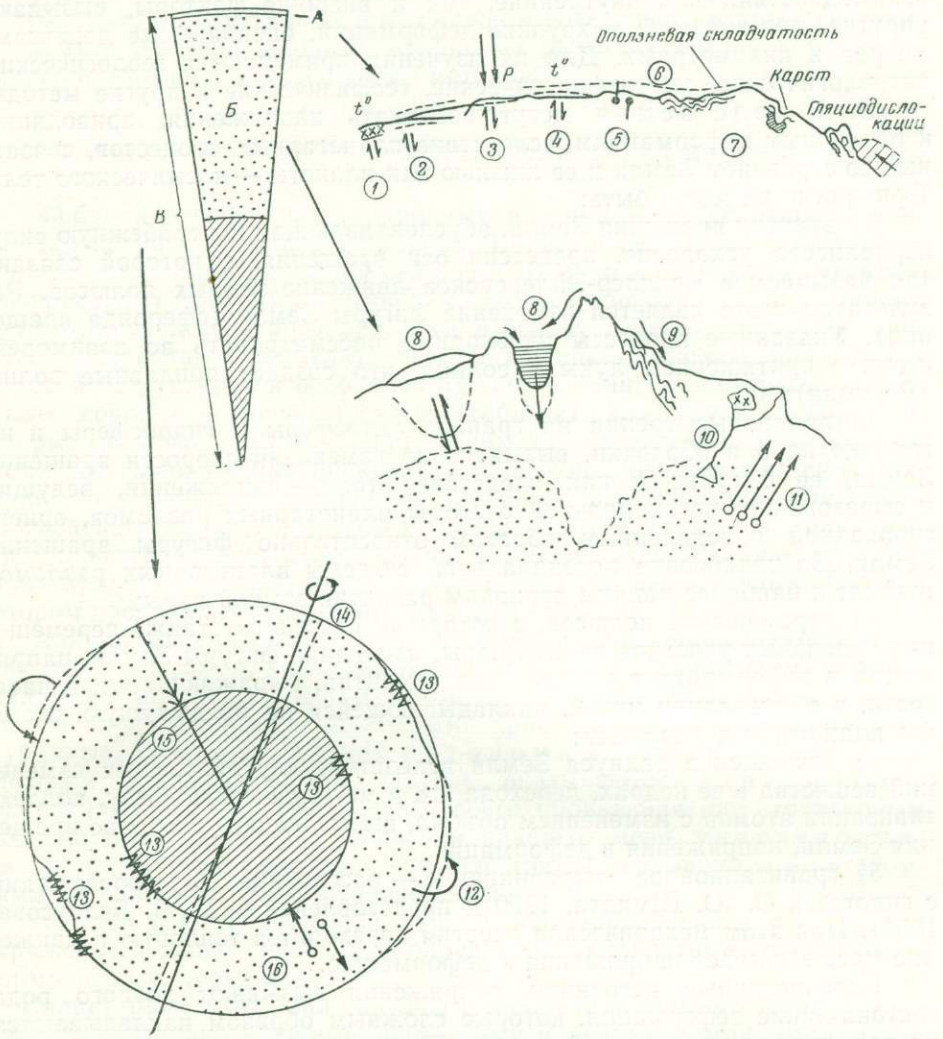


Рис. 1. Источники сил, вызывающие напряжения и деформации.

А — в поверхностных частях литосферы: *1* — промерзание и оттаивание почвы; *2* — колебания уровня моря в виде океанических приливов, штормов и т. п.; *3* — перемещение циклонов; *4* — сезонные колебания температуры; *5* — эндолитогенные процессы; *6* — приливы в твердой земле; *7* — процессы денудации; *Б* — в толще земной коры и в подстилающей мантии: *8* — различные гравитационные процессы, вызывающие нарушение и восстановление изостатического равновесия; *9* — гравитационные явления в виде формирования складчатости; *10* — магматические процессы; *11* — энергия радиоактивного распада; *В* — в теле Земли, в результате планетарных процессов: *12* — энергия вращения Земли; *13* — приливные трения на границе литосферы и гидросферы; *14* — перемещение полюсов и связанные с этим перемещения отдельных участков земной коры, изменение фигуры Земли; *15* — сокращение радиуса Земли; *16* — гравитационное выравнивание

и другими процессами, приводящими к нарушению и восстановлению изостатического равновесия, компенсационным движениям в виде прогибаний или поднятий; 2) гравитационными явлениями в виде формирования складчатости при нарушении гравитационного равновесия; 3) магматическими процессами, обусловленными энергией выделяющихся из магмы газов (при изменении давления) и вызывающими пе-

ремещение магмы, отражающееся на движениях земной коры; 4) энергией радиоактивного распада, обусловливающей тепловой поток, увеличение объема, нарушение равновесия, перемещение масс и, как следствие, тектонические движения.

Все перечисленные источники напряжений охватывают в сложном взаимодействии как внутренние, так и внешние факторы, вызывают упругие, пластические и хрупкие деформации, оцениваемые десятками метров и километрами. Для их изучения применяются геологические, петрологические, геоморфологические, геофизические и другие методы.

В. В теле земли могут возникать напряжения, приводящие к различным деформациям, вследствие планетарных процессов, связанных со строением Земли и ее жизнью как планеты — космического тела. Причинами их могут быть:

1) энергия вращения Земли, обусловливающая центробежную силу, кориолисово ускорение, прецессия оси вращения, с которой связано так называемое Чендлер-Эйлеровское движение земных полюсов. Результатом этого является изменение фигуры Земли (сфероида вращения). Указанные процессы необходимо рассматривать во взаимодействии с притяжением луны и солнца, что создает приливные волны (Риттман);

2) приливные трения на границе литосферы и гидросферы и на границе ядра и оболочки, вызывающие изменения скорости вращения Земли, ее фигуры, и как следствие этого — напряжения, ведущие к образованию потенциальной системы планетарных разломов, ориентированной определенным образом относительно фигуры вращения Земли. Возникновение потенциальной системы планетарных разломов относят к наиболее ранним периодам развития земной коры;

3) перемещение полюсов, с которыми связывают также перемещения отдельных участков земной коры, изменение фигуры Земли, напряжения и деформации в земной коре и мантии, выражающиеся, в частности, в образовании новой, накладывающейся на предыдущую, системы планетарных разломов;

4) сокращение радиуса Земли вследствие внутриатомных изменений вещества в ее недрах, перехода его в металлическую фазу, коллективизации атомов с изменением объема, вызывающие ускорение вращения Земли, напряжения и деформации;

5) гравитационное выравнивание — расслоение (в соответствии с гипотезой О. Ю. Шмидта, 1950 и представлениями В. В. Белоусова, 1954). При этом механическая энергия переходит в тепловую и движение масс вызывает напряжения и деформацию.

Перечисленные источники напряжения вызывают разного рода тектонические деформации, которые сложным образом накладываются на деформации предыдущей группы. Представления о них основаны на данных современной физики, квантовой химии, космогонии и геодезии, а также геофизики и геохимии.

Из сказанного видно, что в жизни Земли играют роль в равной мере как процессы «саморазвития Земли», так и внешние планетарные и космические факторы. И было бы одинаково неверным отдавать предпочтение только одной из перечисленных групп явлений. В настоящее же время большинство геологов-тектонистов объясняет все закономерности развития земной коры и Земли или только ее внутренним строением (В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин и др.), или всё сводят к внешним воздействиям: гравитационному взаимодействию Земли с другими космическими телами, вращению Земли (Б. Л. Личков, М. В. Стовас и др.).

Мы приходим к следующим выводам:

1. Имеется много различных источников сил и энергии, приводящих к деформациям земной коры.

2. Эти источники неравномерны с точки зрения интенсивности вызываемых ими напряжений.

3. Для правильного понимания типов движений, вызываемых ими деформаций и качественных изменений земной коры необходимо рассматривать комплекс факторов не только поверхностных движений, но и глубинных, и планетарных в их сложном сочетании и взаимодействии.

4. Для решения вопросов механизма развития земной коры необходимо применение различных методов.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ЭКЗОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Любая классификация природных явлений — это условность, следующая за развитием наших знаний. В настоящее время выделяются типы тектонических движений без учета их соподчиненности. Учитывая сказанное, мы приходим к выводам, что современный уровень знания глубинных процессов позволяет нам в основу деления положить генетический признак и выделить четыре группы движений, разнящихся по своей «структуре» и особенностям проявления: планетарные, подкоровые, коровые и поверхностные (табл. 2). Все группы движений, которые в свою очередь могут обнимать выделяемые в настоящее время категории и типы движений земной коры, несмотря на свои различия, оказываются теснейшим образом взаимосвязанными. Они взаимодействуют друг с другом и проявляются одновременно, накладываясь и интерферируя между собой. Наиболее общей является группа планетарных движений, составляющих как бы непременный фон, на котором проявляются движения всех других групп.

Как мы видели выше, движения земной коры определяются эндогенными процессами, дающими начало глубинным движениям, которые влияют на поверхностные; и наоборот, поверхностные движения, во многом определяющиеся экзогенными процессами, нередко порождают глубинные. Некоторые из них автономны, подчинены своим собственным закономерностям; другие оказываются зависимыми, подчиненными в закономерностях своего проявления или структурным особенностям территории, являясь в какой-то мере унаследованными, или другим факторам; наконец, третьи оказываются и автономными, и зависимыми, и унаследованными.

Каждой группе движений свойственно определенное структурное выражение. Типы движений определяют конкретные структурные формы разных порядков.

Планетарные движения связаны с вращением земного шара, с медленно и длительно идущими процессами в недрах Земли, охватывающими оболочку и внешние части ядра. Это — движения первого порядка, наиболее глубинные. Как уже отмечалось, они являются как бы непременным условием для проявления движений других групп и типов. Планетарные движения образуют самостоятельный ряд и сказываются на проявлении движений других групп, категорий и типов, а также на порождаемых ими структурных формах. Описываемые движения есть свойство материи планеты и не существуют в «чистом виде». Планетарные движения — автономны; действие их длительное, на протяжении всей истории геологического развития Земли. Конкретное их выражение в структуре земной коры, рельефе осуществляется во взаимодействии с другими типами движений.

Планетарные движения обнимают две категории движений (см. табл. 2): колебательные (А), вызывающие общие колебания земной коры, планеты, пульсации, осцилляции (В. Е. Хаин, В. В. Белоусов и др.), и вращательные (Б), связанные с центробежными силами. По-видимому, обе категории взаимосвязаны.

Таблица 2

Типы тектонических и экзотектонических движений
(принципиальная схема)

Типы структур	Группы, категории и типы движений	Характер движений
Оползневые, карстовые деформации и пр.; эндолитогенные и техногенные деформации. Упругие деформации	**IV. Поверхностные** А. Необратимые (экзотектонические) ⇅ Б. Обратимые (упругие)	Автономные, зависимые, унаследованные
Магматические структуры, складки, разломы со смещением, трещиноватость, свощиноватость, блоковые и блоковые подиятия и оцускания и др.	**III. Коровые** А. Компенсационные ⇄ Б. Дислокационные ⇅	Зависимые, унаследованные
Щиты, плиты, синеклизы, антеклизы, брахигеоантиклинали и др., геосинклинали и др. Глубинные разломы, блоки, глыбы, авлакогены и пр.	**II. Подкоровые** А. Колебательно-волновые ⇄ Б. Регматические а) орогенные б) платформогенные; а) регмагенные б) тафрогенные ⇅	Зависимые, унаследованные
Фигура Земли, океанические впадины, материки	**I. Планетарные** А. Колебательные ⇄ Б. Вращательные а) эпейрогенные б) талассогенные; а) эпейрофорез а) макрокластогенные	Автономные

I—IV — группы движений
А, Б — категории движений
а, б — типы движений

Колебательные движения разделяются в настоящее время на два типа:

а) движения, охватывающие большие площади — материки, в пределах которых на протяжении целых периодов они проявляются преимущественно в одном и том же восходящем направлении. Эти движения относительно медленные, периодические и обратимые. Они выявляются путем сравнительного изучения обширных районов и разных материков; для них может быть сохранено название *эпейрогенных;*

б) движения, также проявляющиеся на больших площадях, охватывающие области океанических ванн; на протяжении целых периодов они испытывают длительное действие в нисходящем направлении. Эти движения тоже медленные, периодические и обратимые. Для них было предложено название *таллассогенных* (океаногенных).

Вращательные (ротационные) движения тесно связаны с колебательными. Как самостоятельный тип они не выделялись, хотя о них много писалось и отмечалось их значение в формировании тектонических деформаций (Лейбензон, 1910; Veronne, 1912; Ли Сы-гуан, 1939,

1952, 1958; Бондарчук, 1946; Хабаков, 1949; Стовас, 1957, 1960, 1961; Личков, 1960).

Будучи связанными с вращением Земли, движения обусловливают образование в земной коре, в верхней части оболочки (мантии) и на границе ядра и оболочки напряжений, приводящих к образованию потенциальной сетки глубинных разломов планетарного типа в виде линеаментов, разбивающих земную кору на ряд обособленных глыб и блоков (разных размеров), независимо от разделения земной коры на платформы и геосинклинали или материки и океаны. В совокупности движения описанных категорий образуют фигуру Земли в виде сфероида вращения. Тесное взаимодействие колебательных движений с другими приводит к периодическим изменениям формы Земли, напряжений и как реакции на состояние напряжений — к образованию все новых и новых линеаментов, определенным образом ориентированных относительно фигуры вращения Земли.

Именно к категории вращательных движений может быть отнесен такой тип движений, как *эпейрофорез (форогенез)*. Однако наличие его в природе не может считаться доказанным. В основе гипотезы, допускающей горизонтальные перемещения материков, лежит представление о глубоком различии отдельных элементов твердой земной оболочки, покоящихся на субстрате в уравновешенном состоянии, как это следует из теории изостазии. Исходя из этой теории, А. Вегенер и многие современные исследователи допускают не только вертикальные движения, компенсирующие перемещение масс, происходящее под влиянием геологических процессов, но также и горизонтальные перемещения отдельных глыб в различных направлениях. А. Вегенер (1925) предполагал два основных направления движения: одно, вызываемое центробежной силой, от полюсов к экватору, другое — направленное к западу. В движении участвуют все континенты, плывущие, однако с разными скоростями и в силу этого подверженные разрывам. Б. Гутенберг (1935) дополнил эту гипотезу и указал, что, кроме сил, направленных от полюса к экватору, в направлении, параллельном широтному, действуют еще гидростатические силы, которыми и могут быть объяснены перемещения континентов. Он полагает, что допущение этих сил «устраняет целый ряд трудностей, которые возникают в связи с гипотезой Вегенера, не нарушая ее основного принципа». Позже, Б. Гутенберг модернизировал эту гипотезу (B. Gutenberg, 1951); он считал, что современные континенты никогда не находились так близко один к другому, как это предполагал А. Вегенер, и связывал перемещения с явлениями течения подкорового материала. В настоящее время идеи мобилизма отстаиваются Б. Гутенбергом (1960) и многими другими исследователями (Кропоткин, 1960; Резанов, 1961 и др.).

В качестве доказательств и подтверждения эпейрофореза приводятся геологические, палеоклиматические, биогеографические и другие данные, а в настоящее время и палеомагнитные наблюдения. Широко используются также результаты повторных определений астрономическими методами положения точки в пространстве — широтные и долготные определения. Однако получаемые цифры лежат на грани возможных ошибок примененных методов и данной проблемы не разрешают. Большой интерес представляют результаты многолетних астрономических наблюдений обсерваторий Северной Америки и Европы, указывающие на сближение этих континентов (A. Stoyko, 1959). Накопленные факты требуют дальнейшего анализа и детальной разработки. По мнению ряда советских геологов, гипотеза перемещения континентов А. Вегенера стоит в самом вопиющем противоречии со всеми основными геологическими фактами (Белоусов, 1947) и все гипотезы мобилизма настолько оторваны от конкретных геологических данных, что не заслуживают особого внимания (Шатский, 1946).

С другой стороны следует отметить большую группу исследователей (Б. Л. Личков, П. Н. Кропоткин, А. В. Пейве и многие др.), допускающих значительные перемещения континентов и их частей. В данной связи нельзя не упомянуть монографию Б. Л. Личкова (1960), в которой с большой полнотой сведена литература по этому вопросу и дается ее анализ. Другой тип движений данной категории хотя и выделялся в литературе, однако получал отражение в классификационных схемах в совершенно ином значении (Зондер, 1956 г.) или понимался существенно по-иному (Дж. Муди, М. Хилл, 1956). В значении, которое придаем ему мы, следуя Н. С. Шатскому, эти движения в классификационных схемах выделяются впервые под названием макрокластогенных движений. Они приводят к образованию потенциальной системы планетарных разломов как следствия напряжений, возникающих в связи с вращением Земли.

Подкоровые движения представляют более сложную группу, тесно связанную с предыдущей. Сложность их обусловлена тем, что они, обнимая движения первой группы, как бы накладываются на них.

Они не являются подлинно автономными (как движения предыдущей группы) и в значительной мере зависят от ранее образовавшейся структуры, т. е. в какой-то мере оказываются унаследованными. Движения данной группы охватывают крупные участки земной коры, размеры которых зависят от размера сегментов — клеток структурной канвы фундаментов в виде системы глубинных разломов, образующих сетку полигональных, часто вытянутых блоков. Подкоровые движения обратимы, однако во многих случаях по краям блоков возникают значительные нарушения в виде зон деформаций, связанные с вертикальной и горизонтальной составляющими движения. Внутри блоков деформации отсутствуют. Движением охватывается вся земная кора и верхняя часть оболочки. Эта группа обнимает собой две категории движений: колебательно-волновые (термин А. П. Карпинского) и регматические.

Колебательно-волновые движения (А) — длительно проявляющиеся (но короче колебательных); они проявляются периодически и имеют разную направленность, интерферируют с колебательными движениями, вследствие чего происходит или усиление, или ослабление обоих типов движений.

Из этой категории движений могут быть выделены два типа: а) *орогенные движения*, интенсивно проявляющиеся и приводящие в случае отрицательного их направления к накоплению мощных толщ осадочно-вулканогенных образований (до 10 тыс. *м* и более). При ином преобладающем направлении волновых движений этого типа образуются морфологически выраженные горные страны. Эти процессы сопровождаются явлениями магматизма, рудогенеза, метаморфизма и др.; б) *платформогенные движения* — слабо проявляющиеся колебательно-волновые движения, трудно отличимые от колебательных, но приводящие к иным структурным формам и отличному морфологическому выражению. Для обозначения этих движений использовались полностью или частично следующие термины: волновые движения (В. В. Белоусов, В. Е. Хаин), пульсации (Грэбо), диктиогенез (С. Н. Бубнов), складки большой амплитуды (Grossfalten — Абендано-на), акроорогенез (Рюгер), частные ундации (Штилле), глубинные складки (plis de fond Аргана), аркогенез (Е. В. Павловский) и др.

Регматические движения (Б) — также длительно проявляющиеся движения, тесно связанные с первой категорией. Они представляют собой движения по ослабленным зонам земной коры, предопределенным макрокластогенными движениями и разграничивающим участки с резким изменением литологического состава и мощностей горных пород, с проявлением магматизма, рудогенеза и динамометаморфизма.

Движения этой категории, хотя и тесно связаны с колебательно-волновыми, могут рассматриваться и обособленно. Их можно разделить на два типа: а) регмагенные движения и б) тафрогенез.

а) *Регмагенные движения* — это движения по зонам глубинных разломов, контролирующие распределение фаций и мощностей осадков, магматические проявления и складчатость, степень метаморфизма и особенности рудогенеза. Такие движения происходят как по вертикальной, так и по горизонтальной составляющим, они обратимы, зависимы и нередко унаследованы. Движения по разломам закономерно сочетаются с волновыми движениями, приводящими к формированию поднятий и прогибов, и часто являются их ограничениями, определяя тем самым расположение образующихся структурных элементов и обусловливая формирование глубинных структур. Термин регмагенные, принятый для обозначения данного типа движений, в более узком значении предложен Р. Зондером (1956). Под ним мы понимаем не только движения сдвигового характера, как это предлагает Зондер, но и вертикальные перемещения, направляющие течение многих геологических процессов.

б) *Тафрогенез* (термин Э. Кренкеля) сводится к образованию тектонических рвов. Возникающие при этом впадины представляют целый ряд тектонических форм, выполненных особыми формациями отложений. Описываемый процесс сопровождается проявлением магматизма в вулканической и интрузивной форме, формированием различных полезных ископаемых, связанных с седиментационным наполнением впадин, и другими явлениями. С тафрогенезом можно связать образование особых желобообразных структурных форм, названных Н. С. Шатским (1960 г.) а в л а к о г е н а м и — «бороздой рожденными структурами», которым посвящены работы А. С. Новиковой (1959—1961 гг.).

С описываемой группой подкоровых движений связывается формирование разнообразных структурных форм: синеклиз, антеклиз, щитов, разного рода впадин, разнообразных структурных элементов складчатых зон и геосинклинальных областей, а также различных по своим признакам и типам глубинных разломов, блоковых и глыбовых структур.

Коровые движения составляют третью группу тектонических движений. Они известны под названием вторичных (Белоусов, 1954; Косыгин, 1958), дислокационных (Косыгин, 1958); разрывных и складчатых (Хаин, 1954, 1957; Белоусов, 1954), тектогенических (Бубнов, 1960), орогенических (Зондер, 1956; Бубнов, 1959; Страхов, 1948) и т. д.

На проявление коровых движений огромное влияние оказывают не только физические и литологические свойства горных пород, такие, как пластичность, хрупкость, но и особенности движений двух предыдущих групп. Они накладываются друг на друга и сложно сочетаются. Обычно это необратимые движения, приводящие к изменению структуры. Они прерывисты, происходят как бы толчками, что объясняется превышением предела упругости с образованием остаточных деформаций. Однако в итоге эти движения дают непрерывный, временами ускоряющийся процесс (Бубнов, 1960).

Данная группа обнимает две категории движений: компенсационные (А) и дислокационные (Б). Обе категории в какой-то мере связаны друг с другом и в значительной степени предопределяются особенностями проявления движений подкоровой и планетарной групп. Генетически движения коровой группы обусловлены процессами, протекающими в земной коре, в ее верхних частях (15—20 *км*) и свойственны осадочной и подстилающей ее условно гранитной оболочкам. Нередко, однако, они распространяются и на всю толщину земной коры, взаимодействуя с подстилающей мантией. Пространственно бывают локализованы. Эти движения зависимые и часто унаследованные.

К о м п е н с а ц и о н н ы е д в и ж е н и я являются следствием на-

рушения или восстановления изостатического равновесия, происходящего в результате широкого перемещения масс вещества под влиянием разнообразных экзогенных и эндогенных процессов (вулканизма, эрозии, оледенения и т. п.). Данные движения выражаются: 1) в прогибании значительных участков поверхностных частей литосферы, вызываемом медленными движениями, охватывающими земную кору и распространяющимися на мантию, 2) в медленных компенсационных поднятиях при снятии нагрузки, вызвавшей прогибание, и 3) в проявлении медленных вертикальных движений при изменении геофизического строения земной коры.

Дислокационные движения приводят к образованию различных изгибов и разрывов, среди которых принято выделять *пликативные* и *дизъюнктивные* дислокации. Они сопровождаются образованием трещин, сланцеватости, плоскостей скалывания, внедрением магматических расплавов с образованием магматических тел и другими процессами. Типы образующейся складчатости, трещин, разрывов, эффекты растяжения и сжатия очень разнообразны, так как условия их образования и формирующиеся признаки зависят от свойств деформируемого материала, от вещественного состава, напряжения, особенностей давления, глубины образования, температуры и других факторов.

При изучении группы коровых движений необходимо помнить, что сходные разновидности структур могут возникать при существенно различных движениях, и, наоборот, различные структуры образуются при сходных движениях. Учет конвергенции признаков возможен только при выяснении в каждом конкретном случае значения движений первых двух групп.

Поверхностные движения охватывают земную кору на первые десятки и сотни метров. Они вызываются перемещениями масс под влиянием чисто денудационных процессов, а также процессов выветривания и эндолитогенных, связанных с особенностями горных пород.

В проявлениях поверхностных движений, преимущественно в осадочной оболочке, могут быть выделены две категории: необратимые (А) и обратимые (Б) движения.

А. Необратимые движения связаны с разнообразными процессами денудации и выветривания. Они приводят к образованию различного рода складок, разрывов и прочих структурных форм и могут достигать таких масштабов, что их бывает трудно отделить от деформаций, образованных дислокационными движениями. Все структурные формы этой категории получили название *экзотектонических* (псевдотектонических, атектонических).

Б. Обратимые движения приводят к возникновению упругих движений и деформаций, причины которых (как экзогенные, так и эндогенные) были рассмотрены нами выше.

На поверхностные движения оказывают влияние как планетарные, так и коровые движения. Накладываясь, они в одних случаях их ускоряют, в других — замедляют.

Тектонические движения всех указанных групп отражаются в неотектонике. Однако значение каждой группы разное. Планетарные и подкоровые движения являются повсеместными и наиболее постоянными. На их фоне проявляются коровые и поверхностные движения. Именно движения первых двух групп и представляют наибольший интерес с точки зрения новейшего проявления.

Разнообразные явления магматизма обнимают собой ряд процессов: 1) формирование самого расплава, 2) поднятие расплава и внедрение его в земную кору; 3) излияние магмы на поверхность. Эти явления одновременно и механические и физико-химические. Мы соглашаемся с мнением, что рассматривать магму в отрыве от тектонических движений невозможно. И тектонические движения и магматизм есть

следствие одних и тех же причин. Процессы магматизма без проявления тектонических движений, по-видимому, и не существуют. Следует думать, что они связаны с последними не косвенной парагенетической связью, а генетически обусловлены тектоническими движениями, определяющими локальные термодинамические условия в недрах Земли.

Установлено, например, что в результате механических тектонических движений возникает большое количество теплоты (Вернадский, 1939; Кропоткин, 1948). Это обусловливает в зонах больших градиентов движений повышенную температуру и изменение давлений, что ведет к возникновению магмы. Тектонические движения, образуя зоны с различной проницаемостью для магмы, контролируют размещение и магматических процессов и формирующихся магматических тел.

С указанных позиций явления магматизма, по-видимому, правильнее рассматривать не как самостоятельную категорию тектонических движений, а как определенную реакцию вещества на тектонические движения рассмотренных выше групп. Эта реакция выражается не только в проявлении магматизма, но и наравне с ним в явлениях метаморфизма и рудогенеза, что ведет к глубоким качественным преобразованиям вещества и ранее сформировавшихся структурных форм. Магматизм столь же разнообразен, как разнообразны типы и категории тектонических движений; он связан с каждой генетической группой тектонических движений, на разных глубинах имеет свое выражение, и рассмотрение его не может проводиться вне тектоники. Вместе с тем следует напомнить правильное высказывание Н. С. Шатского (1960), «что в тектонике — в деформациях и движениях — нельзя видеть причину развития земной коры, и в частности, магмообразования: тектонические деформации не механизм, а только проявление этого механизма, определяющего развитие земной коры, только следствие данного развития». Интересно указание Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1939), что поднятие магмы к земной поверхности связано преимущественно с проявлением вертикальных движений. Горизонтальные движения как бы противопоказаны магматизму. Таким образом, развитие магматических процессов подчиняется не только законам механики, но и законам физической и квантовой химии, к сожалению, нам пока очень мало известных.

Так как типы движений отражаются в формирующихся структурных формах, а последние показываются на специальных тектонических картах, то возникает вопрос — какие группы и категории движений они отражают?

Составленная под редакцией Н. С. Шатского (1957) тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба в 1 : 5 000 000, в основу легенды которой положен возраст складчатости с выделением разнообразных структурных форм складчатых и платформенных областей, отражает главным образом коровые движения (дислокационные и компенсационные) и в меньшей степени подкоровые (колебательно-волновые и регматические) и планетарные. Карта новейшей тектоники СССР, составленная под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1960), показывает интенсивность и направленность неотектонических движений и их суммарный результат в виде деформации поверхности за неотектонический этап развития. Она отражает главным образом подкоровые и планетарные группы движения и в меньшей степени коровые. Указанные карты дополняют друг друга, позволяют в деталях установить закономерности проявления различных типов движений. В этом отношении материалы по неотектонике дают чрезвычайно много, а выведенные закономерности помогают разобраться в данных исторической геологии.

Выделение описанных групп тектонических движений основано на комплексных (в том числе и генетических) признаках. Необходимо отметить, что эта проблема требует дальнейшей разработки.

ГЛАВА ВТОРАЯ

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ

Территория СССР в отношении проявлений неотектоники очень разнородна. В ее пределах выделяются районы, отличающиеся не только интенсивностью тектонических движений, но и своеобразием молодых тектонических структур, в большинстве случаев тесно связанных с древними тектоническими элементами. Выявить неотектонические движения можно путем анализа всего фактического материала, который собирается в поле и который привлекается при камеральной обработке. Эти данные очень разнообразны. Они обнимают собой большое количество объектов наблюдения, что и определяет разнообразие применяемой методики выявления неотектоники (табл. 3).

В ранее опубликованных работах автора (Николаев, 1949, 1950_3, 1959_2) и других исследователей (Геренчук, 1960; Зенкович, 1948; Марков, $1948_{2,3}$; Мирошниченко и Шульц, 1961; Хаин, 1954) можно найти подробное описание разнообразных методов изучения неотектоники. Выявить проявления неотектоники можно, анализируя указанные в табл. 3 признаки. Этим определяется и применяемая методика. Она очень разнообразна и обнимает собой как группу количественных — инструментальных методов, используемых преимущественно для изучения современных движений, так и группу качественных — историко-геолого-геоморфологических методов. Однако, как показал опыт, односторонее применение одного метода в большинстве случаев неминуемо приводит к разногласию с результатами применения других. Следовательно, необходимо использовать комплексный метод, позволяющий увязать часто противоречивые взгляды.

В настоящее время доказана тесная генетическая связь новейших, в том числе и современных тектонических движений (подкоровых, коровых) с геологическим строением и различными структурными формами земной коры. Последние очень часто определяют не только направление движения, но и пространственные соотношения различных типов движений, а также унаследованность, зависимость, наложенность или обращенность молодых тектонических форм. Значение общей тектонической структуры сказывается в областях как интенсивного, так и слабого проявления неотектоники. Поэтому, для понимания неотектоники каждого данного района, помимо выявления новейших движений, необходимо обстоятельно ознакомиться с общей тектонической структурой, исследуя крупный тектонический регион в целом и крупные структурные комплексы. Кроме того, в процессе исследования необходимо выявить тенденцию развития тектонической структуры и данные по неотектонике сопоставить с общим направлением развития более древних структурных форм. Только после всех перечисленных исследований делается окончательный вывод о характере и особенностях новейшей тектоники. Такой историко-геологический подход является одной из

Таблица 3

Таблица применимости методов изучения неотектоники

Методы изучения неотектоники		Применимость метода						Требования метода		
		при аэровизуальных наблюдениях и специальном дешифрировании аэрофотоснимков	в областях проявления неотектоники			для изучения тектонических движений		сбор фактического материала в поле	привлечение материала при камеральной обработке	применения длительных инструментальных наблюдений
			слабого	интенсивного	в морях и океанах	современных	новейших			
Геологические	1. Изучение смены фаций и формаций новейших отложений	+	+	+	+	+	+	+	—	—
	2. Изучение мощностей	—	+	+	+	+	+	+	—	—
	3. Палеогеографический метод	—	+	+	+	+	+	+	+	—
	4. Палеоминералогический метод	—	+	+	+	+	+	+	—	—
	5*. Выяснение тектонических соотношений	+	+	+	—	+	+	+	—	—
	6*. Историко-геологические методы с применением принципа унаследованности	+	+	+	+	+	+	+	+	—
Геоморфологические	7. Орографический	+	+	+	—	—	+	—	+	—
	8. Батиметрический	—	—	—	+	+	+	—	+	—
	9. Составление морфометрических карт	—	+	+	—	—	+	—	+	—
	10*. Изучение геоморфологии морского дна	+	—	—	+	—	+	+	—	—
	11*. Изучение береговых линий и островов	+	+	+	+	+	+	+	—	—
	12*. Изучение развития гидрографической сети	+	+	+	—	—	+	+	—	—
	13*. Изучение речных долин	+	+	+	—	+	+	+	—	—
	14*. Изучение многоярусного рельефа	+	+	+	—	—	+	+	—	—
	15*. Изучение снеговой линии	+	—	+	—	+	—	+	—	—

Продолжение

Методы изучения неотектоники		Применимость метода						Требования метода		
		при аэровизуальных наблюдениях и специальном дешифрировании аэрофотоснимков	в областях проявления неотектоники			для изучения тектонических движений		сбор фактического материала в поле	привлечение материала при камеральной обработке	применения длительных инструментальных наблюдений
			слабого	интенсивного	в морях и океанах	современных	новейших			
Геоморфологические	16*. Изучение древних оледенений и многолетней мерзлоты	+	+	+	+	+	+	+	+	–
	17*. Изучение коры выветривания	+	+	+	–	–	+	+	–	–
	18*. Изучение истории развития карстового ландшафта	+	+	+	–	–	+	+	–	–
Геофизические	19. Сейсмический (метод глубинного сейсмического зондирования)	–	+	+	+	+	–	–	+	+
	20. Гравиметрические и прочие методы	–	+	+	+	+	+	–	+	+
	21. Наклономерные наблюдения	–	+	+	–	+	–	–	+	+
	22. Эхолотирование	–	–	–	+	+	+	–	+	+
Астрономические	23. Повторные определения широт	–	+	+	+	+	–	–	+	+
	24. Теоретические астрономо-геодезические методы	–	+	+	+	–	+	–	+	–
Геодезические	25. Повторные триангуляции и измерения линий базиса	–	+	+	–	+	–	–	+	+
	26. Повторное нивелирование	–	+	+	–	+	–	–	+	+
Географические	27*. Ландшафтно-географическое изучение территории	+	+	+	–	+	+	+	–	–
Гидрологические	28. Наблюдение над изменением уровней морей и океанов	–	–	–	+	+	–	–	+	+
Гидрологические	29. Наблюдение над изменением уровней озер, замкнутых и имеющих сток	–	+	+	–	+	–	+	–	+
	30. Изучение устойчивых смещений кривых расходов рек	–	+	+	–	+	–	–	+	+
Гидрогеологические	31. Палеогидрогеологические методы	–	+	+	–	+	+	+	–	–
Инженерно-геологические	32. Лабораторное изучение грунтов	–	+	+	–	–	+	–	+	+
Историко-археологические	33. Сравнение топографических карт, составленных в разное время	+	+	+						
	34. Свидетельства писателей древности	+	+	+	+	+	–	+	+	–
	35. Анализ географических названий	+	+	+						
	36. Опрос местного населения	+	+	+						
	37*. Изучение положения археологических находок	+	+	+						
Биогеографические	38. Зоологические	+								
	39*. Фитогеографические (геоботанические)	+	+	+	+	+	+	–	+	–
	40. Антропогеографические	+								
Комплексные	41*. Для областей интенсивного проявления неотектоники (молодые и возрожденные горные страны)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	42*. Для областей слабого проявления неотектоники (платформенные области и омоложенные платформенные горы)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	43*. Для ванн озер, морей и океанов (главным образом материковой ступени) и побережий	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание. Звездочкой отмечены методы, где применяются аэровизуальные наблюдения и специальное дешифрирование аэрофотоснимков.

важнейших особенностей методики изучения неотектоники. Новейшие движения и создаваемые ими структурные формы должны рассматриваться в историческом аспекте. Главнейшими методами изучения неотектоники являются геологические, геоморфологические, геофизические и комплексный.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для понимания истории формирования новейших тектонических структур, в какой-то мере выраженных в рельефе и связанных с древними структурными формами, необходимо восстановить ход их развития в связи с формированием различных по генезису и составу горных пород, образующих эти структуры, а также изучить историю развития рельефа (геоморфологические методы). Решение этого вопроса требует привлечения разнообразного материала: данных по фациальным и литологическим изменениям горных пород, мощностям, стратиграфическим, палеонтологическим (смена фаун и флор), минералого-петрографическим, палеогеографическим и другим изменениям.

При анализе неотектоники платформенных областей широко используется метод изучения региональных стратиграфических перерывов. Он заключается в выделении крупных стратиграфических комплексов как структурных ярусов, разграниченных друг от друга общими перерывами, отражающими крупные этапы развития платформ. Составление палеогеологических карт поверхностей комплексов в виде «денудационных срезов» с учетом фациальных, геофизических и иных данных, сравнительный анализ этих карт и сопоставление их с неотектоническими структурными формами позволяют раскрыть историю формирования этих неотектонических структур (Шатский, 1945, 1946; Геренчук, 1958, 1960 и др.).

Широко используется составление для отдельных стратиграфических подразделений карт равных мощностей и карт фаций. Такие карты позволяют выявить области поднятий и погружений, направленность и устойчивость тектонических движений в этих областях; поведение и историю развития отдельных структурных форм во времени и их отражение в современном рельефе и новейшей тектонической структуре.

Решению поставленных задач помогает также применяемый в тектонике формационный метод исследования, заключающийся в выделении парагенезисов пород, изучении их литологического состава, строения, соотношений, а также связей со структурными формами (Попов, 1952; Хаин 1950, 1959; Шатский, 1955_2; Херасков, 1952; Николаев, 1952_1).

Правильно понять закономерности развития новейших тектонических форм позволяет принцип унаследованности, разработанный трудами Н. С. Шатского, А. Л. Яншина, А. В. Пейве и других исследователей. Сущность принципа заключается в том, что более молодые структурные формы часто появляются и развиваются на месте уже существовавших структур и наследуют те или иные их черты. Применение данного принципа позволяет проследить историю и преемственность в развитии структурных форм, а также выяснить контуры древних структур, погребенных под молодыми толщами. Различают разные формы унаследованности: в виде унаследования каких-то черт древних структурных форм, новообразованных черт и наложенных структурных форм (Пейве, 1956). Большое значение имеет зависимое развитие. Все эти понятия, хотя и относительны, помогают правильно расшифровать часто сложную историю развития новейших структурных форм. Следует отметить, что из всех тектонических форм наибольшей способностью к унаследованию обладают различные линейные элементы, генетически связанные с планетарной системой глубинных разломов земной коры.

Развитие этих разломов растягивается на сотни миллионов и миллиарды лет, что соизмеримо с возрастом земной коры.

Принцип унаследованности, а также выявленные черты автономного и зависимого развития помогают более правильно понять образование и эволюцию различных неотектонических структурных форм и их отражение в формах рельефа.

В областях аккумуляции, где накапливаются большой мощности толщи новейших отложений, необходим анализ результатов бурения; необходимо также тщательное изучение смены фаций в вертикальном разрезе и положения их в пространстве, минералого-петрографической характеристики и тектонических соотношений отдельных толщ, их мощности и т. д.

Большое значение имеет изучение переходов одних и тех же слоев из областей денудации в области аккумуляции с выявлением согласного и несогласного залегания слоев (рис. 2). Весьма важно при этом

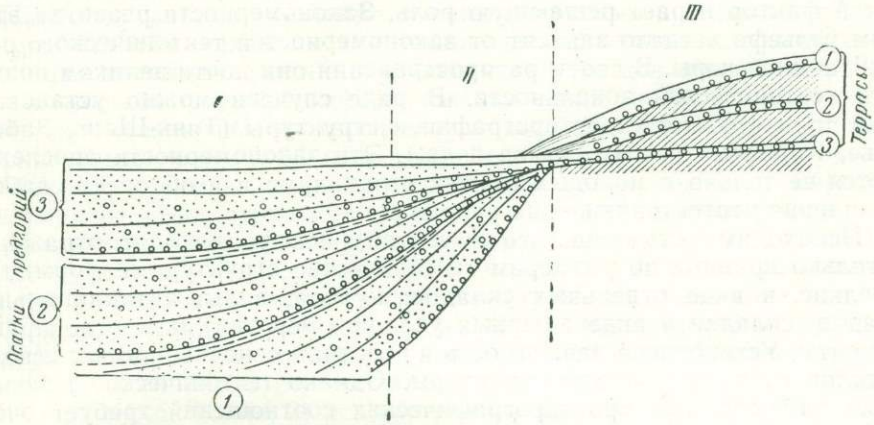


Рис. 2. Схема соотношения областей денудации и аккумуляции с показом перехода одних и тех же слоев от несогласного к согласному залеганию (по В. И. Попову, 1940)

I — складчатость зоны преобладающего относительного опускания с «согласным» залеганием слоев (со скрытым нормальным угловым несогласием); *II* — складчатость переходной пограничной зоны, с явным угловым несогласием; *III* — складчатость зоны с преобладающим относительным поднятием, с «согласным» залеганием толщ (со скрытым перевернутым угловым несогласием); *1—3* — ритмы седиментации в порядке их отложения

выявить и учесть значение климатического фактора, влияющего на формирование различных генетических типов новейших отложений.

Гранулометрический состав отложений служит обычно мерилом интенсивности денудационных процессов, отражающих влияние тектонических движений. Однако не всегда гранулометрия пород соответствует скорости движения, так как степень грубости отложений может зависеть и от особенностей накопления материала, происходящего по-разному у разных генетических типов континентальных отложений, или может служить указанием на чисто климатические изменения.

Движения земной коры очень сильно сказывались и на изменении береговой линии морей. Основным признаком трансгрессии являются констатированная одновременно в разных точках определенная и постоянная макро- и микропалеонтологическая характеристики слоев и изменение фаций в вертикальном разрезе от менее глубоководных к более глубоководным. Во всех случаях для правильного анализа неотектоники совершенно необходимы подробная разработка стратиграфии новейших отложений, выявление значения климатических факторов и правильное определение генетического типа отложений.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геоморфологические методы выявления новейших тектонических движений крайне разнообразны. Все они основываются на представлении, что рельеф является результатом взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов. Если строго учесть роль процессов денудации и аккумуляции в создании данного типа рельефа, то можно определить относительное значение тектонического фактора и восстановить историю его проявления.

Анализ рельефа с указанной точки зрения позволяет выявить различные по размерам территории, для которых характерно развитие новейших движений земной коры того или иного знака и той или иной интенсивности. Метод геоморфологического анализа может использоваться для изучения форм рельефа разных таксономических категорий. В формировании крупных форм рельефа, таких, как горные хребты, предгорные и межгорные впадины, равнины, котловины и т. п., тектонический фактор играет решающую роль. Закономерности развития этих форм рельефа всецело зависят от закономерностей тектонического развития земной коры. В своем распространении они почти целиком подчинены тектонической зональности. В ряде случаев можно устансвить почти полное соответствие орографии и структуры (Тянь-Шань, Забайкалье, Карпаты, Крым, Кавказ и др.). Эти закономерности прослеживаются не только в молодых горных странах, но и в областях слабого проявления неотектоники — на равнинах.

Необходимо отметить, что в чертах рельефа находят отражение не только крупные по размерам тектонические структурные формы, но и мелкие, в виде отдельных складок: купола, валы, антиклинальные складки, складки в виде адырных увалов (Фергана) и многие другие элементы. Установлена зависимость в строении основных долин и водоразделов от тектонической структуры. Однако тектоническое истолкование наблюдаемых орогидрографических соотношений требует очень большой осмотрительности, так как в результате различной активности проявления новейших тектонических движений в одних случаях наблюдаются прямые, а в других обратные соотношения структур и форм рельефа, причем они могут существовать в одном и том же районе.

Ниже перечисляются различные геоморфологические методы, применение которых позволяет обнаружить новейшие тектонические движения:

1. **Анализ морфометрических данных.** Для выявления неотектоники широко применяются морфометрические методы: а) в результате обработки топографических данных составляются различные морфометрические карты и картограммы густоты расчленения, интенсивности вертикального расчленения, глубин местных базисов эрозии (С. С. Соболев); б) производится анализ структуры гидрографической сети, строятся карты разных высот урезов рек в изолиниях, предложенные М. М. Жуковым. Используются и другие методы морфометрического анализа: а) анализ продольных профилей рек, основанный на выявлении величин отклонения падений рек на каждом конкретном участке от среднего значения падения рек для данного района и для рек данного порядка (А. П. Рождественский, Ю. Е. Журенко, 1961); б) анализ продольного профиля рек с выявлением участков, на каждом из которых падение больше, чем на смежном, расположенном выше по течению участке. Обобщение полученных вычислений дается на специальной карте (Ю. А. Мещеряков); в) определяется коэффициент заболоченности местности, производится количественный анализ ориентировки речных долин; г) вычисляется коэффициент извилистости рек.

Анализ всех перечисленных морфометрических карт и других графиков в комплексе с данными геологического строения и геоморфологии

позволяет выявить неотектонические движения земной коры и в ряде случаев наметить положение локальных новейших структур. Аналогичный результат дает применение батиметрического метода, заключающегося в изучении карт подводного рельефа с учетом данных геологии моря и берегов.

Особый интерес для выявления неотектонических структур представляет морфометрический анализ топографических карт, разработанный В. П. Философовым (1960).

Рельеф земной поверхности обусловлен движениями и структурами земной коры. В результате поднятия местности над уровнем моря в соответствии с климатическими условиями горизонтальная и вертикальная расчлененность рельефа возрастает, вследствие чего увеличивается глубина врезания долин и их количество. В результате тектонического опускания глубина долин уменьшается, они заполняются осадками и перестают существовать как отрицательные формы рельефа. Относительная высота водоразделов над долинами понижается.

Наиболее глубоко врезанные долины с крутыми продольными профилями, выполаживающимися в тектонических впадинах, приурочены к границам поднимающихся и опускающихся участков земной коры. Такая взаимосвязь форм рельефа и тектонических движений позволяет, анализируя абсолютные и относительные высоты, определять не только поверхностные, но и глубинные (погребенные) тектонические структуры. Морфометрические данные, являющиеся количественным выражением форм рельефа, отражают структуру и движения земной коры.

Анализируя крупномасштабные топографические карты (1 : 25 000—1 : 100 000) методом В. П. Философова, можно выявить как региональные, так и локальные тектонические структуры, а также создавшие их новейшие движения земной коры. Сам метод заключается в графическом разложении на составные части рельефа, изображенного на топографической карте горизонталями, и в составлении специальных карт: 1) порядков долин, 2) асимметрии долин и междуречий, 3) базисных поверхностей, 4) остаточного рельефа, 5) вершинной поверхности, 6) сноса и 7) разностей базисных поверхностей. Полученные данные морфометрии геологически интерпретируются, и составляется тектоническая схема (рис. 3).

Карта порядков долин (см. рис. 3) показывает соподчиненность долин рек и притоков разных порядков. Долиной первого порядка считается неразветвленная долина, не принимающая ни одного притока. Долина второго порядка возникает в результате слияния двух долин первого порядка. Долина третьего порядка образуется от слияния двух долин второго порядка и т. д. Самые крупные долины имеют наиболее высокий порядок. Такой метод позволяет рассматривать долину в развитии и сравнивать ее с другими долинами. Используя порядок долин в сочетании с их формой, можно судить о региональных тектонических движениях.

Участкам новейших тектонических поднятий свойствен быстрый переход ложбин стока в овраги и балки, а затем в реки. Иногда долинная сеть прямо начинается с оврагов. Переход низких порядков долин в более высокие происходит весьма быстро на сравнительно коротком расстоянии. Наоборот, в пределах тектонических опусканий нарастание порядков долин идет медленно. Наблюдаются ложбины стока не только первого и второго, но даже третьего и более высоких порядков. Ложбина стока переходит в балки, а не в овраги. Реки начинаются с более высоких порядков долин, чем в пределах тектонических поднятий.

Карта асимметрии долин и междуречий показывает связь форм рельефа с геологическим строением, климатическими, гидрологическими, геофизическими и планетарными (центробежная сила вращения Земли) факторами. Причина происхождения асимметрии

выявляется путем всестороннего анализа фактов. Карту асимметрии рельефа совмещают с картой порядков долин.

Карта базисных поверхностей (рис. 4) отражает равные высоты тальвегов долин в изолиниях, называемых В. П. Филосо-

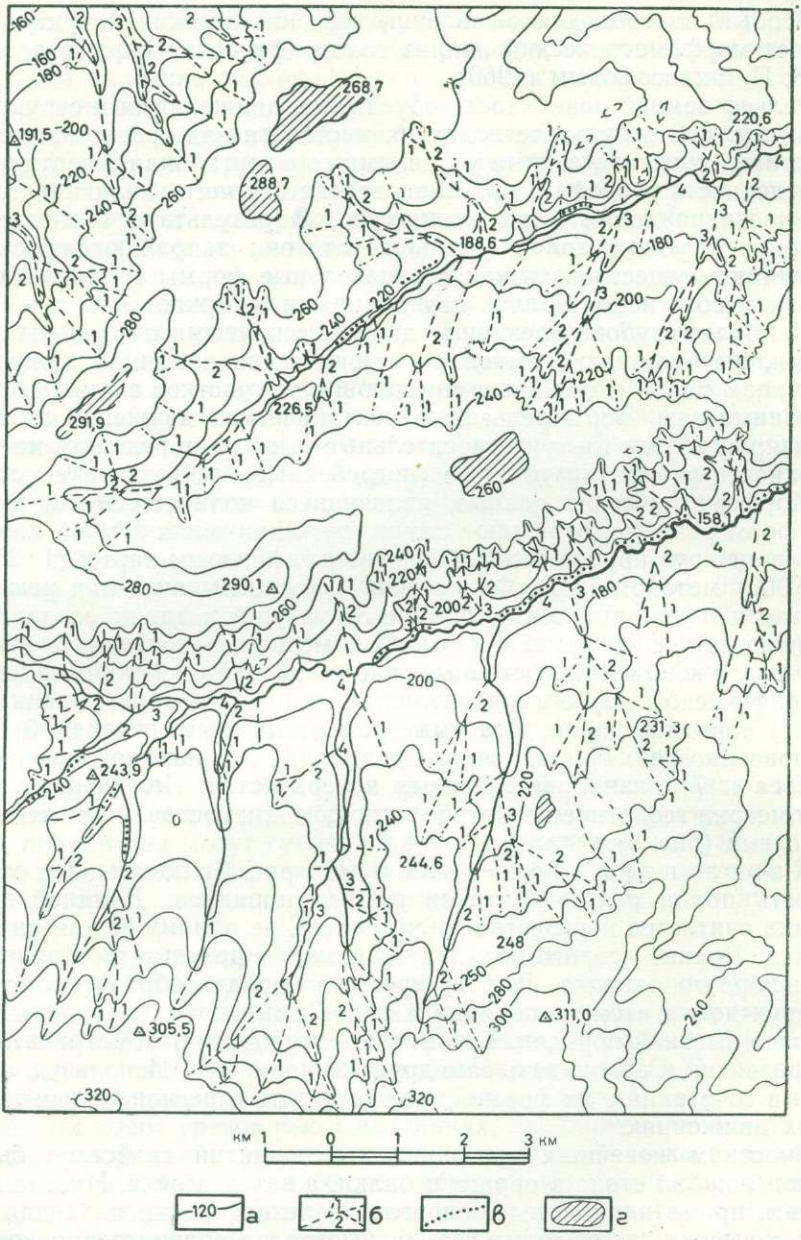


Рис. 3. Карта порядков долин и их асимметрии (по В. П. Философову, 1960)

а — горизонтали; *б* — тальвеги долин и их порядок; *в* — линии асимметрии долин; *г* — холмы

фовым *изобазитами*, т. е. линиями равных базисов эрозии. При этом под базисной поверхностью понимается сложная поверхность, отраженная изобазитами. В зависимости от порядка долин, по которым производится построение, могут быть получены разные базисные поверхности. Рассматриваемые карты хорошо выявляют распределение неотектонических движений.

На участках неотектонических поднятий резко возрастают уклоны долин, поэтому для них характерны малые заложения между изобазитами; на участках опусканий уклоны долин значительно уменьшаются, вследствие чего величина заложения изобазит (расстояние между го-

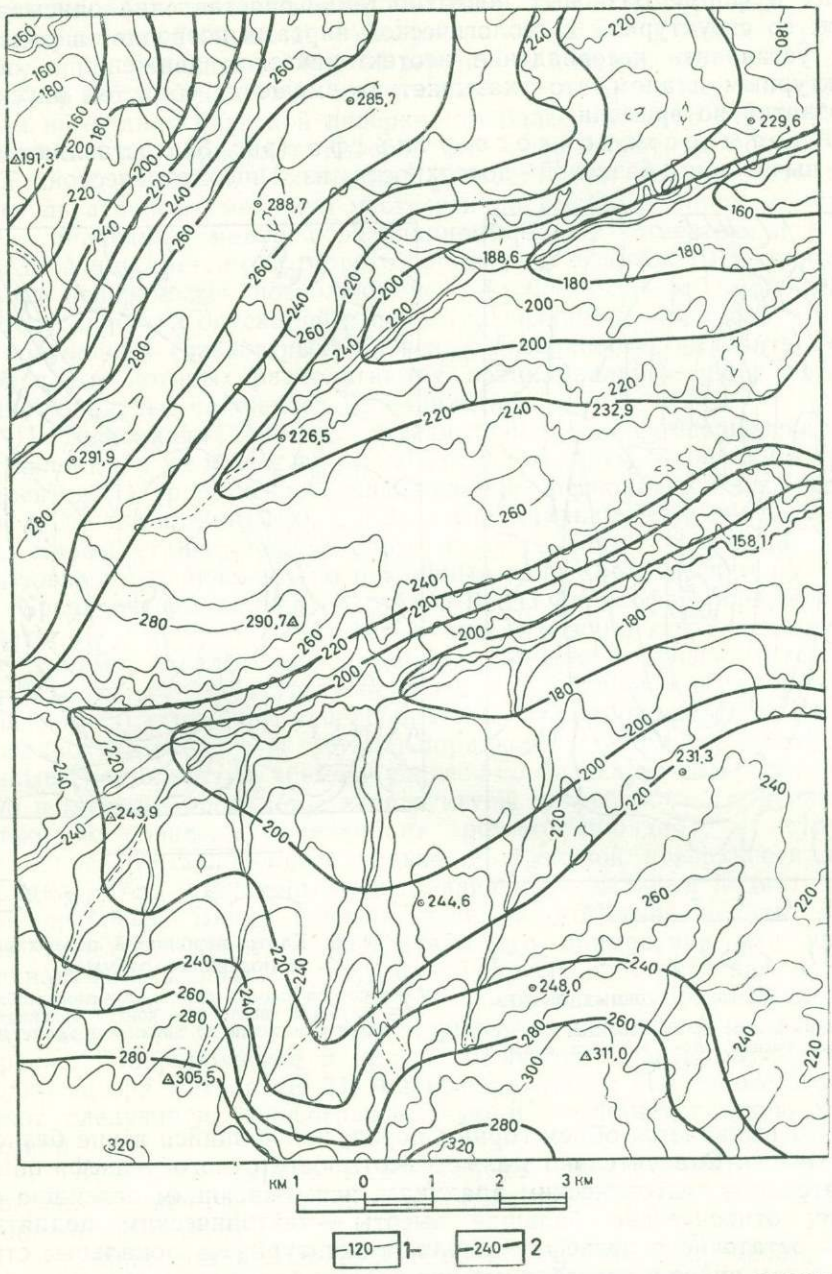


Рис. 4. Карта базисной поверхности по высотам тальвегов долин второго и более высоких порядков

1 — горизонтали; *2* — изобазиты

ризонталями) возрастает в несколько раз. При этом базисные поверхности, построенные по долинам второго порядка и выше, по мнению В. П. Философова, отражают движения четвертичного возраста; построенные по долинам третьего порядка и выше — суммарные движения антропогенового и плиоценового возраста, базисные поверхности, по-

строенные по долинам более высоких порядков отражают суммарные движения за более длительный промежуток времени.

Карты базисных поверхностей вскрывают не только неотектонические движения, но и структурные формы, отражающиеся в особенностях и форме базисных поверхностей. Сопоставление описываемой карты со структурной и геологической картами позволяет в ряде случаев установить несовпадение неотектонических движений с общим структурным планом, что указывает на смещение областей опусканий и поднятий во времени.

Карты остаточного рельефа (рис. 5) составляются путем вычитания базисной поверхности из гипсометрической. Таким

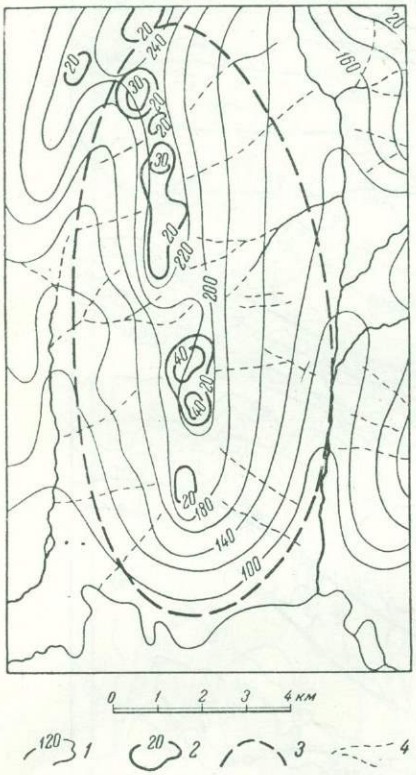


Рис. 5. Карта остаточных высот

1 — горизонтали; *2* — изобазиты; *3* — остаточные высоты; *4* — тальвеги оврагов и балок

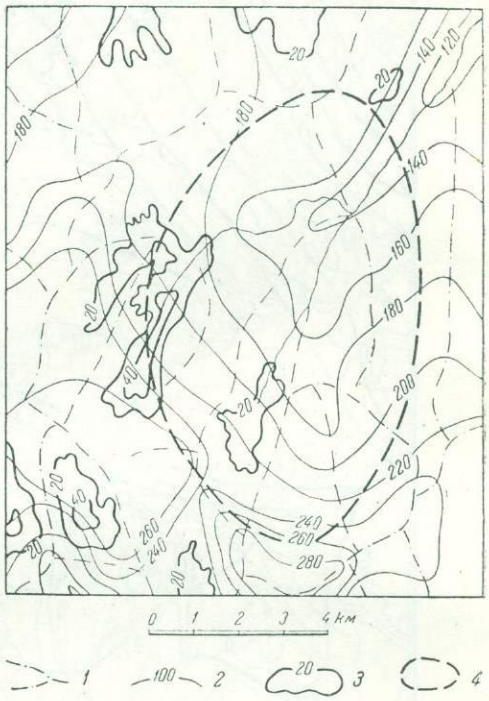


Рис. 6. Карта вершинной поверхности и новейшего размыва

1 — водораздельные линии; *2* — изогипсобазиты; *3* — глубины сноса; *4* — контур брахиантиклинальной складки по данным морфометрии

приемом выявляется объем горных пород, находящийся выше базисной поверхности. Относительно малые высоты остаточного рельефа обычно соответствуют тектоническим впадинам, испытывающим новейшие опускания; относительно большие высоты — тектоническим поднятиям. Карты остаточного рельефа позволяют оконтуривать локальные структуры, в том числе и погребенные под чехлом более молодых отложений.

Карты вершинной поверхности (верхнего базиса денудации) строятся аналогично картам базисных поверхностей (рис. 6), получая высотные отметки не тальвегов долин, а водораздельных линий разных порядков. Изолинии, соединяющие равные точки пересечения горизонталей с водораздельными линиями, В. П. Философовым были названы *изогипсобазитами* (равные линии вершинной поверхности). Сгущения изогипсобазит на карте соответствуют областям неотектонических поднятий; разреженный рисунок — области новейших опусканий.

Карта сноса составляется путем вычитания горизонталей из изолиний вершинной поверхности (изогипсобазит). При этом оконтуриваются участки сноса, в пределах которых были удалены горные породы за время формирования рельефа рассматриваемого района. Участки наиболее интенсивного размыва обычно приурочены к зонам неотектонических поднятий и совершенно исчезают в зонах опусканий. Карту сноса совмещают с картой вершинной поверхности.

Карты разностей базисных поверхностей строятся путем вычитания базисной поверхности более высокого (третьего, четвертого и т. д.) порядка из поверхности более низкого (второго, третьего и т. д.) порядка. Полученная разность дает возможность судить о результативном смещении местности по высоте за промежуток времени, прошедший между образованием долины четвертого и третьего порядков или третьего и второго порядков и т. д. Карты разностей базисных поверхностей позволяют по рисунку изобазит выделять зоны неотектонических опусканий и поднятий различных порядков, а по форме полученных (разностных) базисных поверхностей выделить участки, в пределах которых располагаются антиклинальные структуры, имеющие локальные положительные движения.

На основании анализа перечисленных морфометрических карт составляется схема тектоники, на которую условными знаками наносятся: 1) граница зон, испытывающих региональное неотектоническое поднятие или опускание и 2) антиклинальные структуры, выделенные морфометрическим методом и разделенные на четко, нечетко и условно выделяющиеся по различным морфометрическим признакам.

Среди антиклинальных структур В. П. Философов предлагает различать: а) структуры, полностью или частично совмещающиеся со структурами, выделенными по данным бурения, геофизики и геологической съемки; б) структуры с прямым, обращенным и полуобращенным рельефом; в) структуры унаследованные (совмещающиеся по базисным поверхностям второго и третьего порядков); г) структуры неунаследованные (не полностью совмещающиеся по базисным поверхностям второго и третьего порядков); д) структуры погребенные (выделяющиеся только по базисной поверхности третьего порядка); е) структуры без корней (выделяющиеся только по базисной поверхности второго порядка) и ж) структуры, испытывающие локальные поднятия в настоящее время. Ввиду новизны изложенного выше метода, мы считаем полезным привести результаты его применения для изучения брахиантиклинальных структур на обширных пространствах юго-востока Европейской территории СССР (Саратовские, Доно-Медведицкие, Бузулукско-Терсинские, Кинель-Черкасские, Больше-Кинельские, Самарские, Ставропольские и другие дислокации), используя для этого сводку автора метода (В. П. Философов, 1960). Изученные структуры имеют следующую морфографическую и морфометрическую характеристики.

1. Структуры выражены в рельефе как положительными, так и отрицательными формами, т. е. имеют прямой, обращенный или полуобращенный рельеф.

2. Долины рек и водораздельных пространств в пределах крыльев складок имеют асимметричные формы. Бассейны балок и малых рек в тех же условиях также асимметричны. В асимметричных долинах, за некоторым весьма редким исключением, крутым обычно оказывается склон, примыкающий к антиклинальной складке.

В последнем случае локальные антиклинальные структуры или имеют обращенный рельеф, или же нечетко выделяются по эрозионным холмам в пределах тектонических впадин.

3. Бо́льшая часть выявленных морфометрическим методом антиклинальных структур приурочена к участкам, имеющим согласованную

асимметрию, а в их пределах — к сравнительно узкой полосе, между водораздельной линией и крутым склоном речной долины.

4. Асимметрия рельефа наиболее четко фиксируется вдоль зон новейших опусканий. Здесь наблюдается только полная асимметрия, т. е. одновременная асимметрия речных долин и водораздельных пространств. В пределах же территорий, испытывающих в новейшее время региональные поднятия, наряду с полной асимметрией встречается и неполная, т. е. асимметрия речной долины без асимметрии водораздельного пространства.

5. Уклоны базисной поверхности второго порядка в пределах тектонических поднятий колеблются от 0°10′ до 0°30′ и больше. Напротив, в синклинальных впадинах и на пологих моноклиналях уклоны базисной поверхности обычно менее 0°10′ и даже 0°05′.

6. В пределах локальных антиклинальных структур изобазиты имеют подковообразный или дугообразный рисунок; в пределах моноклиналей они располагаются прямолинейно.

7. Скрытые, а также явные локальные высоты остаточного рельефа приурочены к крыльям и периклинальным частям положительных структур, образуя вокруг них почти замкнутый контур. При этом максимальные остаточные высоты часто совпадают с холмами, расположенными на водораздельных пространствах. При прямом рельефе локальные остаточные высоты совпадают также и со сводом складки. При обращении рельефа долина разрушает свод складки, а остаточный рельеф отсутствует.

8. Обычно сводовые части структур по различным стратиграфическим горизонтам не совпадают между собой. При этом указанные выше морфометрические показатели хорошо отображают более древние своды структур и несколько хуже — поднятия по более молодым отложениям. Такое явление выявилось при анализе структур Доно-Медведицких и Саратовских дислокаций.

9. В пределах изученных территорий морфометрическими методами был выявлен ряд положительных локальных структур, не обнаруженных ранее проведенными геологопоисковыми работами. При этом они размещаются по линиям поднятий, намечаемым геологическими и геофизическими методами.

10. Погребенные структуры, выделяемые только по базисной поверхности третьего порядка, обычно имеют прямой рельеф. Напротив, бескорневые структуры, выделяемые только по базисной поверхности второго порядка, имеют, как правило, обращенный или полуобращенный рельеф.

11. Тектонические впадины с прямым рельефом, выделяемые по базисной поверхности третьего порядка, обычно довольно хорошо оконтуривают площади, сложенные антропогеновыми и плиоценовыми отложениями, иногда захватывая и более древние. Впадины, выделяемые по картам базисной поверхности второго порядка, оконтуривают только антропогеновые отложения (по данным наблюдений в юго-западной части Оренбургской области). Это может указывать на связь базисных поверхностей второго порядка с антропогеновыми движениями, а базисных поверхностей третьего порядка — с суммарными плиоцен-антропогеновыми движениями.

Проведенные работы показали, что погребенные глубинные (до глубины 2000 *м*) структуры, выявляемые морфометрическим методом, испытывали неотектонические движения, оказывая влияние на развитие рельефа. Они продолжают формироваться и в настоящее время.

2. **Изучение речных долин** дает ценный материал для суждения о тектонических движениях и истории их проявления. Наиболее важные данные могут быть получены в результате анализа продольного профиля речных террас долины, снятого точными методами (рис. 7). По-

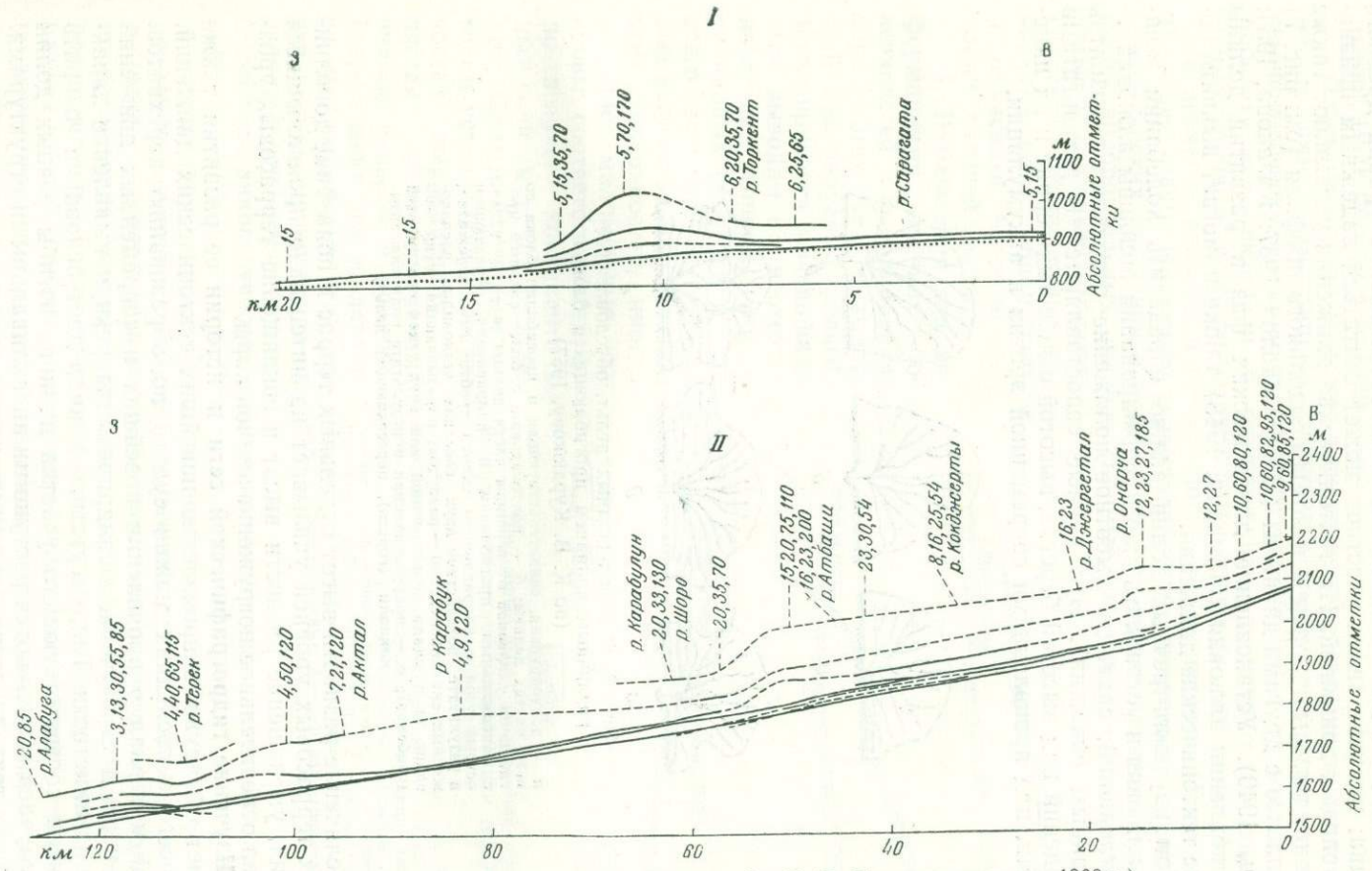


Рис. 7. Продольные профили долины р. Нарына (по В. Н. Крестникову и др., 1960 г.)
I — в пределах Кетмень-Тюбинской впадины; *II* — в пределах Нарынской впадины. Точечная линия — урез воды, пунктирная — места, где террасы не сохранились, цифры — высоты террас в соответствующем пересечении в метрах

гребенные террасы указывают на опускания, эрозионные и эрозионно-аккумулятивные — на поднятия. Часто террасы бывают полностью уничтожены вторичными процессами и от них остаются только участки внешнего края, указывающие на былое положение уровня древнего размыва; наличие таких участков может считаться надежным признаком молодых движений. На тектонические движения указывают также изменение высоты террасы и изломы продольного профиля (см. рис. 7) в комплексе с другими данными (Н. И. Соколов, 1937; Казакова, 1954; Шульц, 1940). Установление динамических фаз в развитии долины и в накоплении аллювия (Ламакин, 1948) также помогает выявить новейшие тектонические движения.

При изучении речных долин важно определить колебания мощности аллювия и установить время формирования подошвы аллювиальных отложений, сравнить высотное положение отдельных горизонтов (по данным скважин). Эти данные сопоставляются с результатами наблюдений над высотой берегов, высотой отдельных террас и их изменениями, над проявлениями современной эрозии и аккумуляции.

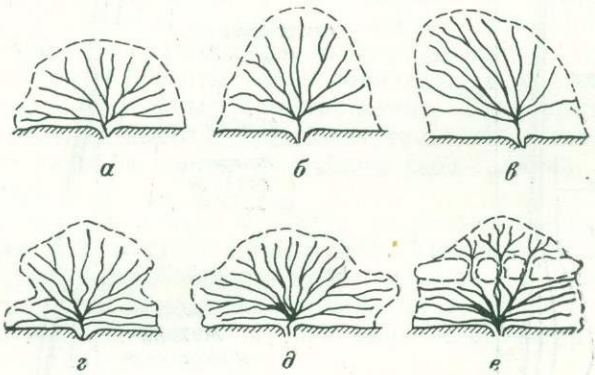


Рис. 8. Формы наземных дельт, обусловленные различным влиянием прогибающихся блоков (по К. В. Курдюкову, 1957)

а — полуокруглая, свидетельствующая о прогибании блока во всех частях дельты; *б* — полуовальная, с более сильным прогибанием удаленной от вершины части дельты; *в* — изогнутая, с максимальным прогибанием в направлении, образующем острый угол с направлением склона хребта; *г* — пережатая, в результате воздействия двух соседних четковидно расположенных синклиналей; *д* — раздутая, показывающая существование на площади дельты одной или двух узких синклиналей (грабенов); *е* — полуразорванная в результате поднятия антиклинали (горста), пересекающей дельту

Увеличение разности высот отдельных террас и появление дополнительных террасовых уровней указывает на интенсивно проявляющиеся поднятия, уменьшение разности высот и сокращение террасовых уровней — на относительное погружение земной коры.

3. **Изучение гидрографической сети** и истории ее развития также позволяет обнаружить проявление новейших тектонических движений. Чаще всего о последних можно судить по образованию перехватов. Важный материал о проявлении новейших и современных движений земной коры дает изучение меандрирования реки и выявление характера ее извилистости. Так, отсутствие меандр дает основание говорить о поднятии соответствующего участка долины, изгибы речных долин в ряде случаев объясняются растущими антиклинальными структурами. О новейших тектонических движениях говорит также тип плана речной сети (дендритовый, перистый, ортогональный и др.), который необходимо проанализировать и сопоставить с данными геологического строения. Неотектонические движения оказывают влияние на формы продольных профилей речных долин и наземных дельт (рис. 8). Боль-

шой интерес представляет анализ ориентировки сравнительно прямолинейных участков речных долин и ее соотношения с ориентировкой структурных линий — разломов и проч. (Воронов и Егорова, 1958; Чарушин, 1960; Философов, 1960 и др.).

Интересные выводы может дать изучение асимметрии междуречных пространств. Симметричные междуречья указывают не только на геоморфологическую молодость данного района, но и на относительную простоту его тектоники и однозначность тектонических движений. Асимметричные междуречья являются свидетелями геоморфологической зрелости рельефа и неотектонической активности (Борзов, 1934; Геренчук, 1960). На режим (направленность, интенсивность) новейших тектонических движений в ряде случаев указывает также форма профилей водораздельных склонов (прямые, выпуклые, вогнутые, ступенчатые и сложные), наличие участков антецедентных покинутых долин обнаружить и объяснить которые является задачей геолога.

4. **Наблюдения над деформациями древних поверхностей выравнивания,** образующих так называемый многоярусный рельеф, могут привести к очень важным выводам по неотектонике как горных, так и равнинных областей. Чаще всего встречаются отдельные изолированные останцы этих поверхностей, иногда несущие маломощные покровы соответствующих им по возрасту континентальных или морских отложений. Самым надежным методом установления поверхностей выравнивания является непосредственный анализ рельефа в природе. Теоретически предполагается, что выработка этих поверхностей происходила в условиях относительного погружения данного участка земной коры или его длительного стабильного состояния.

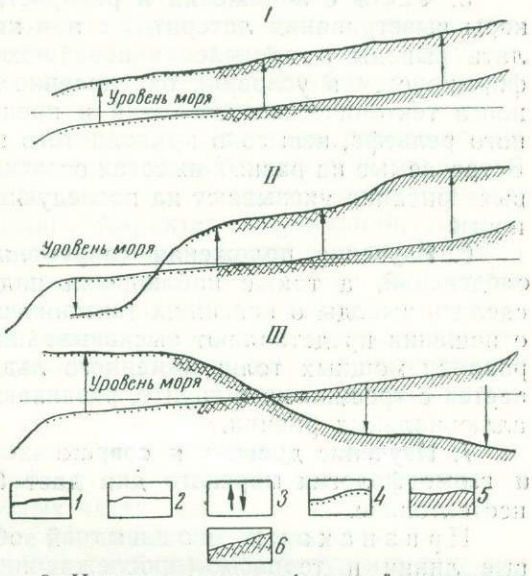


Рис. 9. Некоторые типы деформаций полигенетических поверхностей выравнивания (по Ю. А. Мещерякову, 1960)

I — общее поднятие по континентальной флексуре; *II* — деформация с сохранением общего плана распределения участков денудации и аккумуляции; *III* — деформация при инверсии тектонического режима. *1* — современное положение поверхности; *2* — первоначальное положение той же поверхности; *3* — амплитуды деформации, *4—6* — участки поверхностей: *4* — аккумулятивные; *5* — денудационные; *6* — денудационно-аккумулятивные

В последнее время было предложено расширить понятие «выровненная поверхность» и включить в него как денудационные, так и аккумулятивные поверхности не только континентального, но и подводного происхождения, которые могут быть выражены в современном рельефе, или погребены. Такого рода поверхности, в различных частях имеющие разный генезис, получили название — «полигенетические» (денудационно-аккумулятивные разного происхождения); каждый тип поверхности находится в определенном соотношении с другим, образуя конкретный генетический ряд (Мещеряков, 1960). Некоторые типы деформаций полигенетических поверхностей выравнивания изображены на рис. 9.

По положению поверхностей денудации в рельефе можно оценить общую амплитуду поднятия страны со времени образования данной поверхности. Изменение отметок одной и той же поверхности выравни-

вания, ее деформация, а также колебания разности отметок смещенных поверхностей выравнивания позволяют установить характер их деформации (складчатый, разрывной). Труднее установить генезис отдельных участков поверхностей выравнивания, степень влияния различных экзогенных процессов (в частности, процессов солифлюкации) на их формирование, а также определить возраст этих поверхностей. Для разрешения указанных вопросов необходим тщательный сбор материала в поле.

Чтобы более правильно судить о проявлении движений земной коры, очень важно сопоставить данные по поверхности денудации с материалом по смежным областям аккумуляции. В последних могут быть обнаружены толщи отложений, коррелятивные поверхностям выравнивания.

5. **Факты о положении и распространении одновозрастной древней коры выветривания латеритного или каолинового типа** позволяют сделать выводы о проявлении новейших движений. Кора выветривания формируется в условиях определенного климата, платформенного режима тектонических движений и преимущественно пенепленизированного рельефа, невысоко приподнятого над уровнем моря (100—200 *м*). Встречаемые на разных высотах остатки древних форм рельефа с корой выветривания указывают на последующую деформацию земной поверхности.

6. **Изучение положения современной снеговой линии и древних оледенений,** а также наблюдения над вечной мерзлотой позволяют сделать выводы о новейших тектонических движениях. Интерес в этом отношении представляют высказывания А. И. Попова (1956) о формировании мощных толщ каменного льда, образование которых связывается с трещинами в грунте, развивающимися в условиях погружения аллювиальных равнин.

7. **Изучение древних и современных береговых линий озер, морей и геоморфологии морского дна** дает большое количество фактов по неотектонике.

Признаками поднятий обычно считают древние береговые линии и террасы (прослеживание террас вдоль берега может указать на относительную интенсивность перемещения отдельных участков), расширение намывной полосы, наличие пересыпей и кос, реликтовые озера и прочие. Признаками опускания являются замедление или остановка роста дельты, наличие лиманов, губ, эстуариев, затопленные прибрежные террасы, подводные долины, затопленные берега (обнаруживаемые по затопленному лесу или пням, погруженным торфяникам, уходящим под воду древним почвенным горизонтам, каменному льду и вечной мерзлоте на дне моря и др.), большинство типов бухтовых берегов (лиманные, аральского типа, фиордовые и др.), которые, если и не имеют прямого отношения к современным движениям, то свидетельствуют о недавно проявлявшихся движениях или о тенденции развития берега. Косые поднятия вызывают осушение больших озер в одном направлении и признаки трансгрессии (положительного перемещения береговой линии) — в другом; местами может наблюдаться «трансгрессия» болот. Однако окончательные выводы из этих наблюдений надо делать на основании целого комплекса фактических данных.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Применение геофизических методов в настоящее время представляет третий необходимый прием исследования природы новейших тектонических движений и неотектонических структур. Исходным материа-

лом для таких исследований являются карты гравитационных и магнитных аномалий, различные сейсмические карты, данные глубинного сейсмического зондирования, гравитационные, магнитные и сейсмические профили и в ряде случаев данные вертикального электрического зондирования, карты сопротивлений и геотермические наблюдения. Использование всех указанных данных различно, в условиях с разными особенностями геологической структуры (Андреев, 1960).

Геофизические наблюдения дают сведения о современных условиях, в которых находятся отдельные участки земной коры и различные неотектонические структуры. Аномалии силы тяжести, землетрясения и изменения магнитного поля — явления, сопровождающие процесс геологического развития. Они дают важные указания о стадии развития земной коры в различных ее частях в настоящее время.

Методами сейсмологии всесторонне изучается один из видов движения земной коры — землетрясение. При этом получают наиболее достоверные и точные сведения о строении земных глубин и о протекающих там процессах.

Землетрясения происходят в тех случаях, когда в определенных местах внутренние напряжения нарастают столь быстро, что уже не могут больше разрешаться более или менее пластичными деформациями пород коры и образуются разрывы. Характер деформаций, пластических или разрывных, определяется не только факторами глубинности или природы вещества, но и фактором времени. Например, глубокофокусные землетрясения могут происходить только тогда, когда напряжения нарастают очень быстро. Для решения различных вопросов неотектоники большой интерес представляют данные по географическому размещению землетрясений, их интенсивности, частоте, глубине расположения фокуса, мощности, связи со структурами и др.

Землетрясения указывают, что активные процессы внутри Земли достигают больших глубин (~700 *км*), что существуют уклонения от состояния равновесия и в различных частях сейсмически активных зон могут накапливаться значительные скалывающие напряжения.

Широкие перспективы в изучении глубинных структур и в решении вопросов глубинной геологии открывает метод глубинного сейсмического зондирования — ГСЗ (Гамбурцев, 1952; Косминская, 1957, 1958; Резанов, 1960 и др.). Данные, получаемые этим методом, позволяют строить непрерывные профили протяженностью в сотни километров на всю толщину земной коры (рис. 10), определять граничные скорости в каждом выделенном глубинном слое, строить в плане изолинии поверхностей глубинных слоев и на этом основании прослеживать крупные геологические структуры и решать различные вопросы глубинной геологии.

Гравиметрический метод выявляет конфигурацию пород различной плотности. Наблюдаемая на поверхности величина в виде аномалий силы тяжести и кривизны эквипотенциальных поверхностей позволяют определять подземные контуры неотектонических структур. Следует особенно подчеркнуть, что геофизическими, в частности гравиметрическими данными, необходимо пользоваться осторожно и обязательно в комплексе со всеми другими геолого-геоморфологическими материалами. Опыт применения этих данных показывает, что не всегда можно объяснять гравиметрический фон геологическим строением того или иного района, следует учитывать, что карты изоаномал, построенные геометрическим путем по редкой сети гравиметрических наблюдений, могут привести к крупным ошибкам в понимании структуры. Располагая данными маршрутной гравитационной съемки, необходимо пользоваться не только картами изоаномал, но и отдельными точками наблюдений и обязательно привязывать их к конкретной поверхностной структуре, отраженной на геологической карте (Яншин, 1948).

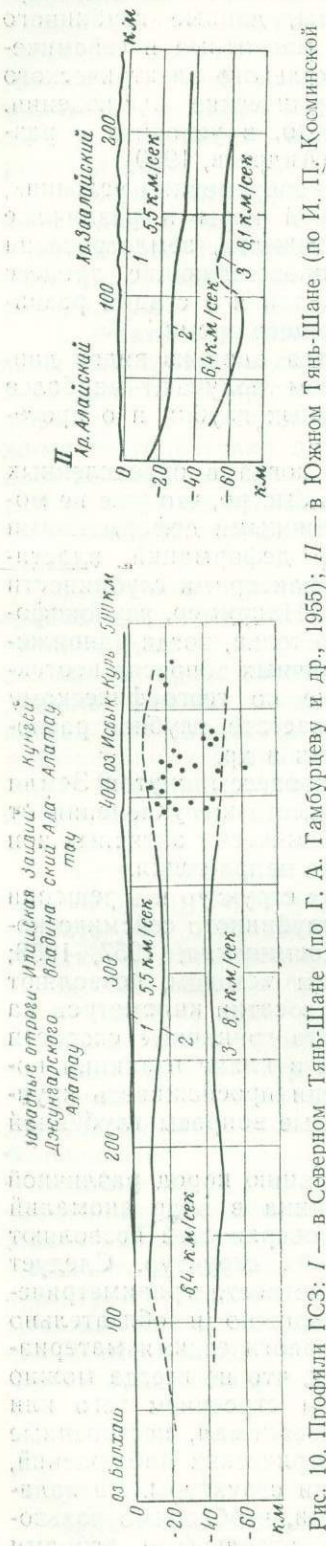


Рис. 10. Профили ГСЗ: *I* — в Северном Тянь-Шане (по Г. А. Гамбурцеву и др., 1955); *II* — в Южном Тянь-Шане (по И. П. Косминской и др., 1958).

1 — условно-гранитный слой; *2* — условно-базальтовый слой; *3* — подкоровый слой; точки — очаги землетрясений

Анализ гравитационных данных показывает, что региональные гравитационные аномалии, не связанные с мощным осадочным покровом, обусловлены различиями в толщине земной коры. Гравитационный минимум в области новейших поднятий связан с утолщением земной коры; гравитационный максимум в области депрессий с уменьшением мощности (рис. 11). Таким образом, крупные неотектонические структуры (поднятия и впадины), созданные новейшими тектоническими движениями, отражают процесс изменения мощности земной коры.

Магнитометрический метод близок к предыдущему, но вместо разницы в плотностях он основывается на различии магнитных свойств горных пород.

Электрометрический метод, представляя собой группу методов, использует различные физические свойства пород (удельное сопротивление, диэлектрические постоянные и пр.) и применяется при решении частных вопросов неотектоники.

Для решения вопроса о деформациях земной коры и их количественной характеристики пользуются наклонномерными наблюдениями посредством специальных приборов — наклономеров. Эти наблюдения показывают, что земная поверхность испытывает периодические и непериодические деформации, а также выявляют «вековой» ход наклонов, зависящий от тектонических процессов. Точность этого метода чрезвычайно велика. Разработанная методика (Бончковский, 1948) позволяет путем исключения отдельных компонентов, составляющих комплекс движений, фиксируемых наклономером, выделять наклоны, вызванные внутренними (тектоническими) причинами.

Геотермические исследования приобретают в последнее время большое значение. Установлено, что во многих областях Русской платформы, Средней Азии, Кавказа и в других местах молодые впадины характеризуются крупными положительными геотермическими аномалиями. Это указывает на активные глубинные экзотермические процессы под впадинами и говорит об активной тектонической природе самих впадин.

Геотермический метод успешно применяется и для изучения отдельных структурных форм в виде складок, куполов и т. д. Построенные геотермические карты отчетливо выявляют основные структурные формы. В сводах антиклинальных поднятий геотермический градиент обычно увеличивается. На одних и тех же глубинах температура в сводовых участках выше, чем на крыльях и в синклиналях (Корытникова, 1943; Сухарев, 1954; Овнатанов и Тамразян, 1960 и др.).

Особенно важны геофизические методы при изучении структуры морского и океанического дна. Поскольку структурные формы оказываются выраженными в рельефе дна, большую важность приобретает метод эхолотирования. Пример исправленной записи эхолотов-самописцев дает рис. 12.

Данные геофизики, использованные в комплексе с другими материалами по неотектонике, полученными путем применения геолого-геоморфологических методов, и данными региональной геологии, совершенно необходимы для выявления глубинных геологических структур и механизма их формирования. Они важны также для выяснения строения и толщины земной коры. Геофизические методы исследования неотектоники в настоящее время являются столь же важными, как и другие используемые методы.

ПРОЧИЕ МЕТОДЫ

Помимо перечисленных методов выявления новейшей тектоники, в ряде случаев могут быть применены и другие. К ним относятся: геодезические, гидрологические, гидрогеологические и инженерно-геологические методы, разнообразные историко-археологические, биогеографические и географические методы.

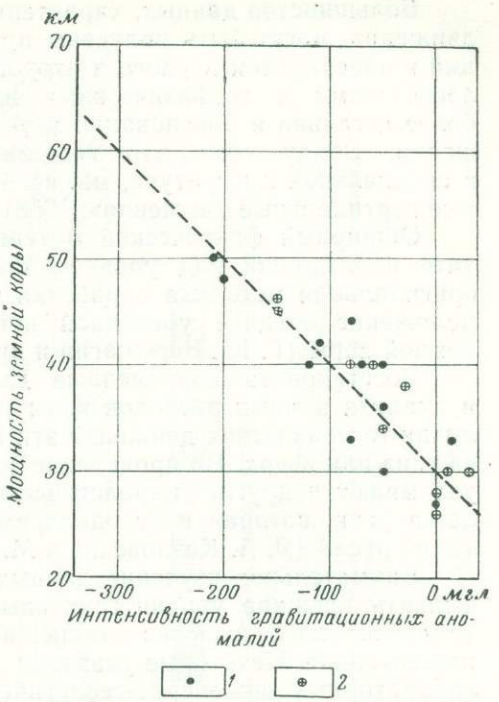


Рис. 11. Зависимость между интенсивностью гравитационных аномалий и мощностью земной коры для континентальных районов (по Б. А. Андрееву, 1958)

1 — более надежные данные; *2* — менее надежные данные

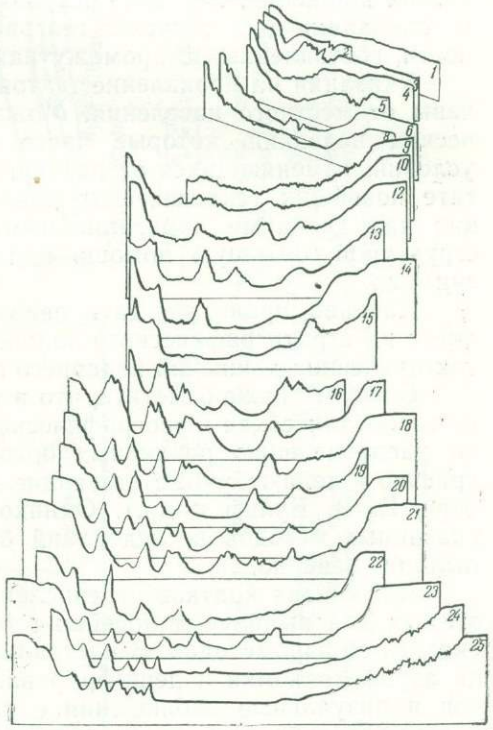


Рис. 12. Результаты применения непрерывной записи эхолотов-самописцев в районе Каспийского моря. Профили расположены с севера на юг

Большинство данных, характеризующих современные тектонические движения, могут быть получены при проведении повторных триангуляций и нивелировок первого и второго классов. Анализ их в связи с геологическими и геофизическими наблюдениями (рис. 13) позволяет более детально и обоснованно изучать современные тектонические движения. Ввиду того, что геодезические методы подробно описаны в специальной литературе, мы на них не останавливаемся («Современные вертикальные движения», 1958).

Обширный фактический материал может быть получен в результате наблюдений над уровнем озер, морей и океанов. Разработана оригинальная методика обработки этих данных, позволяющая выявить положение средней уровенной поверхности бассейна и деформацию земной коры (Г. Ю. Верещагин и др.).

Восстановить современные движения можно путем построения и анализа кривых расходов воды рек за многолетний период. При наличии тектонических движений эти кривые будут параллельно смещаться вниз или вверх. На проявление современных тектонических движений указывают и другие гидрологические признаки глубинной перестройки ложа реки, которая идет одновременно с изменением плановых очертаний русла (Я. А. Козловский и М. А. Великанов).

Внимательное изучение данных палеогидрогеологии, позволяющих выявить прежние уровни грунтовых вод, особенности их циркуляции (с учетом климатических изменений), дает материал и для выводов по неотектонике. Некоторые указания могут быть получены путем анализа лабораторных инженерно-геологических материалов (компрессионные кривые).

Анализ различных исторических и археологических материалов, свидетельства писателей классической древности, записки мореплавателей, географов позволяют выявить проявления современных тектонических движений. Хорошие результаты при осторожном использовании и толковании дает сличение географических карт одной и той же местности, составленных с промежутками в несколько десятилетий.

Указания на проявление тектонических движений могут быть получены от местного населения. Можно рекомендовать анализ географических названий, которые часто отражают особенности природных условий, изменяющихся от различных причин, в том числе и в результате новейших тектонических движений. Много могут дать наблюдения над древними ирригационными каналами и сопоставление их со структурой, большую помощь при этом оказывает анализ аэрофотоснимков.

Наконец, правильно датированные археологические фрагменты при учете их стратиграфического положения дают материал для выявления тектонических движений недавнего прошлого.

Следует также отметить, что в последнее время широко применяется геоботаническая и географическая методики. Путем анализа данных по распределению различных организмов восстанавливают палеогеографию и делают соответствующие выводы о неотектонике (Г. У. Линдберг, Е. В. Вульф и др.). Однако основываться на выводах только указанных методов исследований без проверки их другими методами было бы неверно.

Заканчивая краткое перечисление разнообразных методов, используемых для выявления новейших тектонических структур, необходимо сказать об аэрометодах. В настоящее время в связи с развитием техники аэрофотосъемки и дешифрирования аэрофотоснимков анализ снимков и визуальные наблюдения с самолета широко применяются при самых разнообразных исследованиях (см. табл. 3 и 4).

Аэрофотометоды позволяют по одним только снимкам видеть многие явления в их динамике, судить о совокупности всего ландшафта.

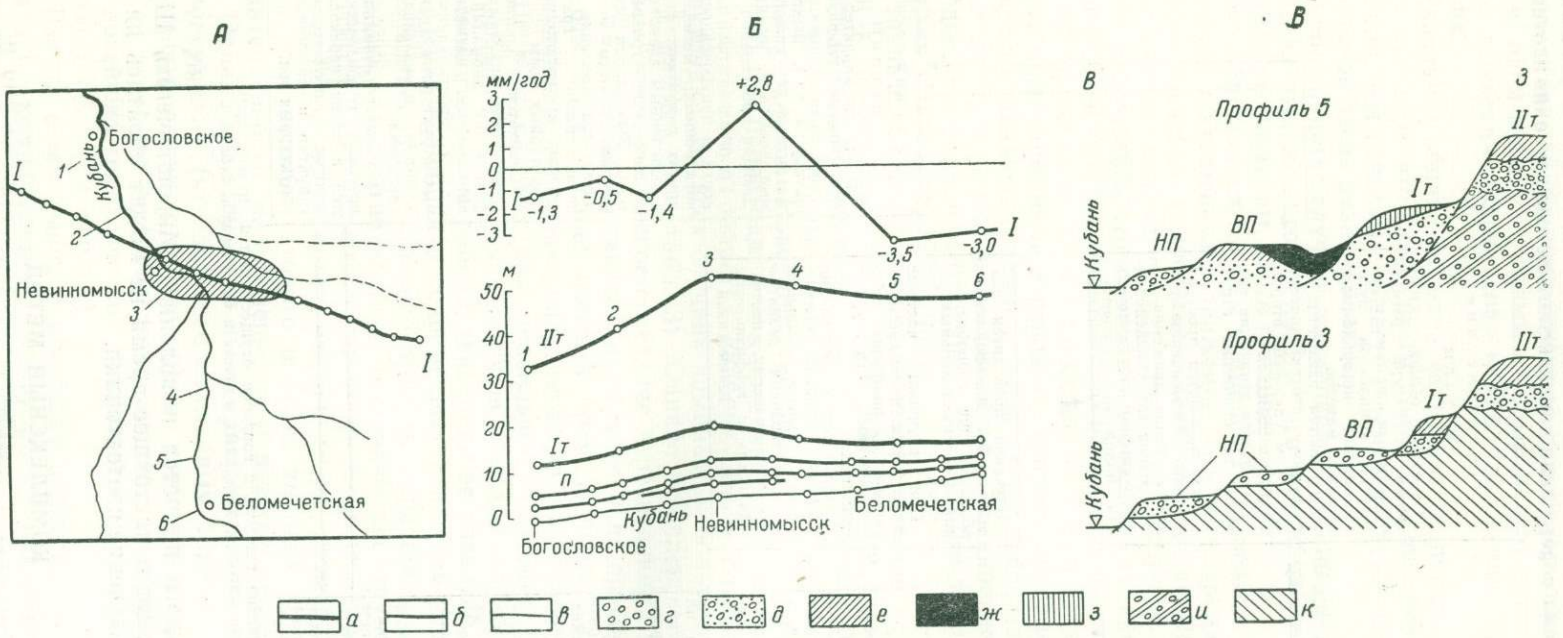
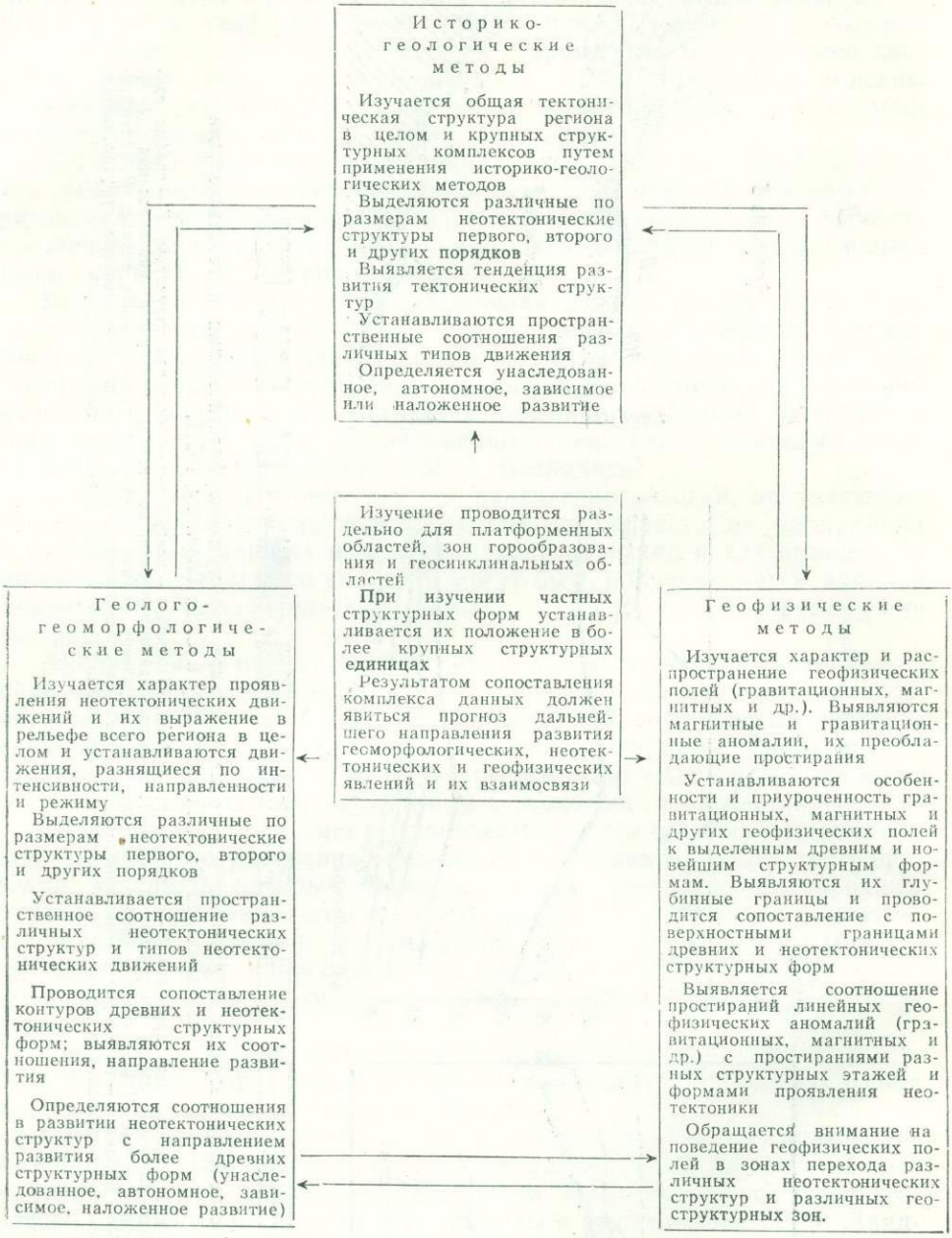


Рис. 13. Сопоставление результатов изучения одного из участков геолого-геоморфологическими и геодезическими методами (по В. Г. Гниловскому и С. К. Горелову, 1960).

А — схема расположения поперечных профилей (*1—6*) террас р. Кубани. Штриховка — контур антиклинальной структуры; *Б* — график скоростей современных движений земной поверхности в районе Невинномысской антиклинали, по данным повторного нивелирования (*I—I*), и продольные профили террас Кубани: *а* — дно современной долины; *б* — уровень поймы; *в* — уровни надпойменных террас; *В* — схематические разрезы террас Кубани: *г* — галечники; *д* — галечниковые пески; *е* — слоистые аллювиальные суглинки; *ж* — иловатые гумусированные глины; *з* — делювиальные суглинки; *и* — отложения тортонского яруса; *к* — отложения майкопского яруса

Таблица 4

Принципиальная схема содержания комплексного метода изучения неотектоники



Примечание. Изучение различных вопросов осуществляется путем применения методов, описанных в тексте и сведенных в табл. 3.

о роли в нем каждого процесса и явления (Мирошниченко, Шульц, 1961). Без аэрометодов в настоящее время не может обойтись ни одно серьезное полевое изучение неотектоники.

КОМПЛЕКСНЫЙ МЕТОД

Все рассмотренные выше методы пригодны для изучения неотектоники. Однако каждый из них имеет определенные границы применения.

Некоторые из них используются непосредственно при полевых исследованиях, другие привлекаются при камеральной обработке материалов; одни методы, главным образом инструментальные, применяются при изучении только современных движений, другие — для более древних.

Указанное обилие методов часто вело к произвольному их применению, при этом второстепенным признакам нередко уделялось больше внимания, чем основным. Вместе с тем качество и ценность получаемых результатов очень разнообразны.

В большинстве случаев применение того или иного метода изучения для различных объектов одного и того же района неминуемо приводит к разным результатам, часто противоречивым.

Это объясняется разным временем образования, различной направленностью тектонических движений при формировании тех или иных объектов изучения, недостатком фактических данных, которыми располагает геолог, слабой разработанностью вопросов стратиграфии новейших отложений, что приводит к различному пониманию новейшей геологической истории. Поэтому во избежание одностороннего подхода следует применять комплексный метод, который позволяет увязать противоречивые взгляды по вопросу проявления новейших тектонических движений земной коры и ее деформации. Комплексный метод не есть простое механическое соединение разных методик исследования, а — использование их с учетом истории геологического развития (Николаев, 1949, 1950$_3$).

Данные, свидетельствующие о проявлении неотектоники, можно найти в любом районе. Однако правильный вывод можно сделать, только учитывая весь комплекс признаков, указывающих на поднятия или опускания, которые будут различны в областях с разным тектоническим режимом. Новейшие тектонические движения и деформации земной коры происходят как в пределах суши, так и на дне озер, морей и океанов; как в областях слабого, так и интенсивного проявления неотектоники. Во всех случаях комплекс используемых методов оказывается разным (см. табл. 3). Однако комплексный метод нельзя понимать как механическое сочетание перечисленных методов. Они должны быть органически связаны и действительно применяться в комплексе. Это относится прежде всего к трем группам главнейших методов: геологических, геофизических и геоморфологических.

Во всех случаях для правильного познания неотектоники путем применения геологических методов, необходимо изучение общей тектонической структуры района, тенденций ее развития, которые влияют на проявление новейших и современных движений и важны для решения таких вопросов как унаследованность, обращенность или наложенность и зависимое развитие молодых тектонических структур.

Путем комплексного применения геологических и геоморфологических методов выявляются различные по размерам неотектонические структуры (первого, второго и более высоких порядков), разнящиеся по интенсивности, направленности и режиму неотектонических движений. Однако эти структуры нужно рассматривать не только в контурах на поверхности (что достигается главным образом применением геолого-геоморфологических методов), но и выявлять их связь со строением земной коры путем совместного анализа географического распределения новейших тектонических движений и схем регионального гравитационного поля (см. табл. 4).

Вместе с тем вывод о новейших поднятиях и опусканиях следует делать по комплексному анализу различных геолого-геоморфологических данных с обязательным учетом особенностей развития древних тектонических структур.

Наличие приподнятых, изогнутых или разорванных древних поверхностей денудации, антецедентные участки долин, эрозионные террасы, лестницы кар, древние снеговые линии, изломы продольного профиля рек, расчлененный рельеф с большой амплитудой, реликтовые озера на побережьях и многие другие факты указывают на проявления *поднятий*.

Широкие переуглубленные долины, наложенные террасы, слабо расчлененный рельеф, большая мощность отложений и коралловых построек, бухтовые берега разного типа, затопленные морем или озером археологические памятники, залегающие на дне водоемов автохтонные торфяники, вечная мерзлота и каменный лед, — все это указывает на относительные или абсолютные *опускания*. При этом нужно учитывать признаки, свойственные гравитационному полю, платформенным областям и складчатым зонам. Необходимо сопоставить характер гравитационного и магнитного полей с простиранием структур разных структурных этажей и с простиранием неотектонических структур.

Следует иметь в виду, что повышенная толщина коры, устанавливаемая геофизическими методами в областях новейших поднятий, указывает на генетическую связь явлений неотектонических поднятий и утолщений коры, которые и хронологически являются связанными. С областями неотектонических погружений, выявляемыми геолого-геоморфологическими методами, связывается уменьшение толщины земной коры. Считают, что продолжающиеся и в настоящее время неотектонические поднятия и опускания ведут к изменению толщины земной коры соответственно ее утолщению и утонению (Е. Н. Люстих, 1960; Растворова, 1960; Деменицкая, 1960 и др.).

Особенно важным является анализ характера новейших тектонических движений и геофизических данных (гравитационное и магнитное поле, землетрясения) в переходных зонах от областей поднятий к областям погружений, устанавливаемых геолого-геоморфологическими методами. При этом существенно выявить совпадение или несовпадение глубинных границ неотектонических структур, идущих по подошве земной коры, с поверхностными границами. По характеру гравитационного поля в переходных зонах можно судить о дальнейшем ходе новейших тектонических движений. Так, например, в пределах восточного побережья Черного моря и прилегающих участков Большого Кавказа несовпадение границ (захват растущей впадиной периферии области поднятия) при наблюдающейся в новейшем тектоническом этапе тенденции смещения поверхностных границ в сторону глубинных позволяет предположить, что процессы на поверхности Земли следуют с некоторым запозданием за процессами, протекающими в толще коры (Растворова, 1960).

Тесная взаимосвязь историко-геологических, геолого-геоморфологических и геофизических методов и необходимость использовать их в комплексе на табл. 4 показана стрелками. В центре таблицы сформулированы положения, применение которых в равной мере необходимо для каждого из указанных методов.

Все перечисленные и другие многочисленные признаки неотектонических движений правильно могут быть поняты только при их сравнительном анализе и учете времени их проявления (Николаев, 1949).

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПРИРОДА И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

ПРИРОДА СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Природа современных тектонических движений земной коры является сложной. Причины движений нам неизвестны. Для объяснения их предложены различные гипотезы. Однако было бы ошибочно причину движения сводить к изостатическому или гляциоизостатическому фактору, как это делал Б. Л. Личков (1931, 1934 и др.) и как в настоящее время объясняют эти движения некоторые советские геофизики и многие французские геоморфологи (Cailleux, Tricart, 1956; см. также Марков, 1960). Детальное изучение этого вопроса позволяет выделить различные компоненты тектонических движений (Николаев, 1960). Широко распространены и хорошо доказываются упругие деформации. Они имеют широкие пределы количественного выражения в зависимости от природы «возбуждающих» их явлений. К ним относятся суточные и сезонные колебания температуры, обусловливающие «дыхание почвы», изменение атмосферного давления и явления «приливов в твердой Земле», вызываемые притяжением космических тел, аналогичных приливам океанов и морей.

Величина упругих деформаций, вызванная проявлением как экзогенных, так и эндолитогенных и космических процессов очень невелика и оценивается миллиметрами, сантиметрами и первыми десятками сантиметров. Более значительными величинами характеризуются упругие деформации, связанные с такими большими нагрузками, как материковое оледенение, и др. Общая величина упругих деформаций, например, для послеледникового поднятия Скандинавии и Северной Америки расчетами определяется в 50—100 *м*. Упругие деформации охватывают только поверхностные части земной коры. Ввиду того, что сжимаемость горных пород с глубиной значительно уменьшается, эффект упругой деформации с глубиной также уменьшается. Упругие деформации проявляются наиболее быстро и восстанавливаются после снятия нагрузки в короткий отрезок времени. В ряде случаев они обусловлены совместным действием и эндогенных и экзогенных процессов.

К таким же поверхностно проявляющимся движениям относится эндолитогенный компонент. Замечено, что в больших городах, портовых сооружениях высотные отметки имеют тенденцию к снижению (города Рига, Бремен, Токио и др.). Величина снижения может достигать нескольких сантиметров и десятков сантиметров в год. В Токио, например, она составляет до 400—560 *мм* за два-четыре года (Н. Мийобе, Tsuboi, 1939). Анализ имеющихся данных позволил прийти к выводу, что локальные опускания связаны с усадкой поверхностных грунтов мощностью в 20—30 *м* вследствие их сжатия под влиянием статических

и динамических нагрузок. Такой эндолитогенный компонент современных движений накладывается на другие компоненты движений, сложно с ними сочетается и не всегда легко может быть выявлен.

В районах, где в разрезе отложений имеются достаточно мощные толщи соли и гипсоангидритов (до нескольких десятков метров) и где происходят или происходили в недавнее время интенсивные восходящие движения земной коры, проявляются пластические деформации. Последние слабо воздействуют на подстилающие отложения и оказывают значительное влияние на форму залегания вышележащих отложений. Соли приподнимаются и ведут к образованию куполовидных структур верхних горизонтов. Установлено, что такие деформации,

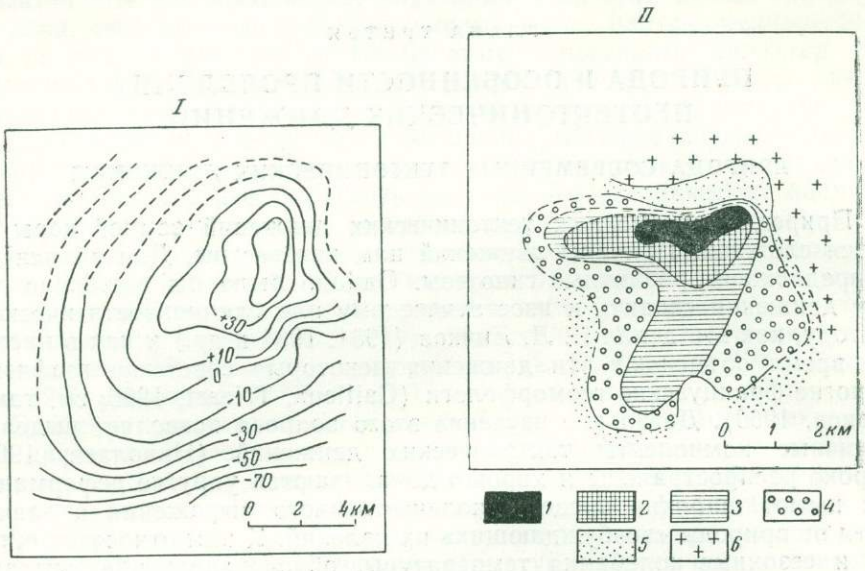


Рис. 14. Влияние локального поднятия на мощность аллювия поймы и первой надпойменной террасы р. Камы в районе Краснокамского поднятия

I — структурная карта по кровле соликамской свиты; *II* — карта глубин подошвы аллювия (относительно межени р. Камы, в метрах). *1* — менее 5,5; *2* — от 5,5 до 6,0; *3* — от 6 до 7; *4* — от 7 до 9; *5* — от 9 до 12; *6* — более 12 (по Б. С. Луневу, 1960)

начавшись в прежние геологические эпохи, развивались в неотектонический этап; они проявляются и в настоящее время. Современные движения на территории некоторых районов (Поволжье, Заволжье, Башкирия, Украина, юго-восток Европейской части СССР и др.) в какой-то мере должны объясняться такими пластическими деформациями, так называемой соляной тектоникой. Последняя сказывается не только на формировании особых (локальных) новейших тектонических структур, положительно или отрицательно выраженных в рельефе, но и на накоплении различной мощности аллювиальных отложений (рис. 14), на формировании рельефа поймы и т. д. (Розанов, 1957). Интенсивность проявления данного компонента, сложно сочетающегося с другими, не является одинаковой в разных районах. Аналогичные деформации могут быть связаны и с другими пластическими породами (глина, уголь), способными давать своеобразные структурные формы.

Все вышеперечисленное необходимо учитывать при анализе современных движений, особенно при толковании географического распространения скоростей этих движений и при составлении специальных карт.

Установлено, что в районах новейшего вулканизма одним из компонентов современных движений является перемещение маг-

мы в поверхностных частях литосферы, вблизи вулканических аппаратов. Эти движения хорошо улавливаются наклономерами (Николаев, 1949); они сложно накладываются на собственно тектонические движения и приводят не только к тем или иным деформациям поверхности, но и к образованию специфичных форм рельефа — депрессий (Святловский и Аверьев, 1961).

В настоящее время достаточно обоснованным является изостатический (гляциоизостатический и др.) компонент движений. Имеющиеся данные позволяют предположить так называемые компенсационные движения для относительно крупных участков земной коры (по данным французских исследователей — несколько десятков километров), где проявляются нагрузка или разгрузка. Действие таких изостатических движений растягивается на столетия и тысячелетия. Для районов материковых оледенений, по данным Б. Гутенберга, время, в течение которого тело, выведенное из равновесия, благодаря пластичности вновь приходит к равновесному состоянию (время релаксации), составляет примерно 10 000 лет. В глубоких зонах Земли время релаксации значительно сокращается и на глубине около 700 *км* составляет всего 100 лет.

Изостатические или компенсационные движения представляют собой пластические деформации, сопровождающиеся перемещением масс под земной корой. Как установлено расчетами, пластическая деформация, стремящаяся компенсировать движения вблизи поверхности, в районах послеледникового поднятия достигает сравнительно очень больших глубин. Расчеты ван Беммелена и Берлаге показали, что эти процессы проявляются на глубинах многих сотен километров (порядка 700 *км*). Проблема изостазии земной коры очень сложна, и ее толкование пока еще не имеет однозначного решения. Одним из спорных вопросов теории изостазии является вопрос о размерах тех участков земной коры, которые, испытывая компенсационные движения, могут уравновешиваться. На основании многочисленных данных можно утверждать, что упругие и компенсационные движения начинают проявляться сразу после начала влияния на них возбудителей, или снятия последних. Однако этот срок во времени остается еще не установленным. Изостатические (компенсационные) движения являются глубинными и связаны с перемещением масс вещества, происходящих в верхних частях подкорового слоя. Это как бы промежуточный этаж проявления современных движений.

Наиболее распространенным компонентом новейших движений являются собственно тектонические движения (называемые эпейрогеническими, вековыми, колебательно-волновыми, колебательными (см. гл. I). Очень часто они оказываются направленными, отражающими тенденции предшествующего тектонического развития. Они являются как бы «фоном» и то ослабевают, то усиливаются в соответствии с тектонической жизнью отдельных структурно-тектонических элементов земной коры. Эти движения проявляются наиболее активно и длительно и в большинстве случаев не вызывают сомнений. Генезис данного типа движений неясен. Они являются глубинными, связанными с нижними этажами проявления движений, и обусловлены различными геофизическими и геохимическими процессами, происходящими в недрах Земли. В свою очередь эти движения можно разделить на две составляющие эпейрогенных и колебательно-волновых движений (т. е. планетарных и подкоровых), разграничить которые представляет большую трудность.

Таким образом, на основании вышеописанного мы приходим к выводам: 1) о сложной и полигенетической природе современных и новейших тектонических движений; 2) о наличии многих компонентов движений, различно сочетающихся как в пространстве, так и во време-

ни; 3) о влиянии внешних факторов на деформацию земной коры и об их сложном сочетании с внутренними причинами; 4) о наличии определенной этажности в проявлении современных движений и о разной их скорости на разных глубинах.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В НЕОТЕКТОНИКЕ

Один из типов движений представляют землетрясения. Они выражаются в быстрых колебаниях, возникающих на глубине при разрывах, вызывающих упругие деформации. Землетрясения можно рассматривать как реакцию на проявление других типов движений, происходящих в недрах Земли (см. гл. I). Высокие температуры и высокое гидростатическое давление на больших глубинах способствуют пластическим деформациям. Поэтому обычно тектонические землетрясения происходят во внешней оболочке Земли, и очаги землетрясений располагаются на глубинах до 60 *км*. Кроме этого, среди тектонических землетрясений выделяют промежуточные с глубиной очага от 60 до 300 *км* и глубокофокусные с глубиной очага более 300 *км* (известны землетрясения с гипоцентром на глубине до 700 *км*).

Такое разделение землетрясений, принятое геофизиками, в сопоставлении с изложенным выше, имеет и генетическое значение. Если результатом проявления тектонических движений разных групп являются образующие синеклизы, антеклизы, разломы, складки и прочие структурные формы, то и землетрясения в виде упругих волн можно рассматривать как результат тех же движений.

Говоря о классификации землетрясений, следовало бы отдельно выделить поверхностные землетрясения, свойственные преимущественно осадочной оболочке, генетически связанные как с экзогенными, так и с эндогенными процессами. Кроме того, следует говорить о коровых, подкоровых и планетарных типах землетрясений, которые порождаются геологическими и геофизическими процессами разной природы, подчинены разным закономерностям и генетически различны.

Землетрясения — это особый тип движений, вызывающих упругие деформации, которые на поверхности Земли переходят в различные по типам и выражению остаточные деформации. Для определения районов СССР, где землетрясения достигают шести баллов и более (рис. 15), они представляют активный фактор в формировании и преобразовании рельефа, который следует рассматривать как один из элементов неотектоники. Можно считать, что сейсмология в геологической ее части (сейсмотектоника и др.) представляет один из крупных разделов более общего учения о новейших движениях и деформациях земной коры — неотектоники.

Интересно отметить, что сейсмические зоны с резко выраженными землетрясениями почти целиком соответствуют областям высоких значений градиентов скорости новейших вертикальных движений. Так, например, детальными исследованиями было установлено, что в пределах Гармского района Средней Азии на участках с повышенной сейсмической активностью средняя величина градиента скорости тектонических движений для антропогена также является повышенной. С увеличением среднего градиента скорости движений сейсмическая активность возрастает (Гзовский, Крестников и др., 1958). Однако эга связь далеко еще не выяснена в деталях.

Старое положение Ф. Монтессю де Баллора — чем резче изрезанность рельефа страны, тем выше ее сейсмичность, и чем он мягче, ровнее, тем сейсмичность ниже — не всегда оправдывается. Отмечают, например, что землетрясения в ряде районов находятся в значительном удалении от участков геоморфологического выражения интенсивных

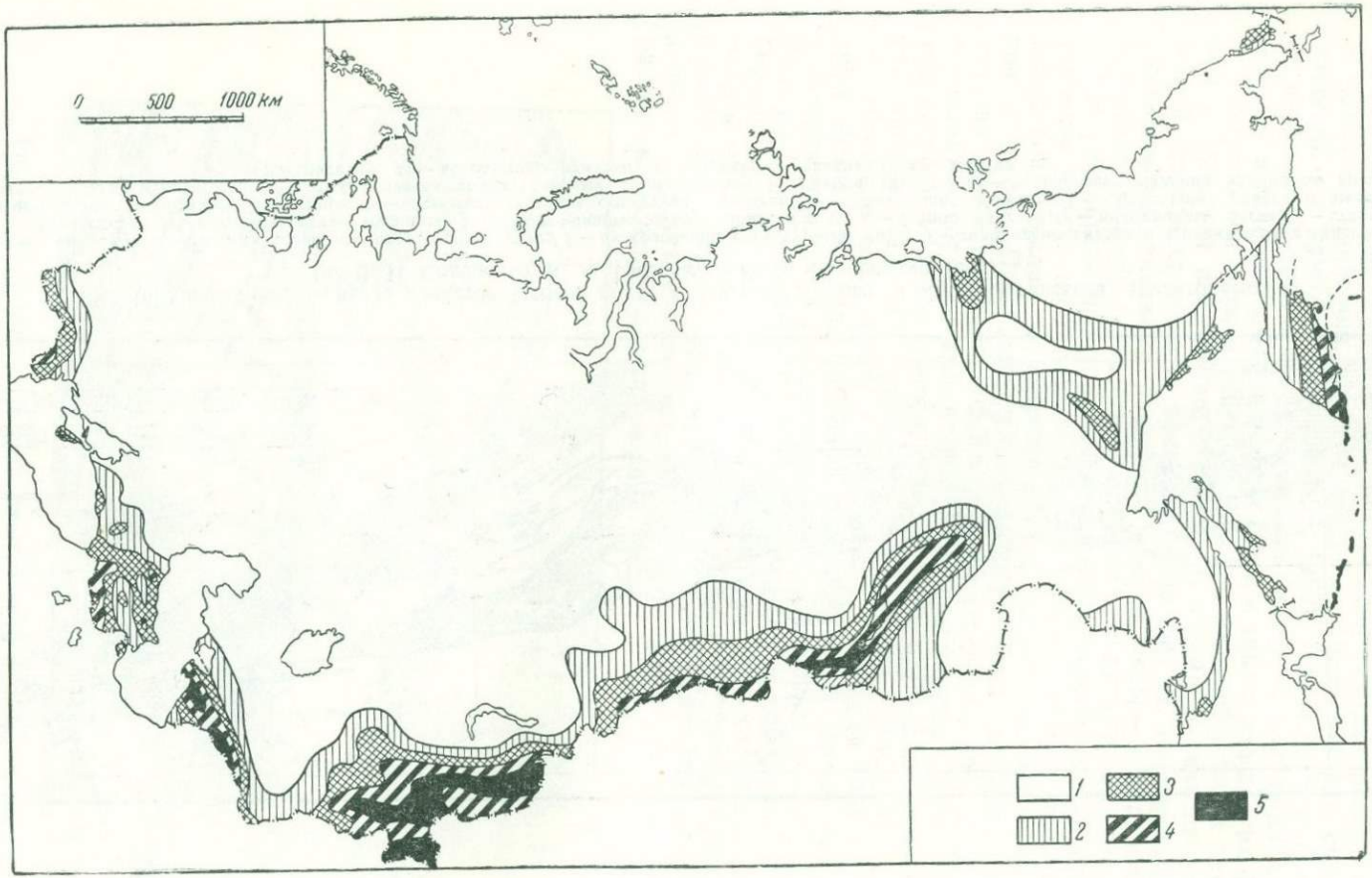


Рис. 15. Сейсмическое районирование СССР. Составлено Институтом физики Земли АН СССР (1957)

1 — пять баллов и менее; *2* — шесть баллов; *3* — семь баллов; *4* — восемь баллов; *5* — девять баллов и более

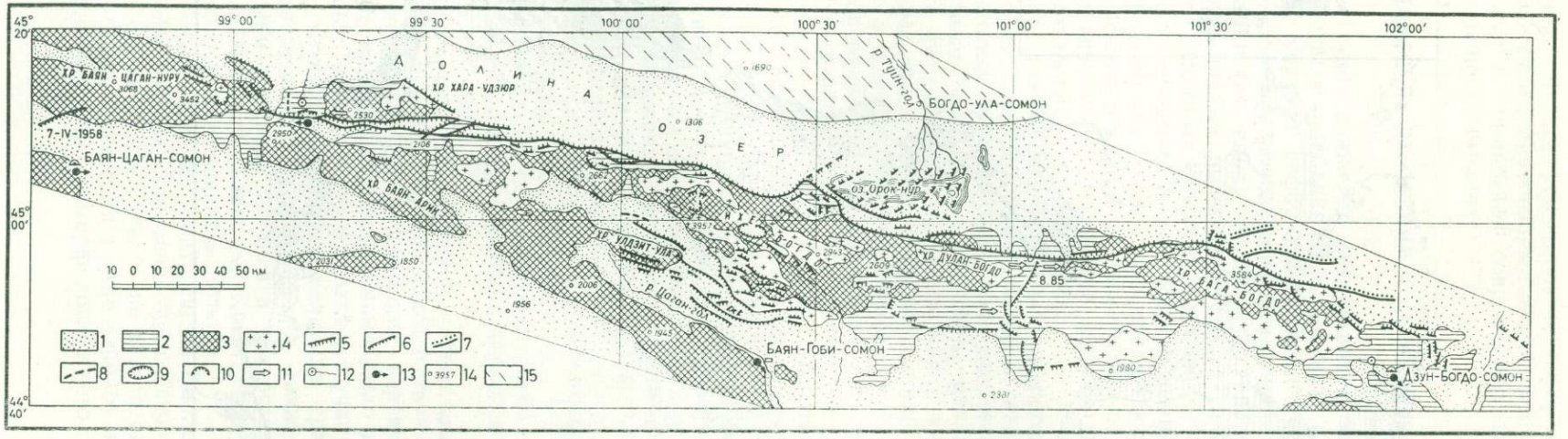


Рис. 16. Схематическая карта плейстосейстовой области Гоби-Алтайского и Баян-Цаганского землетрясений (по В. П. Солоненко, А. А. Трескову и Н. А. Флоренсову, 1961).

1 — межгорные впадины; *2* — мезо-кайнозойский структурный ярус; *3* — палеозойский структурный ярус; *4* — герцинские интрузии (гранитоиды и гипербазиты); *5—7* — главнейшие сейсмотектонические трещины; *5* — взбросо-сдвиги, сбросо-сдвиги и т. п.; *6* — взбросо-надвиги; *7* — инерционные ветви; *8* — старые сейсмо-тектонические трещины; *9* — гравитационно-сейсмотектоническая структура Битум-ам; *10* — главнейшие обвалы; *11* — направление сдвига и амплитуды в метрах; *12* — временный водный поток, образовавшийся во время землетрясения 4 декабря 1957 г.; *13* — направление падения зданий во время землетрясения; *14* — абсолютные отметки (в метрах); *15* — педимент хр. Хангая

новейших тектонических движений. На основании этого некоторые исследователи делают вывод, что сейсмическая активность совсем не прямо пропорциональна сумме новейших (неоген-антропогеновых) движений и нет какой-либо определенной связи между быстротой и размахом движений, с одной стороны, и частотой или силой землетрясений — с другой (Петрушевский, 1960). При изучении этого вопроса необходимо принимать во внимание данные о глубинной структуре, истории и типе деформации земной коры, а также ряд других факторов.

Однако совпадение сейсмических зон высокобалльных землетрясений и областей повышенной активности новейших тектонических движений позволяет делать предположение об их генетической связи. По-видимому, активные движения земной коры — ее гравитационное состояние, рельеф и землетрясения — являются причинно связанными.

В результате проявления интенсивных землетрясений происходит усиление различных геологических процессов и зарождение новых, которые сопровождаются формированием особых сейсмогенных элементов рельефа. При землетрясениях образуется система разрывных нарушений, часто выраженных в рельефе (трещины, простые и сложные ступенчатые сбросы с амплигудой смещения иногда в несколько десятков метров). Ширина трещин разнообразна: от 1—2 *см* до 4—6 *м*, протяженность от 10—100 *м* до десятков километров (табл. 5).

Изучение последствий землетрясения 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае (Балдан, Бобров и Маринов, 1958; Солоненко, Тресков и Флоренсов, 1961 г.) позволило выявить трещины в рыхлых отложениях до 4—8 *м* шириной и глубиной всего 3—4 *м* (из-за обвала стенок). По простиранию такие трещины прослеживаются от нескольких сотен метров до 1,3 *км*. В скальных породах эти трещины сужаются до 0,2—0,8 *м* и имеют глубину в 40—60 *м* и более. Трещины или образуют линейно вытянутые зоны, ширина которых достигает 90—150 *м*, или расположены перисто, местами радиально.

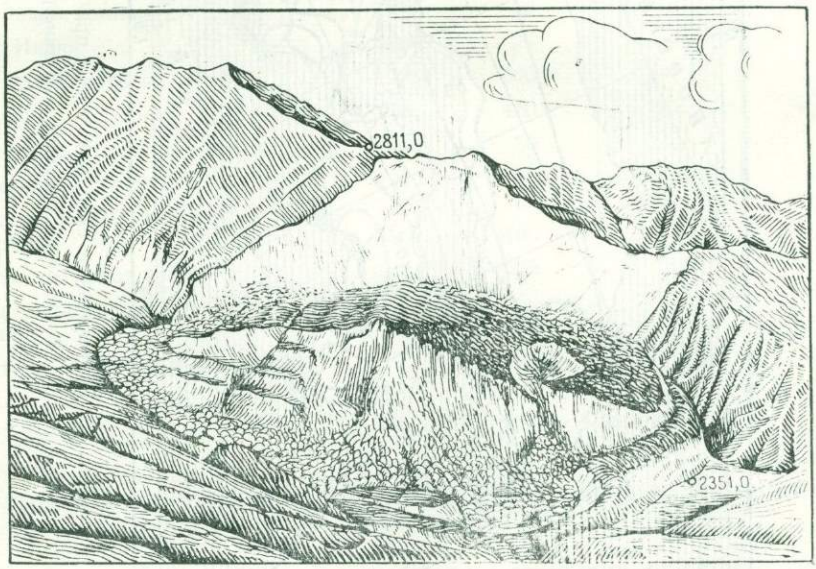


Рис. 17. Гравитационно-сейсмотектоническая структура Битум-ам (по В. П. Солоненко, А. А. Трескову и Н. А. Флоренсову, 1961)

Длина структуры 3,5 *км*, аплитуда вертикального смещения до 328 *м*. У подножия видны столовые уступы — взбросы с амплитудой вертикального смещения до 60 *м*

При землетрясениях происходит обновление старых разломов и образование новых. Протяженность их может достигать десятков километров.

Очень разнообразны сейсмодислокации, возникшие при указанном Гобийском землетрясении (рис. 16). По описаниям ширина зоны трещин достигает 2,5 *км*. В районе эпицентра образовался грабен до 800 *м*

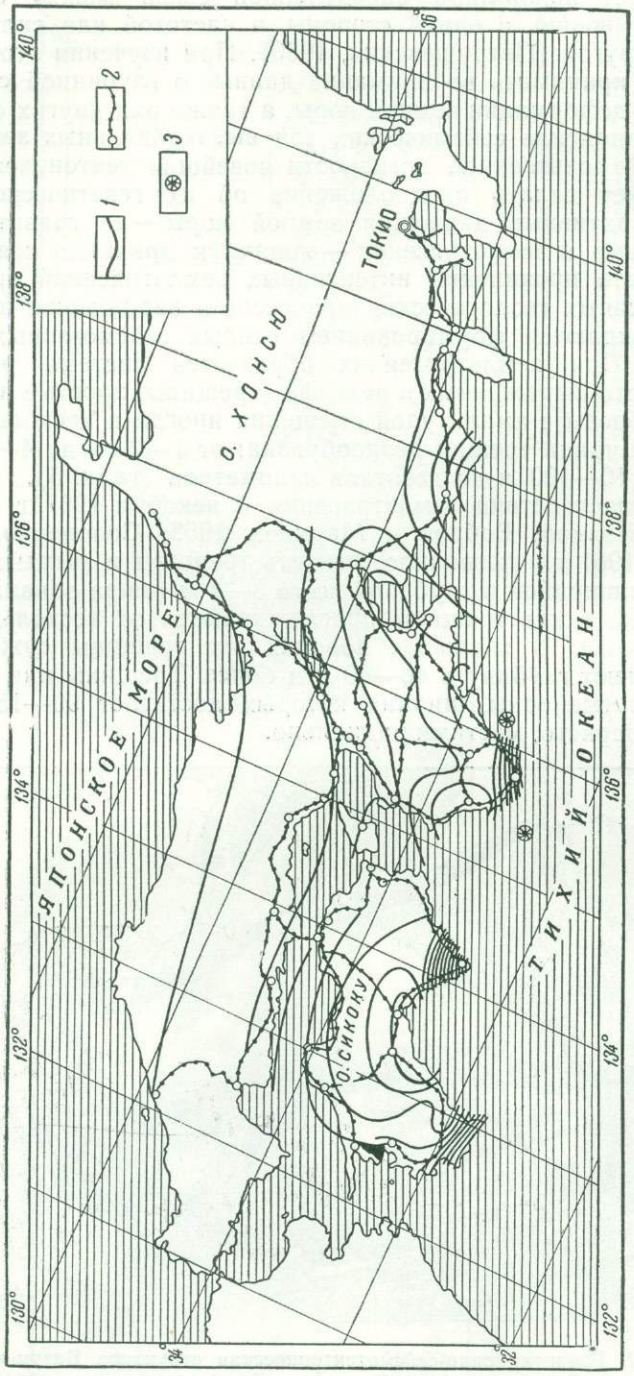


Рис. 18. Вертикальные смещения почвы при землетрясении Нанкой в 1946 г. (по Т. Кобаяси, 1957)
1 — изолинии смещений в сантиметрах; *2* — нивелировочные профили; *3* — эпицентры

шириной; ширина трещин колеблется от 1—10 *см* до 19, 15 *м*. Образовались ступенчатые сбросо-сдвиги, взбросо-надвиги. Некоторые из них имеют вид громадной застывшей волны с уступом высотой от 1—2 до 9,2 *м*. Местами обнаружены сдвиги с перемещением до 8,85 *м*. Во многих местах наблюдались изгибы почвы как в вертикальной, так

и в горизонтальной плоскости. В районе Ихэ-Богдо зафиксирована гравитационно-сейсмотектоническая структура с амплитудой вертикального смещения по главному сбросу до 328 *м* (рис. 17). Следствием опускания такого блока явились образования надвига перед его фронтом, возникновение сейсмокупольных структур с вертикальной амплитудой до 17,5 *м*, трещин всевозможных типов, горстообразных поднятий отдельных участков с амплитудой вертикального перемещения до 60 *м* и т. д. При таких колоссальных перемещениях образовывались тектонические брекчии вплоть до милонитов.

В ряде случаев землетрясения сопровождаются опусканиями и провалами. Хорошим примером провала может служить северо-восточная часть дельты р. Селенги, где во время землетрясения в 1861 г. огромная площадь, неравномерно опускаясь ниже уровня оз. Байкала на глубину почти 3 *м*, образовала залив Провал. Картину вертикальных смещений почвы во время землетрясения 1946 г. в Нонкое (Япония) можно видеть на рис. 18.

Помимо указанных явлений, при землетрясении нередко образуются вспучивания, оползни, оплывины, достигающие больших размеров, потоки грязи, обвалы, иногда очень значительные. Все эти явления резко и глубоко изменяют рельеф поверхности Земли и заставляют считать землетрясения существенным фактором в его формировании.

Таблица 5

Морфологические особенности трещин, образующихся при землетрясениях*

Местоположение эпицентра	Год	Длина сейсмической трещины, *км*	Максимальные смещения, *м*	
			горизонтальные	вертикальные
Веллингтон, Новая Зеландия	1885	150	—	2
Сонора, Мексика	1887	60	—	9
Мино-Овари, Япония	1891	50	4	6
Ассам, Индия	1897	20	—	12
Танну-Ола, Монголия	1905	500	—	—
Калифорния	1906	450	6,3	1,3
О-в Тайвань, Китай	1906	50	3	—
Калифорния	1940	65	5	—
Гобийский Алтай, Монголия, южная трещина	1957	106	2	6
То же, северная трещина	»	275	8,85	9,2
То же, общая длина главных трещин	»	700	—	—
Структура Битут-ам, Монголия . . .	»	3,5×1,5	Значительны	328

* По Е. Ф. Саваренскому, Д. П. Кирносу и Н. А. Флоренсову.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Анализ закономерностей проявления новейших тектонических движений позволяет установить их «структуру», режим. Наиболее общей их особенностью является ритмичность вертикальных движений. Это свойство находит отражение в разнообразных формах рельефа, образованных при участии тектонических движений, и в особенностях разрезов коррелятивных этим движениям неоген-антропогеновых отложений. Оно связано с особенностями генезиса самих движений; а именно,

с особенностями подкоровых и планетарных процессов, определяющих собой такие категории движений, как колебательно-волновые и колебательные, обнимающие орогенные, платформогенные, эпейрогенные и талоссогенные типы движений (см. гл. I).

Установлена неравномерность проявления движений, которая может быть объяснена двояким образом: или а) чередованием периодов относительного покоя с периодами усиления движений, выражающимися, например, в ритмичном изменении скорости движений: усилении или замедлении поднятий или опусканий, или б) колебательным характером движений, проявляющимся в чередовании поднятий и опусканий. Эта ритмичность движений, как было показано в работах автора (Николаев, 1949, 1950_4, 1953, $1954_{1,2,3}$ и др.), подтверждается всеми последними исследованиями (Г. Ф. Лунгерсгаузена, Л. А. Рагозина, Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина и многих др.). Наиболее крупными ритмами (циклами) являются периоды длительностью около 600—650 млн. лет, соответствующие неохрону (по А. Н. Мазаровичу, Н. С. Шатскому, В. Е. Хаину) или неогею (по Г. Штилле).

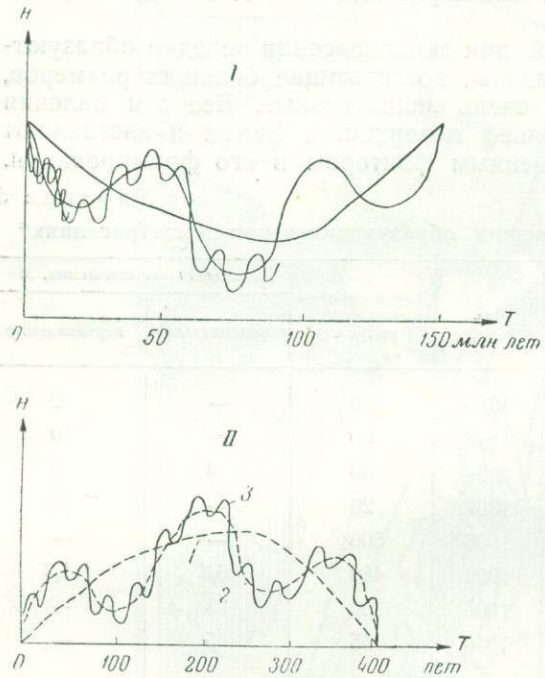


Рис. 19. Схема ритмичности движения земной коры. Кривая изменений высотного положения (Н) точки земной поверхности в течение времени (Т)

I — ритмичные колебания, выявляемые геологическими методами, с амплитудой от 150—200 млн. лет до нескольких миллионов лет (по Н. И. Николаеву, 1947); *II* — колебания, выявляемые геолого-геоморфологическими методами (*1* и *2*) и повторным нивелированием (*3*), по Ю. А. Мещерякову, 1958 г., с дополнениями автора

Геологическими методами устанавливаются крупные ритмы тектонических движений, соответствующие крупным эпохам «горообразования», которые оцениваются примерно в 150—200 млн. лет (Белоусов, 1940; Хаин, 1939, 1960). Каждый крупный ритм (каледонский, герцинский и др.) осложняется рядом более мелких. Продолжительность последних оценивается в среднем от 25 до 40 млн. лет. В стратиграфической шкале они отвечают понятию геологической системы. Наблюдаются ритмы, укладывающиеся в границы ярусов, горизонтов и зон и соответствующие по времени от 4—6 млн. лет до 600—800 тыс. лет (рис. 19).

Отмечаются и еще более мелкие ритмы движений при анализе некоторых геосинклинальных формаций горных пород. К ним относятся серии осадочных пород молассового типа, формирующиеся в предгорных впадинах и межгорных котловинах. Они обнаруживают определенную цикличность: продолжительность циклов от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч лет; во флишевых толщах каждый цикл определяется в 500—1000 лет и менее (Н. Б. Вассоевич).

Неотектонические движения охватывают огромные территории. Они выявляются геологическими и геоморфологическими и инструментальными методами.

За неотектонический этап хорошо выявляются следующие три фазы тектонических движений, отображающие крупную ритмичность:

1) конец палеогена (олигоцен) — начало неогена (миоцен), когда преобладали поднятия, дифференцированные по крупным структурным неотектоническим элементам;

2) плиоцен с общими преобладающими нисходящими движениями или замедлением темпа восходящих движений;

3) антропогеновый период с преобладанием общих поднятий, дифференцированно проявляющихся в пределах материковых платформ (рис. 20).

Указанная ритмичность движений находит свое отражение в формировании поверхностей выравнивания и перемещениях береговых линий моря, в усилении и ослаблении процессов денудации и аккумуляции, в образовании речных террас, в изменении климатических условий, а вместе с ними и экзогенных геологических процессов

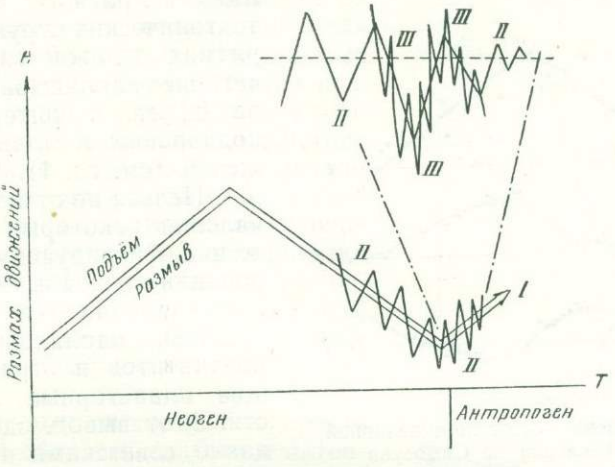


Рис. 20. Схема ритмичных тектонических движений с показом наложения движений разных амплитуд и периодов (разных порядков *I*, *II*, *III*) по Н. И. Николаеву, 1949

и в явлениях оледенения, создавших разнообразные формы рельефа поверхности равнин. Иными словами, отмеченные ритмы движений определяли собой фазы развития и перестройки рельефа.

На крупные колебания накладывались движения меньших периодов и амплитуд, также находящих отражение в формировании различных элементов рельефа, как, например, речных террас. Как указывалось, некоторые геологи именно этот тип колебаний предлагали выделять в особый тип тектонических движений под названием «террасообразующих» (Ажгирей, 1956), с чем вряд ли можно согласиться. Отметим, что и эти движения разлагаются на более элементарные ритмы, например, современные колебания с незначительными периодами, оцениваемыми годами и десятилетиями и ничтожной амплитудой, выявляемые анализом данных высокоточных повторных нивелировок (рис. 21).

По нашим представлениям указанные движения накладываются друг на друга и на более древние, образуя сложный спектр. Новейшие тектонические движения также отличаются сложным спектром. Особенностью их является то, что в ряде мест они получают своеобразный направленный характер, что выражается в длительно проявляющейся тенденции к поднятию или опусканию с явно выраженной ритмичностью движений. Так же, как и более древние, новейшие движения различных ритмов в своем проявлении накладываются друг на друга.

Поэтому говорить об амплитуде движений каждого типа вследствие их интерференции очень трудно. Допуская равномерную скорость, можно думать, что движения с большим периодом должны иметь соответственно большую амплитуду. Положительные новейшие тектонические движения, как и более древние, очень тесно переплетаются с опусканиями, сосуществуют с ними. Примерами такого сочетания могут служить: поднимающиеся Кавказ, Тянь-Шань, Прибайкалье и другие области на территории СССР, на фоне которых можно выделить отдельные самостоятельно погружающиеся участки, выявляющиеся и геоморфологически.

Крупные ритмы проявлялись более или менее одновременно на значительных территориях и приводили к большим изменениям облика рельефа страны и к физико-географическим изменениям, которые сказывались на всех элементах географического ландшафта. Мелкие ритмы движений детализировали крупные черты в развитии рельефа, проявляясь по-разному в разных неотектонических структурах. В этих ритмах отражается сложное сочетание накладывающихся друг на друга и интерферирующих подкоровых и планетарных движений (см. гл. I).

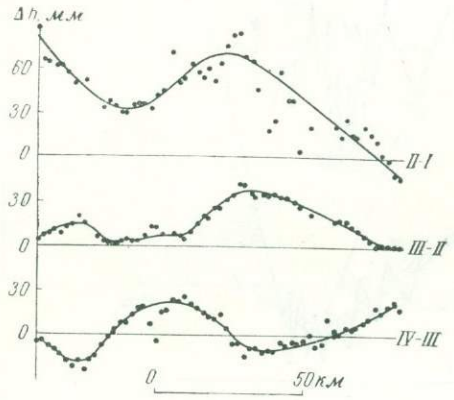


Рис. 21. Изменение высот по нивелирной линии от Такасаки до Симосувы

Нивелировка производилась четыре раза: *I* — в 1888 г.; *II* — в 1925 г.; *III* — в 1926 г.; *IV* — в 1932 г. Кривые *II—I* и *III — II* имеют общий наклон вправо; кривая *IV—III* имеет противоположный наклон. Точка максимального поднятия в течение временного интервала может показать максимальное поднятие или максимальную депрессию в течение следующего интервала (по Цубои, 1939)

Нельзя не отметить, что проявления некоторых ритмов движений, фиксирующихся в формировании основных поверхностей выравнивания и террасовых уровней, одинаковы для всех континентов и отражают их общие планетарные закономерности. Этот вывод, сделанный уже давно советскими и зарубежными исследователями (Б. Л. Личков, Л. Кинг, Н. И. Николаев и др.), с течением времени находит все новых и новых сторонников (Мещеряков, 1960; Кропоткин, 1960; Хаин, 1960).

Исследование различных районов позволяет установить три типа режима в проявлении новейших тектонических движений за неотектонический этап развития (рис. 22): колебательный, или инверсионный, отрицательно направленный и положительно направленный типы движений.

При колебательном, или инверсионном, типе движений положительные движения разной амплитуды сменяются компенсирующими их отрицательными движениями (Европейская часть территории СССР, Западно-Сибирская низменность).

Отрицательно направленный тип движений характеризуется преобладанием устойчивого опускания. Эти движения сопровождаются формированием равнинного пониженного рельефа и накоплением мощных толщ новейших отложений (Прикаспийская низменность и др.).

Положительно направленный тип движений отличается преобладанием устойчивых поднятий. С этими же движениями связывается образование положительных форм рельефа и усиление процессов денудации (возвышенность Путорана, часть Путорано-Тунгусской обращенной синеклизы, Северо-Восточный Казахстан).

Изменение в пространстве амплитуды направленных и инверсионных движений приводит к проявлению различных типов деформации: сводовых, блоковых, складчатых, разрывных. При этом формируются различные структурные формы разных размеров.

О СКОРОСТИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Применение инструментальных методов дает возможность производить достаточно точную оценку скорости движений, однако лишь за небольшой промежуток времени (табл. 6). Применяя геолого-географические методы можно определить суммарный размах движений за неоген-антропогеновое время, оценивая их той или иной цифрой. Получаемые при расчетах цифры имеют обычно преуменьшенное значение, так как мы учитываем какое-то результативное действие колебательных и инверсионных движений, выражающееся в поднятиях и сменяющих их опусканиях. Кроме того, недостаточная разработка стратиграфии новейших отложений и неточность в определении абсолютной продолжительности времени не позволяют дать точные цифры скоростей новейших тектонических движений.

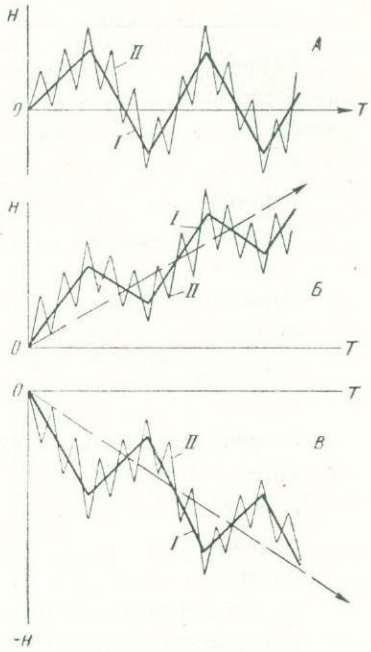


Рис. 22. Типы режима неотектонических движений

А — колебательный или инверсионный тип; *Б* — положительно направленный тип; *В* — отрицательно направленный тип; *I—II* — движения разных периодов и амплитуды

Оценивая относительную скорость движений для областей слабого и интенсивного проявления неотектоники, мы получаем весьма различные цифры, соответственно: 0,07—0,25 *мм/год* и 1—3 *мм/год*. Разница получается в 10—15 раз. Некоторые исследователи (Девдариани, 1950; Гзовский, 1961) предлагают расчет скорости вести в метрах на единицу времени в 1 млн. лет. В таком случае скорость оценивается цифрами от 10—25 *м/млн.* лет и 100—250 *м/млн.* лет до 1000 *м/млн.* лет. Нам представляется, что последний способ выражения интенсивности движений при оперировании обычно небольшими отрезками времени оказывается очень грубым, не учитывающим особенностей неотектонических движений.

Средние скорости относительных современных движений (поднятий и опусканий), определенные инструментальными методами, для Европейской территории СССР оцениваются в 2—4 *мм/год*. При этом максимальные значения поднятий достигают 8—10 *мм/год* («Современные движения», редакторы И. П. Герасимов и Ю. В. Филиппов, 1959 г.). Несовпадение приведенных цифр объясняется постоянной сменой знака движений (поднятия сменялись опусканиями, затем последние — снова поднятиями и т. д.). Скорости современных движений, выявляемые повторным нивелированием, по-видимому, нельзя распространять на длительные периоды времени, в течение которых происходила как бы компенсация поднятий опусканиями, осреднение результатов движений.

Относительно большие скорости современных движений не согласуются и со скоростями погружения (накопления осадков) в геологическом прошлом. Например, для кайнозоя скорость отложения осадков (погружения) составляет 0,42 *мм/год*, для мезозоя — 0,21 *мм/год*, для

Таблица 6

Скорости современных движений земной коры по инструментальным данным (по разным источникам)

Место измерения	Средняя годовая величина смещения, *мм*
Вильнюс	(+) 3,8
Барановичи	(∓) 5,8
Сарны	(+) 9,5
Курск	(+) 3,6
Харьков	(+) 3,9
Кривой Рог	(+) 10,8
Донбасс	(+) 3,7
Витебск	(−) 1,4
Москва	(−) 3,7
Ленинград	(−) 3,6
Одесса	(−) 5,1
Таллин	(−) 1,9 (+) 2,3
Рига	(−) 2,8
Лиепая	(−) 1,3
Кронштадт	(−) 0,5
Випури	(+) 1,3
Восточно-Фризийские берега	(−) 1,0 (−) 2,0
Побережье Северной Франции	(−) 33,0
Баденское озеро	(−) 4,5
Фрейбург (Верхнерейнская долина)	(−) 0,6
Суентее (Венгрия)	(+) 3,3
Кососима (Япония)	(+) 4,0
Копенгаген	(+) 0,1
Сан-Франциско (Калифорния)	(+) 0,6
Бостон (Атлантическое побережье)	(−) 3,0
Фругерунд (Швеция)	(+) 10,4
Топилла (Финляндия)	(+) 7,4
Хельсинки (Финляндия)	(+) 1,0 (+) 29

палеозоя — 0,09 *мм/год* (по Шухерту). Определение скорости погружения Кавказской геосинклинальной системы дает 0,1—0,4 *мм/год* (по В. В. Белоусову). По данным А. Б. Ронова и В. Е. Хаина, средняя скорость платформ с начала девона до верхней юры включительно равна 0,02 *мм/год*, средняя же скорость погружения геосинклиналей была вдвое большей — 0,05 *мм/год* (для площадей современных материков). Сопоставление полученных цифр привело Шухерта к выводу, что скорость отложения осадков с течением времени постепенно увеличивается и в кайнозое достигает наибольшей величины, превышая скорости отложения в палеозое в 4—5 раз. Это показывает, что скорость эндогенных и экзогенных процессов также увеличивается с течением времени, так как усиление сноса является следствием увеличения контрастности рельефа, а последнее объясняется усилением и учащением орогенических процессов. С этим согласуется и вывод об уменьшении длительности геологических циклов во времени, сделанный С. Бубновым. Наши цифры по неотектоническим движениям тоже как будто бы подтвер-

ждают вывод о возрастании скорости экзогенных и эндогенных процессов.

Однако к приведенным расчетам все же следует относиться критически. Было показано, что при определении ритма тектонических движений С. Бубнов допускал ошибку, смешивая циклы разных порядков (Белоусов, 1940). Кроме того, производя вычисления на различном материале, для разных отрезков времени, можно убедиться, что, чем короче отрезок времени и чем точнее мы определяем его продолжительность, тем больше получаемые цифры величин скоростей (Николаев, 1947_6, 1949). Таким образом, этот вопрос не может считаться разрешенным, и цифры, полученные Шухертом, могут указывать на ошибку метода, заключающуюся в некоторой недооценке фактора времени, в недоучете возможностей суммирования, обобщения мелких, частных движений земной коры и недоучете типа режима проявлявшихся тектонических движений.

Существует точка зрения, что интенсивность движения земной коры в течение геологического времени оставалась приблизительно одинаковой, менялся только их режим. Но этот вопрос требует дальнейших исследований. Наши данные указывают на изменение интенсивности и режима движений (см. ниже, стр. 310).

Неотектонические движения характеризуются не только определенной величиной их скорости, которая оказывается различной в разных структурных формах, но и градиентом этой скорости. Для более древних движений это впервые отметил В. В. Белоусов.

В последнее время данный вопрос подробно был рассмотрен М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым, Г. И. Рейснером (1959) и Г. И. Рейснером (1960).

Указанные авторы отмечают, что применение различных методов (геологических, стратиграфических, структурных, геоморфологических, геодезических и др.) позволяет прослеживать изменение наклонов поверхности земли и различных уровней внутри осадочного покрова земной коры на протяжении определенного промежутка времени. Для этого же промежутка времени можно вычислить средние величины скорости вертикальных тектонических движений земной коры, равные средним скоростям наклонов. Под *градиентом скорости вертикальных тектонических движений понимают меру изменения в пространстве величины скорости поднятия или опускания при перемещении на единицу длины для определенного интервала времени.* В областях интенсивного проявления неотектонических движений градиент характеризуется величинами в 10—100 раз большими, чем для областей слабого их проявления. Эта особенность отчетливо видна на карте новейшей тектоники СССР (1960).

В пределах материковых платформ (областей слабого проявления неотектонических движений) в неоген-четвертичное время отмечаются суммарные деформации, соизмеримые с таковыми в геосинклинальных областях и областях горообразования. Поэтому одним из главных критериев отличия платформы следует считать не абсолютную величину деформации, а средний градиент движений для определенного интервала времени.

Данные о градиентах скорости вертикальных тектонических движений имеют большое значение при решении ряда практических и теоретических вопросов. Они важны при проектировании различных крупных сооружений, при борьбе с горным давлением, при оценке напряжений, возникающих в земной коре вследствие ее деформации, при прогнозе землетрясений и т. д. Вычисления средних градиентов скорости вертикальных движений (изменений наклонов) суммируются в виде специальных графиков (Гзовский и др., 1959) или в виде особых карт (Рейснер, 1960).

РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПРОЯВЛЕНИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

На фоне повсеместно распространенных колебательных и колебательно-волновых движений, определяющих основные черты лика Земли, проявляются и другие типы движений, усложняющие этот лик. Они связаны с регматическими и разного типа дислокационными движениями, приводящими к образованию разломов и различного рода складчатых и разрывных деформаций. Особенно широко они развиты в районах с большим размахом новейших колебательных и колебательно-волновых движений, в районах с большими градиентами этих движений.

Надо прямо сказать, что до недавнего времени значение разрывных деформаций земной коры, в том числе и неотектонических, явно недооценивалось. Одни и те же данные наблюдений трактовались различными исследователями по-разному. В связи с этим кратко вспомним историю. На заре развития геологической науки Бух (L. v. Buch, 1877) и Эли де Бомон (E. de Beaumont, 1852) считали, что деформации земной коры проявляются главным образом в линиях, в основном прямых и фрагментарных, расположенных в виде перекрещивающихся систем. Позже, под влиянием идей, высказанных Э. Зюссом (Suess, 1888), геологи всюду стали искать изогнутые и непрерывные линии горных цепей, образовавшихся в результате складчатых деформаций.

Правильно отмечает Н. Арабу (1939), что справедливость требует не пренебрегать трудами наших предков. Они рассматривали проблему деформации в целом, охватывая своими концепциями всю Землю как единое целое. Позже кругозор геологов «сузился». Уже в тридцатых годах XX столетия четко выявилось, что структурные и орографические черты следуют тому или иному из немногих «привилегированных» направлений, группирующихся ортогональными парами: широтные и меридиональные (субширотные и субмеридиональные), северо-восточные и северо-западные. Это доказывалось статистическими подсчетами направлений в различных областях и оценкой истории геологического развития.

Упомянутые идеи подвергались критике. Критика доходила до полного их устранения из науки, особенно после широкого распространения идей Э. Зюсса. В дальнейшем к этому вопросу неоднократно возвращались Бертран, Мишель-Леви, А. П. Карпинский, М. М. Тетяев, А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, особенно А. В. Пейве, Дж. Д. Муди и М. Дж. Хилл и многие др. Любопытно отметить, что борьба мнений отразилась и в толковании некоторых теоретических вопросов тектоники и на составлявшихся обзорных геологических картах СССР. Если сравнить последнее издание такой карты с одним из первых, бросится в глаза малое количество линий разломов на картах первых изданий; на картах последующих изданий разломы занимают все большее и большее место. Это является отражением изменения общих теоретических представлений.

Широкое применение сравнительного историко-геологического анализа позволило установить черты унаследованности не только в современных и новейших тектонических структурах, выраженных в рельефе и изучаемых неотектоникой, но и в структурах более древних. При этом были сделаны конкретные выводы о родоначальных тектонических формах. Вопросам унаследованности тектонических структур, родоначальных тектонических форм уделяют большое внимание советские тектонисты: Н. С. Шатский, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, В. Е. Хаин, В. М. Синицын, Д. П. Резвой, Д. С. Кизевальтер, В. А. Николаев и др. В чем сущность их идей и какие общие выводы ими делаются? Отвечая на данный вопрос, воспользуемся главным образом работами трех первых указанных выше авторов.

В 1888 г. Э. Зюсс в своей знаменитой работе «Лик Земли» подвел итог геологическим исследованиям земной коры. Он предложил выделять особый тип складчатости, названной им «постумной», возникающей после периода полного тектонического покоя в платформенных условиях на месте древних складок и наследующей их некоторые черты. Изучение этой складчатости показало, что Зюсс был неправ. «Постумные» складки оказались не новообразованиями, они развивались очень длительно и явились результатом как бы постепенного затухания процессов геосинклинальной складчатости. Выявилось, что древние складки после периода складкообразования не прекратили своего развития, которое наследовали формирующиеся на них молодые структуры и не являлись «постумными» формами. Был предложен термин «унаследованные» складки. Термины: «унаследованные» и «постумные» часто употреблялись как синонимы (Яншин, 1951).

Таким образом, унаследованными складками называют *дислокации, развивающие структурные черты погребенного складчатого фундамента.*

Унаследованность выражается различно: 1) простирания молодых складок до деталей повторяют простирания погребенных древних структур; 2) асимметрия молодых складок наследует асимметрию складок погребенного складчатого фундамента; 3) разломы в молодых складках связаны с расколами в фундаменте; 4) унаследованными оказываются не только морфологические черты погребенных структурных форм, но и общая направленность тектонических движений, общий структурный план, выражение структур в рельефе.

Все перечисленные формы унаследованности широко проявляются и при формировании неотектонических структур. Характерным для унаследованных форм тектоники является их длительное развитие, оцениваемое продолжительностью нескольких периодов или длительностью крупных этапов тектонического развития, таких, как: альпийский (гималайский), мезозойский (ияньшаньский), герцинский и т. д. Поверхность фундамента, которая до отложения покровных толщ была выровнена эрозией, в результате унаследованных движений приобретает неровный, волнистый характер.

Взгляды советских геологов по этому вопросу (Н. С. Шатский, А. В. Пейве, А. Л. Яншин) отнюдь не противоречат принципу развития. Как известно, развитие выражается в отмирании, исчезновении старых свойств, качеств, процессов и появления новых. Явление унаследованности в геологии не есть повторение: в каждый последующий геологический этап образуются новые структуры, наблюдается усложнение ранее образовавшихся структурных форм, которые продолжают развиваться. В структуре земной коры появляются новые качественные признаки.

Таким образом, мы имеем непрерывное развитие, непрерывное движение, отмирание и усложнение старых структурных форм и нарастание новых, а в этом и заключается закон развития.

В настоящее время унаследованные формы как структур, так и элементов рельефа выявлены в платформах разного возраста. Они отмечены не только на эпигерцинских, эпикаледонских, но и на древних платформах и широко формировались в новейший тектонический (неоген-антропогеновый) этап развития. Их изучением занимались очень многие советские геологи.

Однако следует сделать замечание в отношении чрезмерно широкого понимания термина «унаследованный», который теряет свою четкость и становится расплывчатым.

Под термином унаследованная структура следует понимать *такие формы развивающихся структур (или тектонических движений), которые действительно повторяют большинство черт морфо-*

логии своих структурных предшественников складчатого фундамента при длительном и конседиментационном их развитии. При отражении только одного или немногих признаков родоначальных структурных форм правильнее говорить не об унаследованных формах, а о з а в и с и м ы х. При таком толковании становится более понятным важный вывод о повсеместном распространении и постепенном развитии унаследованных тектонических черт (Шатский, 1955 г.). В разные стадии тектонического морфогенеза возрождаются различные черты, свойственные древним родоначальным тектоническим формам и этот процесс может идти как унаследованно, так и зависимо, приводя к формированию новых структурных признаков и новых структурных форм.

На наличие длительно существующих тектонических швов в виде сети разломов, являющихся родоначальными тектоническими формами, давно указывали Н. С. Шатский, А. Н. Заварицкий, А. В. Пейве, В. М. Синицын, С. Бубнов, де Ситтер и др. Они пришли к выводу, что форма многих деформаций определяется глыбовой структурой земной коры (т. е. ранее существовавшей) или потенциальной сетью разломов и тектонических швов планетарного характера, отличающихся большим постоянством. Именно эти формы следует связывать с регмагенными (регматическими) и макрокластогенными (вращательными) типами и категориями тектонических движений.

Н. С. Шатский выделяет две системы разломов: 1) ортогональную с долготными и широтными простираниями и 2) диагональную, с северо-восточными и северо-западными простираниями. Указанные направления объясняют некоторые геометрические закономерности в простираниях тектонических структур и форм рельефа. Например, В. М. Синицын (1956), а еще ранее Ли Сы-гуан (1952), для территории Китая отмечают два основных направления дислокаций — северо-западное и северо-восточное и два подчиненных — широтное и меридиональное, которые существовали и развивались в течение всей геологической истории. Значительная протяженность и продолжительность развития отдельных зон этих направлений позволили В. М. Синицыну не сомневаться в большой глубине их заложения. Он рассматривает эти зоны как пересекающиеся пояса глубоких разломов, дробящих, как говорит В. М. Синицын, метаморфический фундамент на отдельные блоки. Именно с движениями подобных блоков фундамента связывается соответствующая ориентировка в структурах верхнего этажа. Глыбовые движения нашли свое отражение в формировании основных орографических элементов не только Центральной Азии, но и других районов. Учитывая, что неотектонические структуры тесно связаны с рельефом, поиски закономерностей развития и тех и других в формах унаследованной, зависимой или автономной, а также новообразованной или наложенной является одной из задач неотектоники.

Глубинным разломам в последнее время посвящают свои работы многие советские исследователи. Интересные соображения по этому вопросу были высказаны А. Н. Заварицким (1946). Он указывал, что глубинные процессы представляют явления несравненно более мощные, чем те нарушения поверхностных слоев, которые мы привыкли объединять в понятие тектоники в собственном смысле слова. Если эти две категории явлений находятся в причинной связи, то, как отмечал А. Н. Заварицкий, придется признать, что глубокие движения литосферы могут быть п р и ч и н а м и (первичными), а складчатость, разрывы в земной коре — с л е д с т в и я м и (вторичными). Еще ранее близкие взгляды высказывались Е. Хаарманом (1930) и Р. ван Беммеленом (1931).

Также расценивает эти явления и А. В. Пейве. Он считает, что пояса глубинных разломов являются глубинными тектоническими элементами, т. е. первичными по отношению к складчатости и другим

структурам, которые формируются только в верхнем структурном этаже и являются вторичными тектоническими формами. Следовательно, важными задачами неотектоники является изучение глубинных структур в их новейшем проявлении, выделение типов разломов, изучение влияния их на процессы магматизма, рудогенеза и образования рельефа, а также связи этих структур с землетрясениями и вулканизмом. Изучение всех указанных вопросов в значительной мере разрешает вопрос формирования различных новейших структурных форм и связанных с ними крупных форм рельефа.

С моей точки зрения глубинные разломы представляют собой совершенно особые, самостоятельные структурно-морфологические элементы земной коры, отличающиеся особым генезисом и развитием. Они заслуживают самостоятельного выделения. Нельзя согласиться с выводами Г. Д. Ажгирея (1956), который в своей интересной книге «Структурная геология» предложил неудачную трактовку глубинных разломов, относя их к морфологическому типу разрывных нарушений в виде сдвигов. Нельзя согласиться также с Б. А. Петрушевским и другими геологами, которые подвергают сомнению структурную самостоятельность таких разломов и рассматривают их как «частные случаи тектонического процесса» в противоположность взглядам Н. С. Шатского, А. Н. Заварицкого и других, которые понимают глубинные разломы как «одно из ведущих начал тектонического процесса» (Николаев, 1959).

При выяснении соотношений складчатости и метаморфизма в свое время была высказана точка зрения, известная как формула Перрена («метаморфизм — причина складчатости»), эта формула при последующих исследованиях была представлена наоборот: «складкообразование — причина метаморфизма». Также и в рассматриваемом вопросе формулу «складчатость (волновые формы) порождают разломы» следует в соответствии с современными данными изменить и говорить, что «глубинные разломы порождают волновые формы деформации». Рассматривая же табл. 2 (см. гл. I), где было показано соотношение различных типов тектонических движений, мы должны признать, что и складчатость и разломы — разные формы одних и тех же процессов.

Говоря о складчатости, в проявлениях новейших тектонических движений обычно принято выделять, в соответствии со взглядами Г. Штилле (1924 г.), отдельные фазы складчатости (орогенеза), как это делали и делают многие исследователи (Г. Ф. Мирчинк, Л. А. Варданянц, М. А. Усов, Ю. Ф. Чемеков, П. Н. Кропоткин и др.). Однако вряд ли возможно выделять фазы, когда сам Г. Штилле (1935 г.) внес в свои первоначальные представления поправку, указав, что орогенные фазы затягиваются на многие сотни тысяч лет и не являются мгновенными. Изучение регионального материала показывает, что движения земной коры проявлялись непрерывно в течение всего новейшего времени: они то усиливались, то ослабевали в соответствии с особенностями наложения движений различных периодов и их интерференцией. Установлено, что процессы складкообразования, накопления осадков и образования гор и впадин идут одновременно. В этом отношении оправдывается принцип непрерывности тектонического процесса.

Вопрос о тектонических фазах и в настоящее время остается дискуссионным. Сложность этой проблемы, как показал С. Н. Бубнов (1958), обусловлена тем, что понятие «фаза» разными авторами характеризуется различно. Из наблюдений явствует, что продолжительность фазы значительно больше 1 млн. лет и что для одного и того же района она проявлялась не везде одновременно, хотя несогласия говорят о некоторой прерывистости движений. На рис. 23 дается «синоптическая» картина неогеновых фаз Калифорнии (по J. Gilluly, 1949). При этом за 26 млн. лет выделяется 44 фазы, которые группируются в «пучки» со «сгущением» в центре и «разряжением» в начале и конце пучка.

Центральные сгущения соответствуют фазам Г. Штилле (штирийская I и II, аттическая и др.). На основании этих данных С. Н. Бубнов делает совершенно правильный вывод, что фазы Г. Штилле представляют сумму активных эпизодов в истории Земли на фоне непрерывно действующих движений. Длительность фазы — не абсолютное, а относительное понятие; она определяется соотношением напряжений и деформаций и зависит не только от величины напряжений, но и от хрупкости материала. Поэтому фаза точного временного значения не имеет и иметь не может.

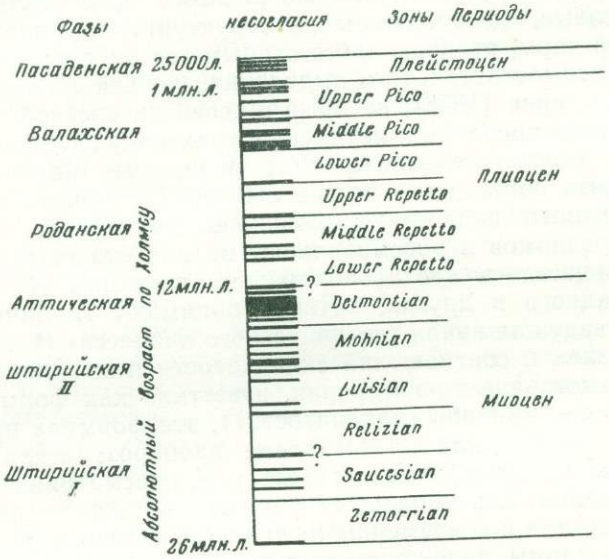


Рис. 23. Распределение тектонических толчков (микрофаз) в неогене Калифорнии и их отношение к фазам Г. Штилле; абсолютный возраст по Холмсу (по С. Н. Бубнову, 1958)

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И РЕЛЬЕФ

Известно, что районы максимальных и длительных проявлений новейших колебательных движений земной коры отвечают областям резко выраженного рельефа. Эти же участки характеризуются наибольшими градиентами аномалий силы тяжести и землетрясениями, достигающими наивысшей балльности.

Такая взаимосвязанность рельефа, новейших движений, гравитационного состояния земной коры и землетрясений не является случайной и подчинена определенным закономерностям.

Как известно, все главные особенности современного рельефа обязаны своим происхождением непрерывно развивающемуся динамическому воздействию двух основных рельефообразующих факторов: тектонических процессов и процессов денудации и аккумуляции. Их взаимодействием объясняются все разнообразные типы современного рельефа, которые мы наблюдаем на поверхности земного шара. Исходя из представлений, введенных в науку В. Пенком (1924) и развитых другими исследователями (Герасимов, 1943; Н. И. Николаев, 1947б, 1949 и др.), теоретически можно представить разные случаи соотношений тектонических, денудационных и аккумулятивных процессов (рис. 24). Эти случаи следующие:

1. Сочетание процессов, при котором тектонический фактор является преобладающим (см. рис. 24, *I*). В этом случае положительная сла-

гающая колебательных движений земной коры, приобретая направленный характер, преобладает над процессами денудации и последние не успевают выравнивать создаваемые тектоникой на поверхности земли неровности. В результате образуются выраженные в рельефе орографические элементы — горы. Данные соотношения в условной формуле будут выглядеть следующим образом:

$$+\Sigma \pm T > Д + A,$$

где Σ — сумма; $\pm T$ — колебательные тектонические движения; $Д$ — процессы денудации; A — процессы аккумуляции.

Такое соотношение указывает на проявление орогенических процессов в буквальном смысле слова (Шульц, 1943).

2. В случае значительного преобладания отрицательной слагающей колебательных тектонических движений, если последние приобретают направленный характер, процессы денудации и аккумуляции проявляются слабее и вырабатываются равнинные территории. Если прогибание не компенсируется аккумуляцией рыхлых отложений, образуются глубокие отрицательные формы рельефа типа депрессий, впадин. Появление таких форм рельефа на поверхности Земли возможно только в условиях аридной зоны (Турфанская впадина с абс. отм. дна минус 154 *м*) и океанического дна (глубоководные желоба — «Мейнесовы впадины»). В случае влажного климата формирующиеся за счет тектонического прогибания впадины заполняются водой и возникают озера. При интенсивно проявляющихся процессах денудации погружение компенсируется сносом и накоплением рыхлых отложений. В таком случае могут образоваться равнины типа криптодепрессий. В условной формуле эти соотношения будут выглядеть следующим образом:

$$-\Sigma \pm T > \frac{A + Д}{\text{слабые}},$$

$$-\Sigma \pm T > \frac{A + Д}{\text{интенсивные}}.$$

Тип вырабатывающегося таким образом рельефа при компенсации отрицательных движений процессами аккумуляции И. П. Герасимов (1943) предложил называть «погруженными равнинами».

Следует подчеркнуть, что обычно первый и второй случаи указанных соотношений (преобладание положительных и отрицательных

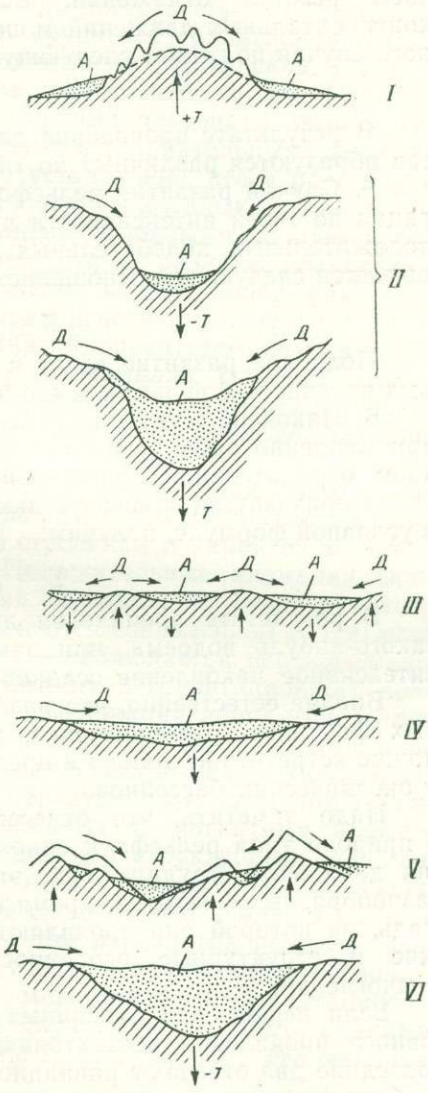


Рис. 24. Схема, иллюстрирующая взаимоотношение тектонических (T), денудационных ($Д$) и аккумулятивных (A) процессов и их выражение в рельефе для шести случаев, описанных в тексте

движений над процессами денудации и аккумуляции) встречаются совместно в областях интенсивного проявления новейшей тектоники.

3. Определенная группа рельефа может вырабатываться в условиях равновесия между проявляющимися тектоническими движениями и процессами денудации. Относительная скорость этих процессов будет выглядеть следующим образом:

$$+\Sigma \pm T = Д + A.$$

4. Следующий случай развития рельефа отражает равновесие между проявляющимися колебательными тектоническими движениями, у которых преобладает отрицательная слагающая, и процессами денудации и аккумуляции. При этом прогибание компенсируется накоплением рыхлых отложений. Вследствие незначительной амплитуды континентальных движений мощность отложений небольшая. Для данного случая получаем следующую условную формулу:

$$-\Sigma \pm T = Д + A.$$

В результате проявления данной системы уравновешенных процессов образуются различные по типам аккумулятивные равнины.

5. Случай развития рельефа, когда процессы денудации и аккумуляции по своей интенсивности преобладают над процессом проявления положительных колебательных тектонических движений, может быть выражен следующим отношением:

$$+\Sigma \pm T < Д + A.$$

Подобное развитие ведет к выравниванию первоначально созданных неровностей рельефа, к его пенепленизации.

6. Наконец, можно представить себе и последний случай, когда при медленно проявляющихся колебательных движениях с преобладанием отрицательной слагающей, значительной интенсивностью будут характеризоваться процессы аккумуляции. Выражая эти соотношения в условной формуле, получим:

$$-\Sigma \pm T < Д + A.$$

В результате проявления этих процессов, например, в пределах какого-нибудь водоема, или замкнутой впадины, будет наблюдаться интенсивное накопление осадков и постепенное сглаживание рельефа.

Вполне естественно, что различные случаи действия рассматриваемых факторов (тектонические, процессы денудации и аккумуляции) можно встретить не только в пределах континента, но и на дне морских и океанических бассейнов.

Надо заметить, что отнесение того или иного встречающегося в природе типа рельефа к одному из указанных выше случаев развития дело очень трудное. При этом необходимо учитывать множество разнообразных факторов: время проявления процессов денудации, площадь, на которой они проявляются, особенности климата, литологические и структурные особенности страны, геологическую историю и многие др.

Если первые два описанных случая свойственны областям интенсивного проявления неотектоники с типичным горным рельефом, то последние два отвечают равнинному рельефу и соответствуют областям слабого проявления неотектоники. Промежуточными оказываются два средних случая.

С особенностями рельефа, отражающими различное строение земной коры, тесно связаны геофизические показатели: гравиметрические и магнитометрические. Данные гравиметрических и магнитометрических исследований, в сопоставлении их с неотектоникой, позволяют лучше понять особенности строения и развития рельефа. Так, например,

равнинным областям соответствует плоский рельеф гравиметрических карт, а горным областям и глубоким океаническим впадинам — значительно более резко выраженный гравиметрический рельеф. Таким образом, области, где проявляются новейшие движения с наибольшими градиентами, характеризуются наиболее резко выраженным рельефом и наибольшими амплитудами колебаний величины аномалии силы тяжести. Основному свойству рассматриваемых областей — их подвижности соответствует резкое и интенсивное аномальное гравитационное поле. Главные черты этого поля, по данным геофизики, тесно увязаны со структурой земной коры во всей ее толще и отчетливо отражают строение ее поверхностных слоев. При этом возникающие глубокие прогибы земной коры (межгорные впадины и др.), являющиеся областями накопления осадков и возникновения своеобразной вторичной складчатости, характеризуются часто крупными гравитационными депрессиями, а окружающие зоны — поднятиями (Федынский, 1951).

Не менее интересные данные дают магнитные аномалии. Последние также тесно связаны с основными чертами тектоники земной коры и хорошо увязываются с положительными и отрицательными аномалиями силы тяжести. В настоящее время установлено, что в ряде случаев магнитные аномалии вызваны существованием крупных глубинных разломов в земной коре, которые выполнены основными породами, обладающими остаточным намагничиванием. Эти же разломы улавливаются аномальными изменениями силы тяжести в виде полос максимумов и больших градиентов. Указанным зонам отвечают участки с отличным рельефом — в виде прогибов, или поднятий, ориентированных в направлении зон магнитных и гравитационных аномалий. Наконец, этим же участкам соответствуют зоны с увеличенными градиентами новейших тектонических движений, которые отражаются на рельефе, на мощностях и на фациях новейших отложений.

Однако указанная связь не всегда бывает такой определенной. В большинстве случаев удается установить связь региональных гравитационных и магнитных аномалий со строением и характером положения кристаллического фундамента. Положительные аномалии связываются с зонами высокого залегания фундамента, отрицательные — с его погружением. Одни районы отличаются совпадением гравитационных и магнитных аномалий, в других — наблюдается перекрещивание простираний линейных аномалий магнитного и гравитационного полей. Последнее указывает и на пересечение дислокаций пород кристаллического фундамента, которые обычно бывают разновозрастными и возможно связанными с различными структурными этажами. Соотношение новейших тектонических движений и образующихся новейших тектонических структур с зонами гравитационных и магнитных аномалий бывает разное. Они наследуют либо древний структурный план, либо одно направление, либо образуют новые наложенные структуры. В каждом отдельном случае требуется специальный анализ и изучение. Особенности неотектоники, а вместе с тем и развития рельефа можно понять только при строгом анализе структур земной коры, истории их развития, тектонических движений, магнитного и гравитационного полей и данных сейсмики. В ряде случаев необходимо принимать во внимание и другие факторы, такие, как климат, его изменение во времени.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ГРАФИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Выявленные в результате анализа различных фактов новейшие тектонические движения могут быть выражены графически. Обычно графику применяют для передачи результатов исследования в наиболее сжатой и наглядной форме. Мы рассматриваем графическое выражение итогов работы как особый метод, который позволяет выявить многие признаки, иногда очень слабо выраженные и потому трудно улавливаемые другими способами.

Ниже очень кратко рассматриваются два приема графического выражения неотектоники: изображение характера колебания точки на профиле в виде «эпейрогенических спектров», точнее колебательно-волновых спектров, и изображение распределения этих движений в пространстве.

КОЛЕБАТЕЛЬНО-ВОЛНОВЫЕ СПЕКТРЫ

Для выражения тектонических движений какого-либо района часто используют графический метод, облегчающий анализ неотектоники. Характер движений на побережьях морских водоемов изучают по гипсометрическому положению древних береговых линий, которые графически выражаются в диаграммах, и в виде эпейрогенических или колебательно-волновых спектров, предложенных В. Таннером (1930, 1933). Пример построения такого спектра дает рис. 25. Упомянутые диаграммы показывают высотные соотношения отдельных береговых линий, их хронологическую последовательность. Все линии, по выражению Таннера, наклонены «к периферии эпейрогенической области, потому что скорость движения земной коры была постоянно больше в центре области, чем на ее периферии» (1933). Обычно береговые линии с различными градиентами наклона понижаются в том или ином направлении. Неодинаковый наклон приводит к взаимному пересечению и перераспределению этих линий в хронологической последовательности по высоте. В тектонически активных областях наблюдаются резкие изгибы линий и их разрывы. Такие разорванные сбросами и тектонически изогнутые линии были обнаружены Таннером (1930) и подтверждены наблюдениями А. А. Полканова (1937) на Рыбачьем полуострове (рис. 26).

Таким образом, диаграммы береговых линий показывают степень деформации отдельных береговых линий, выраженную разными градиентами уклона каждой поверхности. Обычно уклоны береговых линий оказываются различными. Это указывает на различную скорость движений в отдельные промежутки времени. Рассмотренный метод построения диаграмм был усовершенствован В. К. Гуделисом (1957),

который предложил новый метод клинометрического анализа диаграмм древних береговых линий, с помощью которого можно определить знак, время и относительную скорость тектонических движений любой территории, изображенной на диаграмме. Этот метод заключается в определении при помощи транспортира или вычисления уклона (в ‰) каждой береговой линии по отношению к современному уровню моря

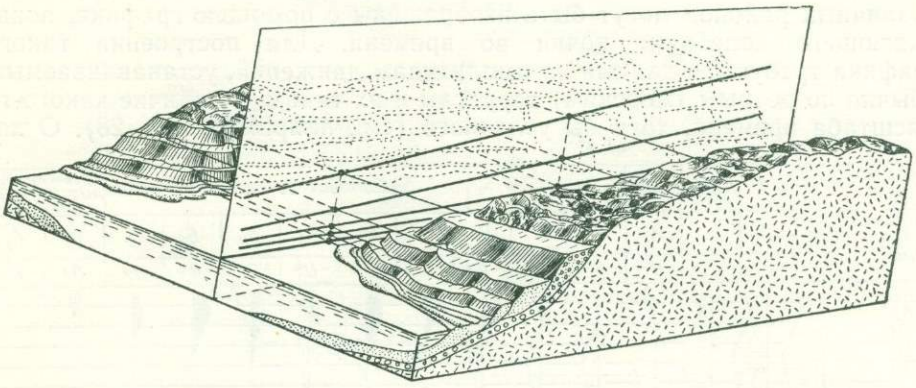


Рис. 25. Построение колебательно-волнового (эпейрогенического) спектра

в порядке возрастной последовательности. Затем после определения современных углов наклона всех береговых линий составляется таблица клинометрических данных, в которой каждая расположенная выше

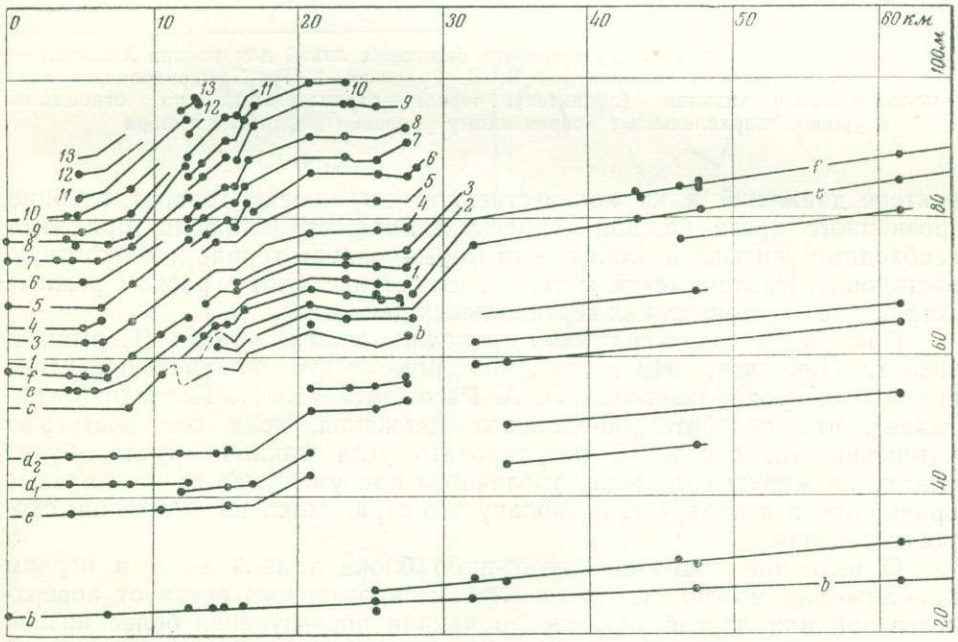


Рис. 26. Смещение линий эпейрогенического (колебательно-волнового) спектра при тектонических движениях на Рыбачьем полуострове. Кружки — места замеров (по Таннеру)

(более древняя) береговая линия или береговые линии меняют свое положение в пространстве на ту величину угла наклона, с которой деформируется более молодая (ниже расположенная) береговая линия. По данным таблицы, строится клинометрический спектр,

(рис. 27), по которому можно проследить ход и знак тектонических движений, установить время тектонических перестроек и даже относительную скорость движений. Результат клинометрического анализа зависит от точности установления положения и правильного датирования древних береговых линий, а также от соотношения масштабов диаграммы.

Помимо указанных методов, новейшие тектонические движения различных районов могут быть изображены с помощью графика, показывающего колебания точки во времени. Для построения такого графика требуются данные по амплитудам движений, устанавливаемым обычно по речным (морским) террасам и их типам, и наличие какого-то масштаба времени, хотя бы условного (см., например, рис. 28). О ха-

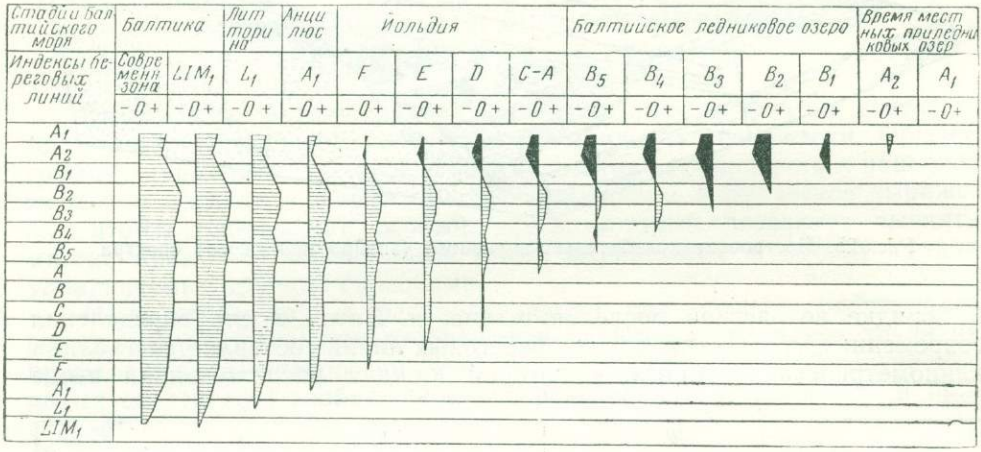


Рис. 27. Клинометрические спектры древних береговых линий для района Хаапсалу — Лихула северо-западной Эстонии (по В. К. Гуделису, 1957). Заштрихованное поле — положительный наклон (поднятие), черное — отрицательный по отношению к уровню, параллельному современному уровню Балтийского моря

рактере движений и их количественном выражении говорят глубина эрозионного вреза каждой террасы и мощность аллювия, при этом необходимо учитывать особенности формирования террас и конкретную обстановку. Различные типы террас свидетельствуют о разном режиме (структуре) тектонических вертикальных движений.

Построение таких графиков приводили многие авторы (Пермяков, 1938 г.; Николаев, 1949 и др.). Методически этот прием в последнее время был проанализирован Л. А. Рагозиным (1961). Последний указывает, что колебательно-волновые движения, если они достигают интенсивности, способной регулировать угол наклона русла, будут влиять на живую силу реки, увеличивая или уменьшая ее не в прямой пропорции, а в квадрате, поскольку это отражается на изменении скорости течения.

О величине поднятий какого-либо блока земной коры в первом приближении можно судить по глубине эрозионного вреза от поверхности той или другой террасы до цоколя последующей более низкой террасы. Интенсивность опускания определяется по изменению общей мощности террасовых отложений, с учетом нормальной мощности аллювия. Однако нельзя упрощенно принять глубину эрозионного вреза и величину мощности аллювия за истинные амплитуды колебательно-волновых движений, но всегда глубина эрозионного вреза оказывается в какой-то мере пропорциональной неотектоническому поднятию, а величина опускания — мощности террасовых накоплений. При этом необходимо учитывать конкретную обстановку: а) нормальную мощность

аллювия, которую следует вычитать из общей мощности аллювиальных накоплений данной террасы, б) возможные эвстатические колебания

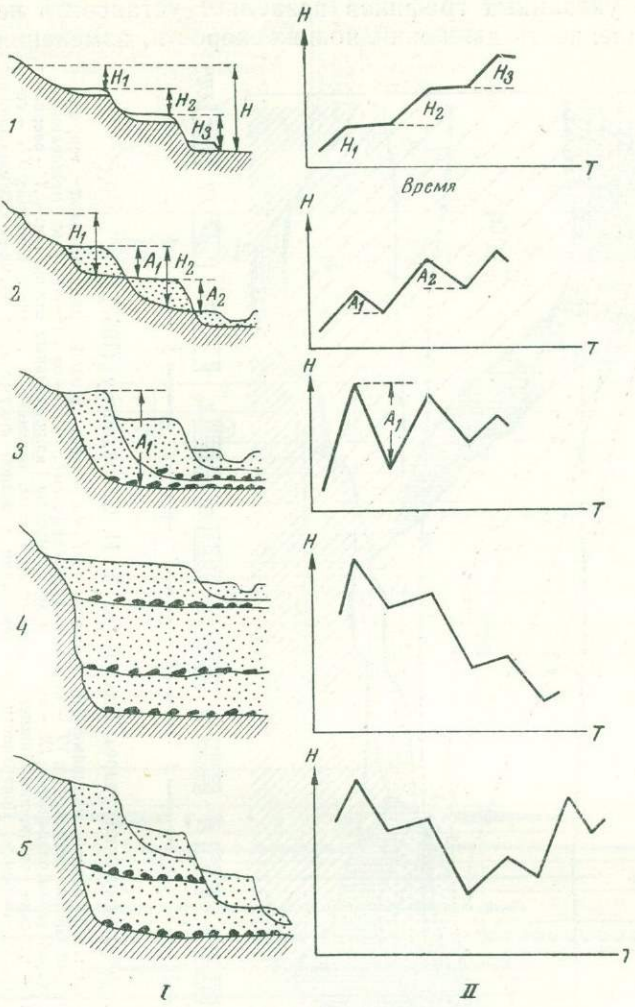


Рис. 28. Отражение режима колебательно-волновых движений в строении речных долин

I — схемы строения речных долин; *1* — с эрозионными террасами; *2* — с цокольными террасами; *3* — с вложенными аккумулятивным террасами; *4* — с наложенными погребенными террасами; *5* — с разными типами террас. *II* — диаграммы тектонических движений

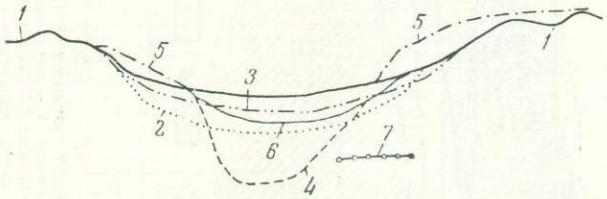


Рис. 29. Геоморфологический профиль изменения рельефа Высокого Заволжья в течение рисской эпохи (по А. Н. Мазаровичу, 1930)

моря, куда впадает река, в) характер потока, зависимый от климатических факторов, г) величину реки, так как по притокам второго и третьего порядков наблюдается значительное уменьшение относитель-

ных высот террас и т. д. (Рагозин, 1961; Шанцер, 1951; Николаев 1947 1 и 4).

Анализ указанных графиков позволяет установить не только общую направленность движений, но и их скорости, изменения во времени,

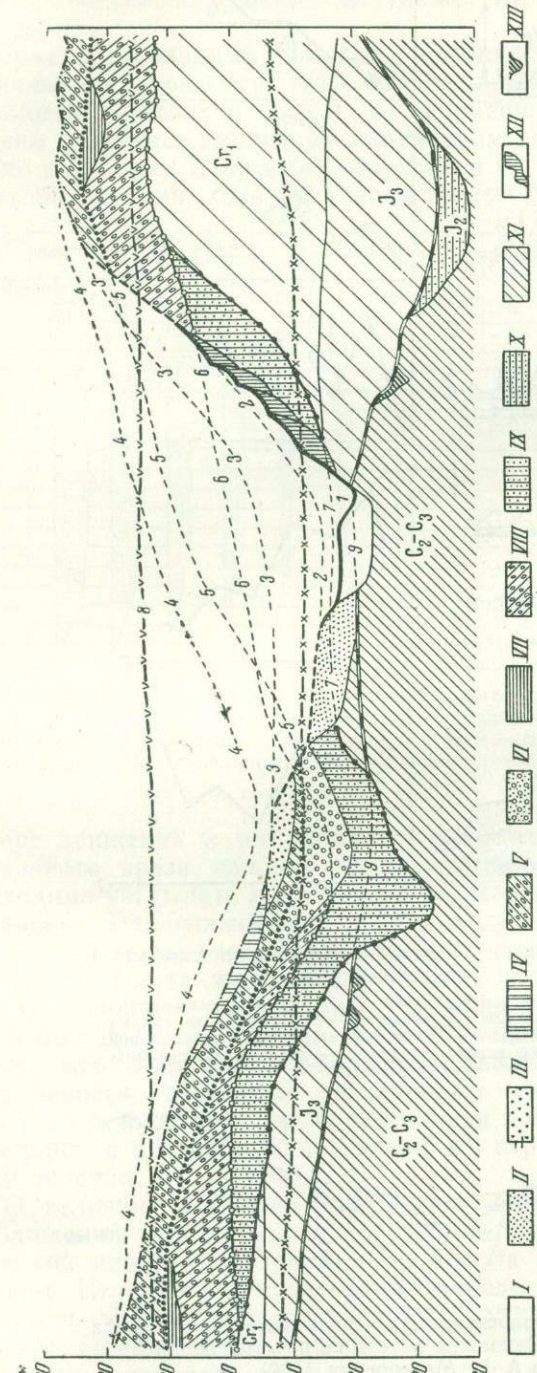
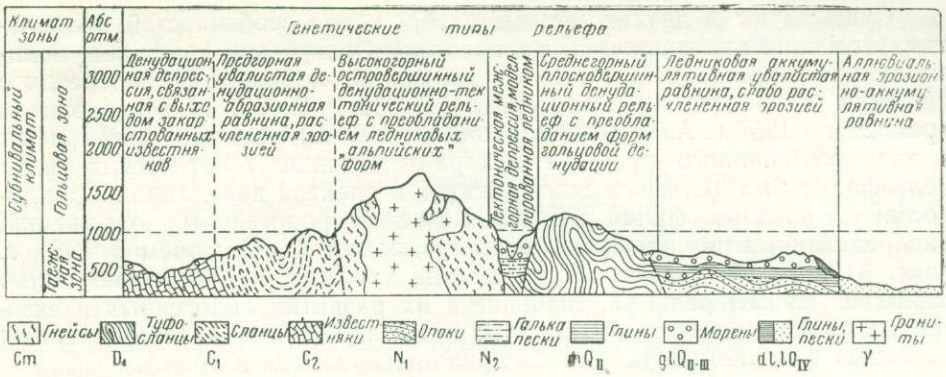
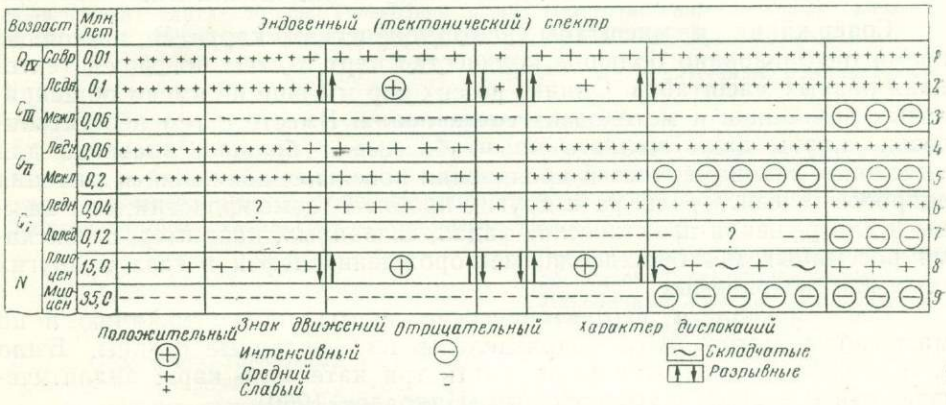


Рис. 30. Сводный геоморфологический разрез (схема) по А. И. Спиридонову (1957)

I — аллювий современный (пойменный); *II* — аллювий первой надпойменной террасы, *III* — аллювий второй надпойменной террасы; *IV* — делювий; *V* — ледниковые отложения второй эпохи оледенения; *VI* — аллювий межледниковый; *VII* — озерно-болотные межледниковые отложения; *VIII* — ледниковые отложения второй эпохи оледенения; *IX* — пред- и доледниковые аллювиальные отложения; *X* — озерно-аллювиальные среднеюрские отложения; *XI* — морские отложения нижнего мела, верхней юры, верхнего и среднего карбона; *XII* — современные оползни; *XIII* — доверхнеюрские карстовые воронки, Поверхности: *1* — денудации и речной аккумуляции времени формирования поймы; *2* — первой надпойменной террасы; *3* — второй надпойменной террасы; *4* — ледниковой аккумуляции второй эпохи оледенения; *5* — денудации до второй ледниковой эпохи, частично эродированная ледником первой ледниковой эпохи; *6* — денудации и аккумуляции, частично эродированная ледниковой и предледниковой эрозии; *7* — доледниковая поверхность денудации и озерно-аллювиальной аккумуляции, частично абрадированная морем; *8* — гипотетическая первоначальная поверхность аккумуляции верхне-мезозойского моря; *9* — доверхнеюрская поверхность денудации и озерно-аллювиальной аккумуляции, частично абрадированная морем; *10* — гипотетическая первоначальная поверхность аккумуляции верхнекаменноугольного моря

дает возможность выявить их качественные, «структурные» особенности и отметить такие детали, которые обычно остаются незамеченными. Осторожное применение этого метода дает и объективную оценку количественной стороны в проявлении неотектоники.





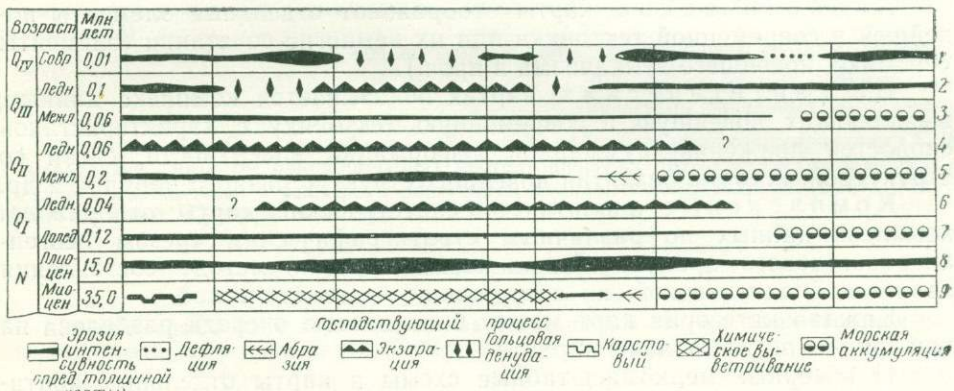




Рис. 31. Геоморфологический профиль (по С. Г. Бочу, 1954)

Существуют и другие методы отображения особенностей проявления тектонических движений во времени. Построение графиков, показывающих влияние тектонических движений на развитие поперечного профиля речной долины, было предложено в 1930 г. А. Н. Мазаровичем (рис. 29), в 1957 г. А. И. Спиридоновым (рис. 30). Комплексный график в виде обобщенного профиля с характеристикой генетических типов рельефа, особых тектонического спектра и спектра денудационных процессов с показом фаций рыхлых неоген-антропогеновых отложений, распределенных по профилю, был предложен С. Г. Бочем в 1954 г. (рис. 31). Такой график дается в виде таблицы и достаточно полно отражает формы рельефа, значение в их развитии эндогенных и экзогенных процессов, а также типы рыхлых отложений и связанных с ними полезных ископаемых (кора выветривания, россыпи и проч.).

МЕТОДЫ ВЫРАЖЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ НА КАРТАХ

Содержание и масштабы неотектонических карт. В настоящее время опубликовано большое количество карт и схем новейшей тектоники разных масштабов. Однако до сих пор мы еще не имеем общепринятых принципов и методов их составления. Вместе с тем неотектонические карты даже мелкого масштаба имеют большое значение для выяснения закономерностей проявления новейших движений и решения вопросов генезиса рельефа и других проблем геоморфологии; они важны и для решения практических задач, связанных, например, с поисками россыпных месторождений, месторождений нефти и газа и других полезных ископаемых.

Все имеющиеся неотектонические карты по содержанию и по масштабам могут быть подразделены на различные группы. Было предложено по содержанию выделять три категории карт: аналитические, синтетические и комплексные (Николаев, 1960).

Аналитические карты отображают отдельные элементы новейшей и современной тектоники или их немногие сочетания (элементы сейсмики, новейшего вулканизма и проч.).

На синтетических картах показывается комплекс данных, выявляющих новейшую и современную тектонику с характеристикой скоростей движений, суммарной деформации поверхности, связи со структурой, истории развития новейших структур разного порядка и др.

Комплексные аналитическо-синтетические карты отображают комплекс данных по различным стратиграфическим срезам неоген-антропогенового времени. Такая серия карт по методу составления является аналитической, по содержанию — синтетической.

Каждая категория карт может быть в свою очередь разделена на три группы по масштабам карт:

1) обзорные мелкомасштабные схемы и карты отдельных континентов;

2) обзорные мелкомасштабные схемы и карты территорий Европы, СССР и их крупных частей;

3) карты отдельных районов и участков СССР — более крупного масштаба (1 : 500 000, 1 : 200 000 и более детальные).

В пределах каждой категории могут быть выделены карты, разнящиеся или по своему содержанию, или по методу составления.

Таким образом, схема классификации карт новейшей и современной тектоники может быть представлена в следующем виде:

I. Аналитические карты

1. *Обзорные — мировые и отдельных континентов,* с изображением (методом значковых обозначений и районирования): современных движений побережий (Хаарман, Панов и др.), землетрясений и ряда геофизических данных (Рихтер, Горшков, Кропоткин и др.); элементов тектоники морского дна (Панов и Бугоркова, Муратов,

Белоусов и др.); величины суммарной деформации поверхности за новейшее время (Кропоткин и др.), элементы новейшей тектоники на тектонических схемах (многочисленные авторы)

Легенды обычно простые

2. *Обзорные — территорий СССР, Европы и их крупных частей* с изображением (методом значковых обозначений и районирования): генетических типов рельефа. (Марков, Николаев и др.); типов движения на геоморфологических картах (Федорович, Думитрашко и др.; Мещеряков и др.); преобладающих направлений движений (Мирчинк); морфологических данных (Соболев, Рихтер и др.); землетрясений (Горшков, И-нт физики Земли и др.); элементов новейшей тектоники на тектонических схемах (Шатский, Петрушевский и др.)

Легенды обычно простые

3. *Мелко- и среднемасштабные — отдельных районов и участков территории СССР* с изображением (методом значковых обозначений и районирования): деформаций поверхности (Кропоткин, Крестников, де Геер, Яранов и др.); скорости современных движений (Виттинг, Битис, Синягина и Мещеряков и др.), типов движений на геоморфологических картах Урала, Тянь-Шаня и др. (многочисленные авторы); элементов геофизики и сейсмики (Заварицкий, Федынский, Архангельский и др.)

Легенды обычно простые

II. Синтетические карты

1. *Обзорные — мировые и отдельных континентов* с выделением (методом районирования): крупных неотектонических структур, выраженных в рельефе; морфоструктурных элементов или геоморфологических структур (карты Хаина и Милановского, Девдариани, Мещерякова, Панова, Николаева и др.)

Легенды крайне громоздки, значковые обозначения немногочисленны. Лаконичные легенды сопровождаются объяснительным текстом

2. *Обзорные — территорий СССР, Европы и их крупных частей* с выделением (методом районирования):

а) крупных неотектонических структур I и II порядков, выраженных в рельефе, с нанесением различных дополнительных значковых обозначений (Николаев, Белоусов и Гзовский);

б) изостатических зон на основе теоретических представлений авторов (Личков)

Легенды громоздки, с большим количеством значковых обозначений

3. *Мелко- и среднемасштабные — отдельных районов и участков территории СССР* с выделением (методом районирования) неотектонических структур высокого порядка, различно выраженных в рельефе, с нанесением дополнительных данных (Бабак, Николаев, Раскатов, Думитрашко и др.)

Легенды сложные

III. Комплексные карты

Мелко- и среднемасштабные — отдельных районов и участков территории СССР

а) составление ряда параллельных карт по одной и той же территории для различных стратиграфических срезов (Бабак, Попов и Резанов)

Легенды сложные

б) Составление палеогеографических схем с большим количеством аналитических данных для одной и той же территории (Крестников и др.)

Легенды обычно упрощенные

Карты указанных типов очень разнообразны как с точки зрения их содержания, полноты охвата всех элементов новейшей тектоники, так и с точки зрения методов их выражения. Различными авторами широко применялись три основных приема изображения новейшей и современной тектоники: с помощью изолиний, методом районирования и комплексным методом.

Метод изолиний близок применяемому в структурной геологии методу показа деформаций при помощи стратоизогипс. Он наилучшим способом отражает как величину, так и морфологию деформации. При всех своих положительных качествах, данный метод имеет и недостатки. Основным из них является то, что он показывает только

морфологию деформаций и некоторую суммарную количественную характеристику их. Такой способ изображения не позволяет прочесть на карте генезис форм, время их образования, развитие, смену знака движений и их интенсивность, связь с древними структурами и т. д. Поэтому основной прием выражения деформации дополняется другими обозначениями (разными на разных картах), показывающими и некоторые другие элементы новейшей и современной тектоники.

Метод районирования. Деформации поверхности с характеристикой типа и особенностей движений, их вызвавших, показываются путем районирования. Принципы районирования у разных авторов оказываются чрезвычайно различными, часто случайными, невыдержанными и неоправданными. В этих схемах в ряде случаев много субъективного, показ движений и их типов часто путается с показом новейших тектонических структур и их элементов и т. д. Техника показа на карте выделяемых районов, а также текстовое объяснение их у разных авторов оказываются различными. При всех недостатках данного приема изображение новейшей и современной тектоники, применение его дает в ряде случаев бо́льшие возможности для характеристики отдельных участков, чем прием проведения стратоизогипс, которые в ряде случаев и не могут быть проведены из-за отсутствия достаточных данных.

Комплексный метод — показ новейшей и современной тектоники с применением как метода районирования, так и частичного показа величины и морфологии деформации с помощью изолиний. Такие карты по содержанию оказываются наиболее полными. Однако они сохраняют ранее указанные недостатки. Следует заметить, что почти все синтетические карты новейшей и современной тектоники характеризуются крайне сложной и в большинстве случаев громоздкой легендой.

Исходя из сделанного выше определения понятия новейшей и современной тектоники, картографируемыми объектами должны быть:

1) новейшие тектонические структуры; 2) новейшие и современные тектонические движения, разнящиеся по времени своего проявления; 3) дополнительные элементы в виде данных по вулканизму, геофизике и пр.

Под новейшими тектоническими структурами понимают структуры, явно или скрыто выраженные в рельефе. В 1947 г. В. А. Обручев назвал их «неотектоническими структурами». Эти же образования разными авторами назывались «морфологическими структурами» (А. А. Григорьев, 1935 г.), «морфоструктурами» (Герасимов, 1946), «морфотектоникой» (Личков, 1952 г.), «геоморфологическими структурами» (Щукин, 1952 г.; Мещеряков, 1957; Трикар, 1952 г. и др.), «мегаформами рельефа» (Хаин и Милановский, 1956). Совершенно очевидно, что необходимо упорядочение специальной терминологии.

Выделяемые новейшие структуры разнятся по размерам, истории формирования, возрасту и т. д., что и должно найти свое отражение на составляемых картах. В понимании выделяемых таксономических единиц пока еще существуют большие разногласия. Выбор масштаба карты обычно обосновывается наличием фактического материала и задачей, которая должна разрешаться при помощи этой карты. Аналитические карты новейшей тектоники составляются и в крупных и в мелких масштабах. Что касается синтетических карт новейшей тектоники, целесообразно составлять их в средних и мелких масштабах (1 : 100 000; 1 : 200 000; 1 : 500 000 и мельче).

Общие требования к неотектоническим картам разных масштабов. Учитывая существующие в геоморфологии и тектонике точки зрения по принципиальным и методическим вопросам, к содержанию неотектонических карт должны быть предъявлены следующие требования:

1. Содержание карт разных масштабов должно быть наиболее объективным, равно обязательным для ученых, придерживающихся

различных мнений в отношении как закономерностей проявления новейших тектонических движений, так и формирования новейших структур, различно выраженных в рельефе.

2. При составлении обзорных синтетических карт неотектоники для значительных территорий и выборе масштаба карты необходимо учитывать неравномерную, а местами недостаточную изученность исследуемой территории. При этом содержание легенды карты должно строиться с учетом генерализации имеющихся данных.

3. Неотектоническая карта должна представлять собой не только карту районирования новейших тектонических движений, но и содержать в себе конкретный фактический материал о проявлении новейших тектонических структур и отображать различные по типу новейшие и современные тектонические движения. Это обязывает в основу построения карты класть наиболее объективно разработанные классификации как типов новейших структур и новейших движений земной коры, так и различные данные, характеризующие геофизическое строение изображаемых тектонических элементов.

4. Для обеспечения наиболее правильного отображения новейшей тектоники на составляемой карте любого масштаба необходимо наиболее широко привлекать материал по смежным районам. Следует предусмотреть отображение неотектоники дна прилегающих озерных, морских и океанических бассейнов (с учетом масштаба карты).

5. Составляя карту новейшей тектоники необходимо заранее учитывать возможность использования ее в практических целях: а) как основы для прогноза при поисках различных полезных ископаемых, связанных или с определенными формами рельефа, или с комплексами новейших отложений, подчиненных определенным закономерностям в своем распространении и т. д.; б) как основы для разрешения ряда вопросов региональной гидрогеологии и инженерной геологии; в) для решения некоторых вопросов геоморфологии при проведении государственной геологической съемки территории СССР; г) для разрешения вопросов сейсмического районирования и т. д. Таким образом, на неотектонической карте должны быть показаны в соответствии с масштабом также элементы современных движений сейсмичности вулканизма и т. д., которые в максимальной степени могли бы дать ответ на ряд практических вопросов. Однако этот показ должен являться не самоцелью, а средством наиболее полного отражения новейшей и современной тектоники, имеющим практическое значение.

МЕТОДЫ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ВЫРАЖЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Со времени открытия современных движений в Швеции (середина XVIII столетия) территория Скандинавии стала объектом непрерывного их изучения. Особенно подробно были изучены послеледниковые и позднеледниковые движения, которыми занимались советские, шведские, финские, норвежские и немецкие исследователи (Полканов, Иностранцев, Дьяконова-Савельева, Земляков, С. А. Яковлев, Марков, С. В. Яковлева, Лаврова, Горецкий, Рихтер, Егоров, Верещагин, Битис, Рамсей, Седерхольм, Саурамо, Мунте, Таннер, де Геер, Рундо, Бергстен, Виттинг, Хёгбом, Гутенберг и многие другим — см. Н. И. Николаев, 1949).

Именно для этой территории впервые де Геером была составлена карта, отображающая послеледниковые поднятия с помощью изолиний, получивших название *изоанабаз* (линии одинакового поднятия) и *изокатабаз* (линии одинакового опускания); схема построения изобаз приводится на рис. 32. Этот метод нашел широкое применение

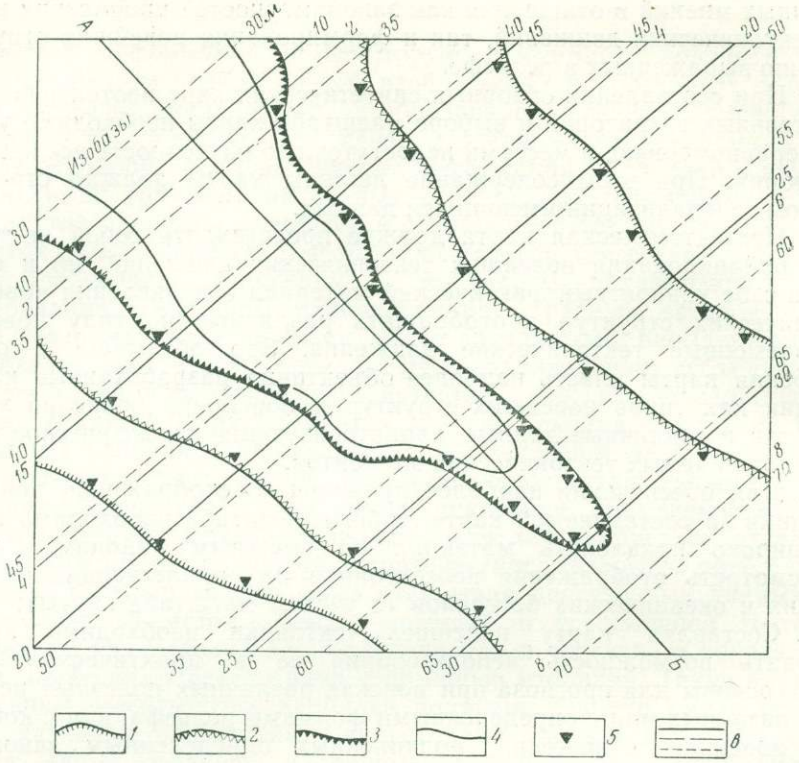


Рис. 32. Схема построения изобаз для различных береговых линий (по С. А. Яковлеву, 1955).

1 — древняя береговая линия; *2* — средняя береговая линия; *3* — новая береговая линия; *4* — береговая линия современного моря; *5* — пункты замера; *АБ* — линия поднятия

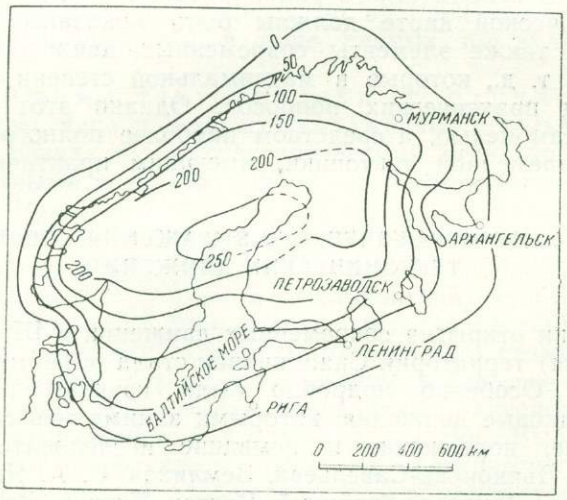


Рис. 33. Область поздне- и послеледникового поднятия Фенноскандии, выраженного изолиниями (в метрах)

и в большинстве последующих работ как по территории Скандинавии, так и других районов. Он использовался для построения ряда карт, отображающих послеледниковое поднятие на территории СССР (рис. 33), а также в Европе (Англия, Франция и др.), Северной Америке и ряде других стран.

Интересно отметить, что данным методом составлялись карты участков морского дна, например бухты Сагами (Япония), где повторными измерениями глубин выявлены вертикальные поднятия и опускания после большого землетрясения 1923 г.

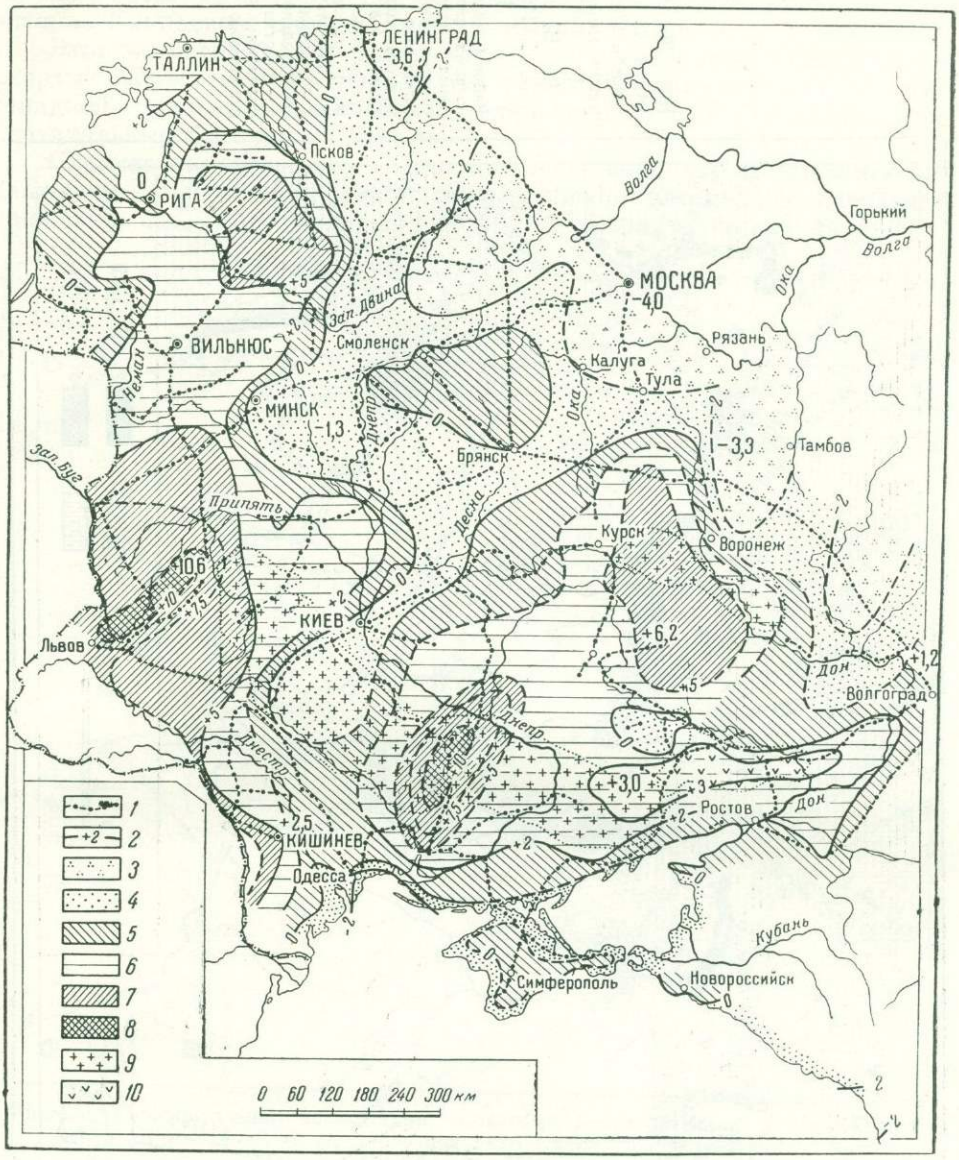


Рис. 34. Карта скоростей современных тектонических движений (под ред. И. П. Герасимова, 1958).

1 — линии повторного нивелирования; *2* — изолинии современных движений. Опускания, в *мм/год*; *3* — до 2,0 и менее; *4* — от —2,0 до 0,0; Поднятия в *мм/год*; *5* — от 0,0 до +2,0; *6* — от + 2,0 до 5,0; *7* — от + 5,0 до 10,0; *8* — свыше + 10,0; *9* — выходы и подземные выступы докембрийского кристаллического основания; *10* — выходы складчатого палеозоя (Донбасс); *11* — значения скоростей современных движений в *мм/год*

Помимо изображения изолиниями деформации земной поверхности в количественном выражении этот метод был также широко использован и для построения карт отдельных территорий, отображающих скорость (среднегодовую скорость тектонических движений по данным разнообразных инструментальных наблюдений (повторные нивелировки, футшточные наблюдения и др.).

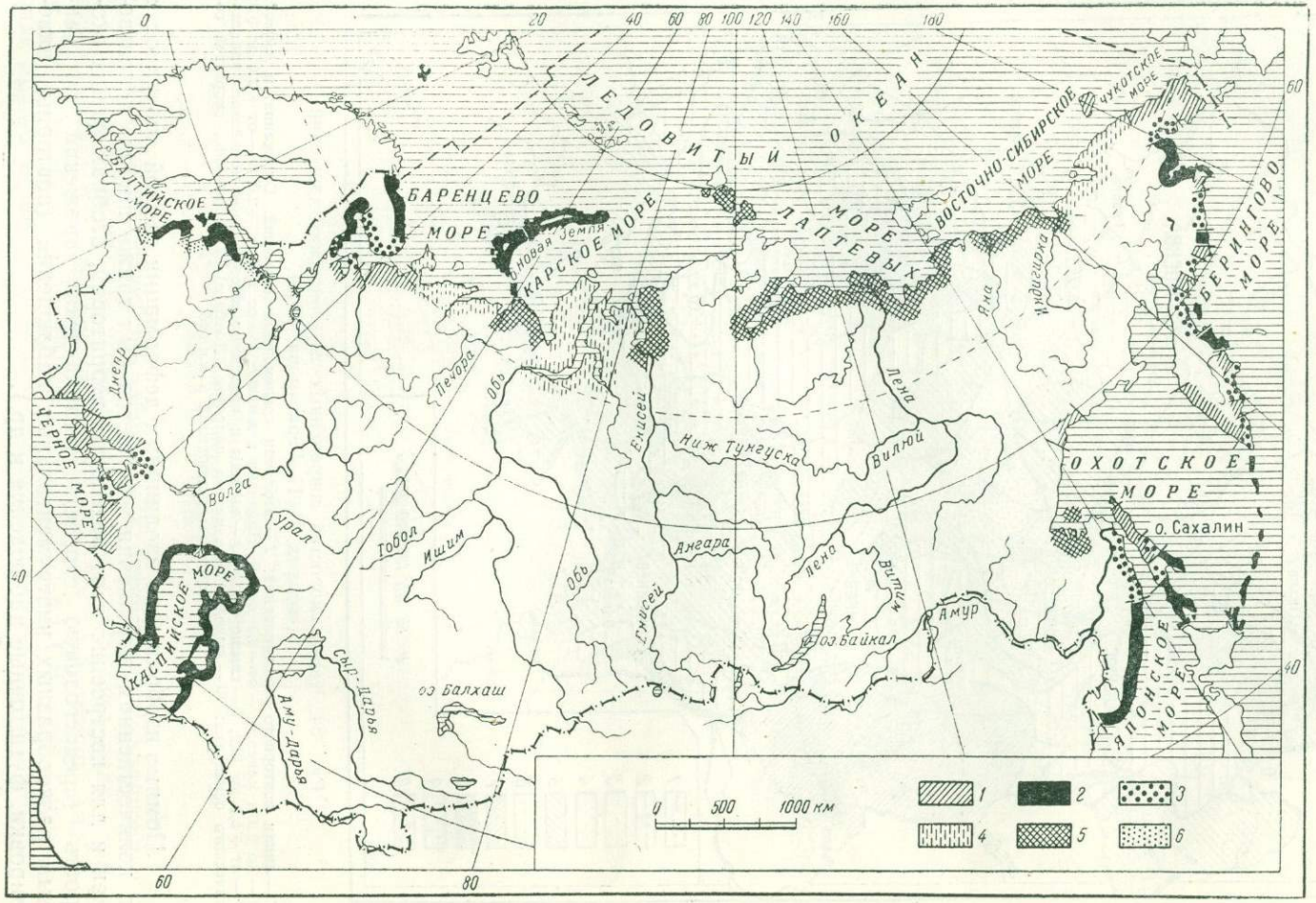


Рис. 35. Схематическая карта современных вертикальных движений берегов морей Советского Союза (по В. И. Буданову, А. С. Ионину и др., 1960)

Районы, выделенные на основании специальных береговых исследований: *1* — участки современного относительного опускания; *2* — участки современного поднятия; *3* — относительно стабильные участки побережья; районы, выделенные по литературным данным: *4* — участки современного относительного опускания; *5* — участки современного поднятия; *6* — относительно стабильные участки побережья

Из таких карт следует отметить карты по побережью Балтийского моря и Финляндии, составленные Ф. Бергстеном, Р. Виттингом, Битисом, Моделем и др. Сюда относятся известные карты М. Штидта по Баварским предгорьям Альп; карты, обнимающие всю южную часть территории Канадского щита в Северной Америке и др.

Этот же метод был применен коллективом авторов для составления «карты скоростей современных тектонических движений» (рис. 34) западной половины Европейской территории СССР («Современные вертикальные движения, 1958 г.)».

Следует заметить, что в некоторых случаях карты современных движений с изолиниями даются с раскраской интервалов — ступеней движения, как это делается для обычных гипсометрических карт.

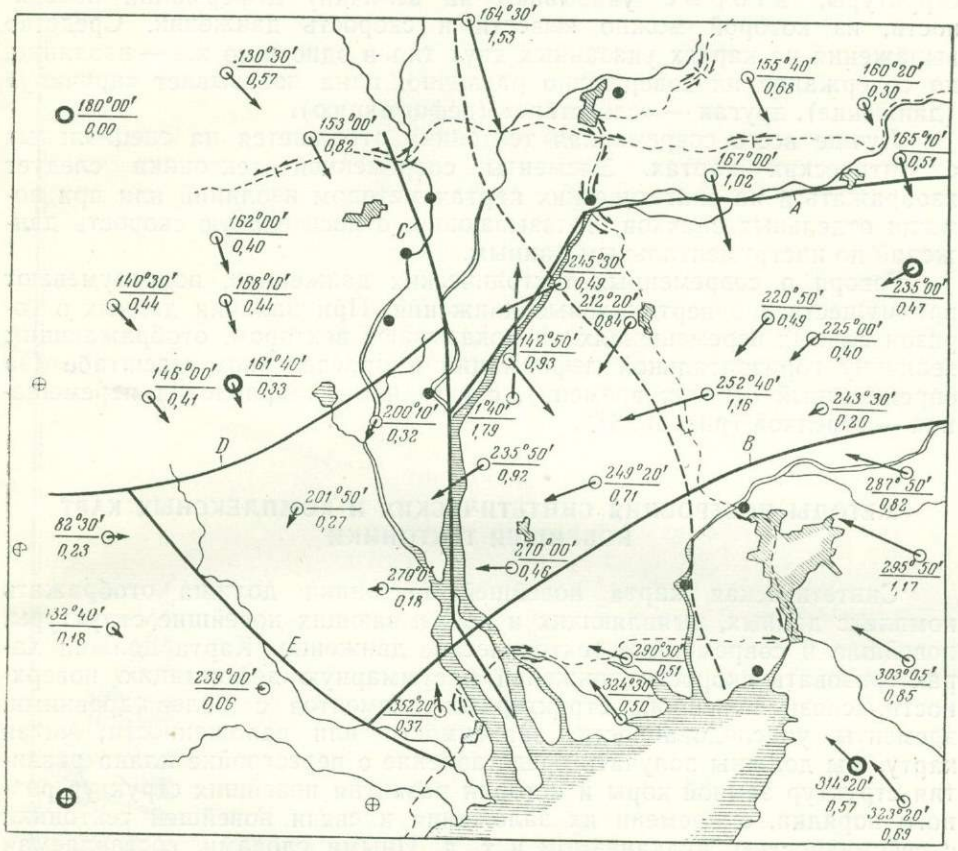


Рис. 36. Горизонтальная деформация, вызванная землетрясением в Мино-Овари в 1891 г. Линии *A*, *B*, *C*, *D*, *E* ограничивают блоки с разными направлениями смещения (по Цубои)

Для районов побережий (когда обычно составляются карты более крупного масштаба) при отсутствии сравнительных данных по прилегающим участкам суши применяется иной метод выражения новейших тектонических движений. Так, например, на картах А. В. Живаго, Г. Ю. Верещагина, Н. В. Думитрашко, В. В. Ламакина и других разными условными знаками показаны участки, испытывающие поднятия и опускания различной интенсивности. При этом движения охарактеризованы или чисто качественно или количественно, путем указания их скорости (А. В. Живаго).

На обзорных картах районов побережий используется упрощенный метод изображения: показываются только современные поднятия и современные опускания. При всей несовершенности эти схемы выяв-

ляют преобладание положительных или отрицательных движений отдельных участков береговых линий континентов (рис. 35). Такой же метод был применен Вильзером для показа современных движений долины Рейна и на схемах более крупного масштаба.

Таким образом, среди специальных карт, отображающих современную тектонику методом изолиний, следует строго различать два типа, которые часто смешивают: 1) карты, отображающие среднегодовые скорости современных поднятий и опусканий и 2) карты, показывающие величину деформации земной поверхности за тот или иной отрезок времени (десятилетия, тысячелетия, послеледниковое время). Первые характеризуют скорость вертикальных движений и не говорят о величине деформации, они не отображают современной тектонической структуры; вторые указывают на величину деформации поверхности, из которой можно вывести и скорость движений. Средство выражения на картах указанных двух типов одно и то же — изолинии, но содержание их совершенно различно: одна показывает «причину» (движение), другая — «следствие» (деформацию).

Лучше всего современная тектоника отражается на специальных аналитических картах. Элементы современной тектоники следует изображать и на синтетических картах методом изолиний или при помощи отдельных значков, показывающих относительную скорость движений по инструментальным данным.

Говоря о современных тектонических движениях, подразумевают преимущественно вертикальные движения. При наличии данных о горизонтальных перемещениях их показывают вектором, отображающим величину горизонтальной деформации в определенном масштабе (за определенный отрезок времени), с указанием направления перемещения — стрелкой (рис. 36, 37).

МЕТОДЫ ПОСТРОЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ И КОМПЛЕКСНЫХ КАРТ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ

Синтетическая карта новейшей тектоники должна отображать комплекс данных, выявляющих и показывающих новейшие структуры, новейшие и современные тектонические движения. Карта должна характеризовать скорости движений и суммарную деформацию поверхности, связь новейших структурных элементов с более древними, элементы унаследованности, зависимости или наложенности; читая карту, мы должны получать представление о перестройке плана развития структур земной коры и истории развития новейших структур разного порядка, о времени их заложения и связи новейшей тектоники с сейсмичностью, вулканизмом и т. д. Иными словами, составляемая карта должна комплексно отражать все элементы новейшей тектоники.

Из сказанного очевидно, что мнение о ненужности составления неотектонической карты, которую якобы, могут заменить обычные гипсометрическая и геоморфологическая карты, является неверным. Хотя обе эти карты и отражают некоторые элементы новейшей тектоники, но ни в коей мере ее не раскрывают. Очевидно также, что синтетические карты новейшей тектоники не могут составляться по принципам, принятым на тектонических картах, где цветовыми обозначениями обычно дается возраст складчатости.

В отличие от обычных тектонических карт, на которых показывается результат длительного развития территории, с неоднократной перестройкой структурного плана, карты новейшей тектоники отражают движения только одного этапа, не искаженные последующими движениями. В связи с этим принципы районирования и классификация новейших тектонических структур должны быть совершенно иными.

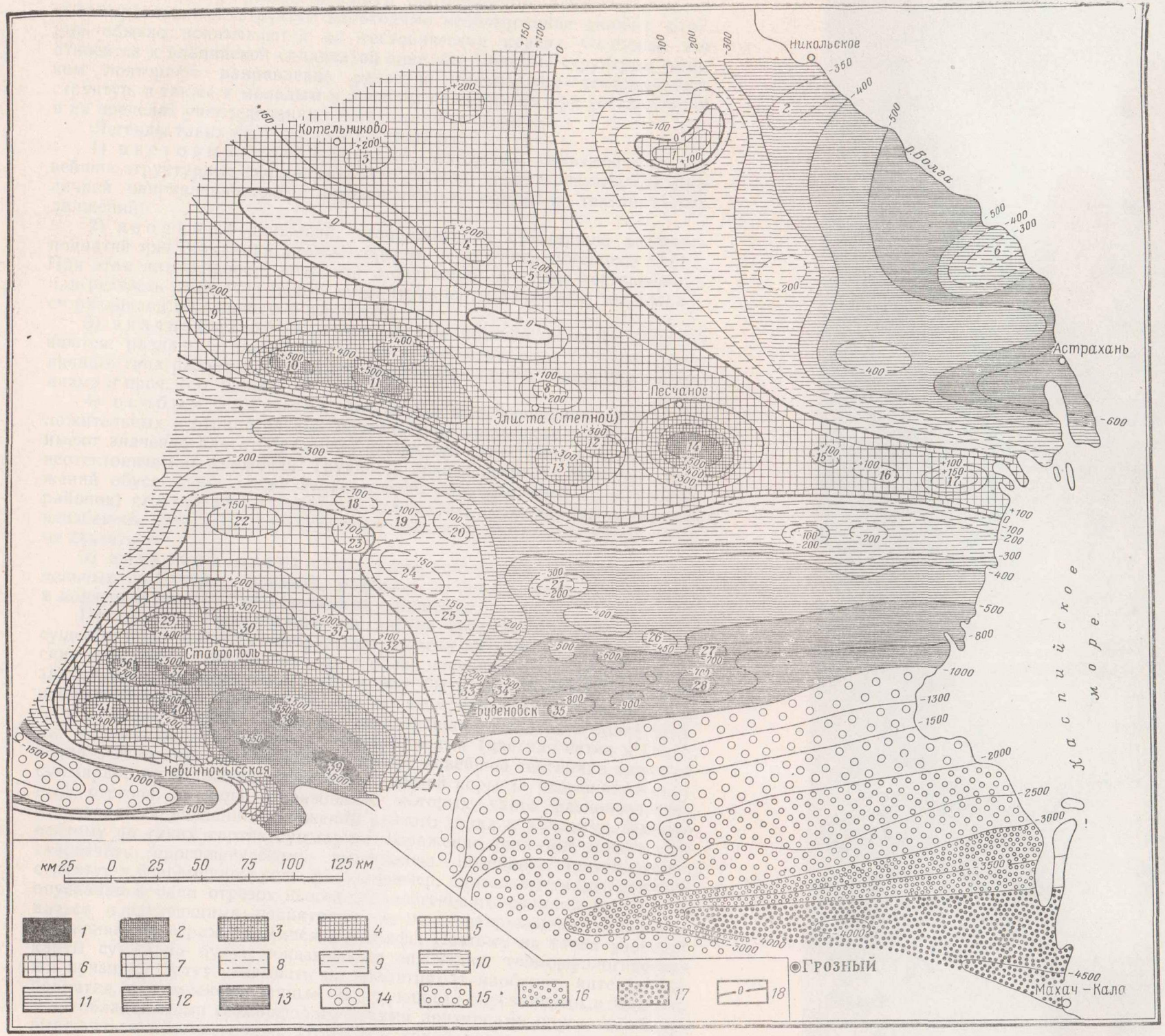


Рис. 37. Схематическая карта неотектонических движений Северного Предкавказья (по А. Ф. Якушевой, Н. А. Сягаеву и др., 1960).

Материковые платформы. *Платформенный чехол*; поднятия с амплитудой (в *м*): *1* — > 600; *2* — от 500 до 600; *3* — от 400 до 500; *4* — от 300 до 400; *5* — от 200 до 300; *6* — от 100 до 200; *7* — от 0 до 100. Области развития мощных неоген-четвертичных отложений; области опускания с амплитудой; *8* — от 0 до —100 *м*; *9* — от 100 до — 200 *м*; *10* — от — 200 до — 300 *м*; *11* — от — 300 до — 400 *м*; *12* — от — 400 *м* до — 500 *м*; *13* — > — 500 *м*. Области горообразования (области альпийской складчатости) — области развития неоген-четвертичных отложений; краевые прогибы с амплитудой: *14* — от — 1000 до — 2000 *м*; *15* — от 2000 до — 3000 *м*; *16* — от — 3000 до — 4000 *м*; *17* — > — 4000 *м*; *18* — нулевая изобаза. Цифры на карте соответствуют порядковому номеру локальных структур

Вместе с тем при отображении зависимости новейших тектонических элементов от предшествующего тектонического развития и ранее сформировавшихся структур необходимо использование данных, которые обычно показываются на тектонических картах. Особенно это относится к альпийской складчатой зоне, где молодые структуры целиком повторяют направление развития главнейших тектонических структур, а также к молодым и древним платформам при установлении в их пределах унаследованных и наложенных структур.

Легенды таких карт должны состоять из:

1) цветовых обозначений, которыми показываются новейшие структурные формы разных порядков, характеризующиеся различной направленностью и интенсивностью новейших тектонических движений;

2) изолиний движений, отображающих суммарную величину поднятий или опусканий земной коры за неоген-антропогеновое время. При этом интенсивность поднятий и опусканий, а также постепенность или резкость переходов между ними (градиенты движений) выражаются различной сгущенностью изолиний;

3) значковых обозначений, при помощи которых показываются: различные элементы тектонической структуры (складки, различного типа разломы и т. д.), геофизические данные, элементы вулканизма и проч. (см. ниже);

4) особых индексов, отображающих выявленные этапы положительных и отрицательных новейших тектонических движений; они имеют значение для отображения сложности (инверсии) в проявлении неотектонических движений. Трудность показа возраста новейших движений обусловлена также неравномерно разработанной (для разных районов) стратиграфией новейших отложений. Поэтому при датировке неизбежны некоторые субъективные оценки, с которыми невозможно не считаться;

5) названий элементов неотектонической структуры (отдельных поднятий, опусканий, разломов и проч.), характер которых и подчеркивается соответствующими надписями.

При показе неотектоники на картах средних масштабов очень существенным является отображение степени активности неотектонических структур и соотношения их с более древними (унаследованными, зависимыми, наложенными), что может быть достигнуто различными изобразительными средствами, или показом изопахит и стратоизогипс по различным горизонтам как неоген-антропогеновых, так и более древних отложений, или цветовыми обозначениями (цветная сетка и штриховка). Особенностью синтетических карт новейшей тектоники является суммарное отображение деформаций земной коры за неоген-четвертичный отрезок времени, образование которых часто разновозрастно и связано с проявлением движений разного знака и амплитуд. Именно поэтому на таких картах суммарное выражение движений может противоречить орографическому выражению новейших тектонических структур в современном рельефе. Например, длительные и интенсивные опускания в один отрезок неоген-антропогенового времени могут смениться последующими поднятиями, не компенсирующими указанных опусканий, но отражающимися в рельефе. Поэтому на таких участках карты суммарно будут показываться опускания, геоморфологические же признаки будут указывать на поднятия. И наоборот, интенсивные поднятия, не компенсированные последующими опусканиями, в областях с преобладающими геоморфологическими признаками опусканий будут выражаться противоречиво. Примером такой карты, где поднятия не выражены в современном рельефе, является рис. 38.

При составлении синтетических карт новейшей тектоники приходится допускать ряд неизбежных условностей, часто связанных с непол-

нотою наших знаний (Бабак, 1961; Николаев, 1960). Эти условности следующие:

1) Все данные о величине и направленности новейших тектонических движений приводятся к современному уровню моря. При этом допускается, что уровень моря оставался постоянным, если и имели место колебания уровня мирового океана, то положение его относительно уровня бассейна в начале неогена существенно не изменялось. Внесение соответствующей поправки на эвстатические колебания океанического уровня должно изменить положение нулевой изобазы на карте.

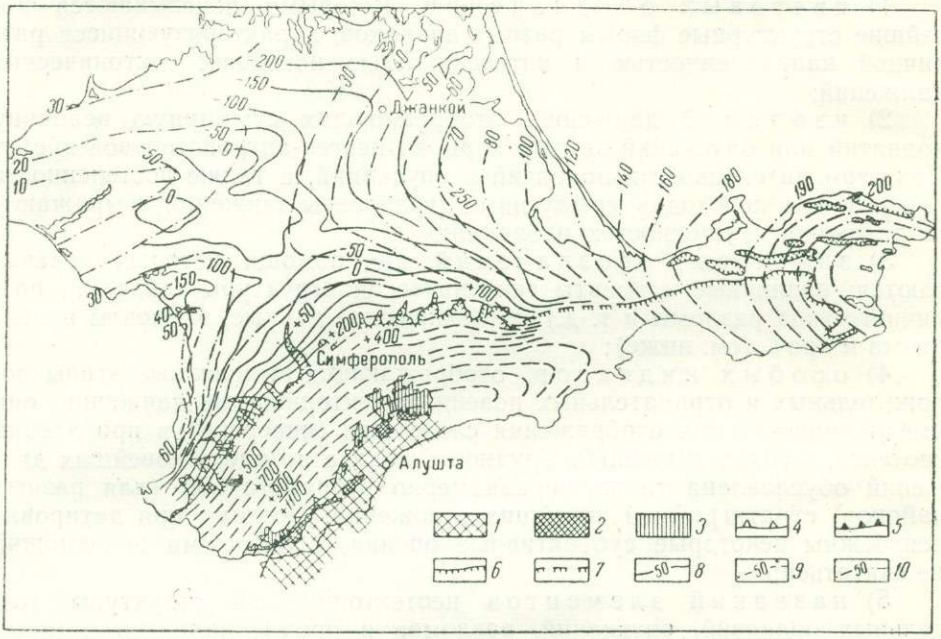


Рис. 38. Палеотектоническая карта Крыма (для нижнего сармата), составленная комплексным (аналитическо-синтетическим) методом (по В. И. Бабаку)

1 — область предполагаемого положения суши в эпоху максимального распространения нижнесарматской трансгрессии; *2* — сохранившиеся останцы суши эпохи максимального распространения нижнесарматской трансгрессии (верхнее плато Яйлы); *3* — останцы абразионной нижнесарматской поверхности (нижнее плато Яйлы); *4* — предполагаемая береговая линия нижнесарматского бассейна; *5* — сохранившиеся участки древнего абразионного уступа; *6* — граница современного распространения нижнесарматских морских отложений; *7* — предполагаемая граница современного распространения нижнесарматских морских отложений; *8* — стратоизогипсы, построенные по кровле глин нижнего и отчасти среднего сармата (с использованием данных Г. Д. Диккенштейна); *9* — стратоизогипсы абразионной сарматской поверхности, построенные по останцам абразионной террасы и уровню наиболее высоких вершин Главной гряды, приближающихся по своей высоте к положению нижнесарматской абразионной террасы; *10* — изопахиты наблюдаемых мощностей нижнесарматских отложений (с использованием данных З. Л. Маймин)

2) При построении карты не всегда возможно учесть глубину бассейнов и первоначальную высоту суши, существовавших в неогене и в антропогеновое время. Внесение поправок на глубину бассейна (которую нужно прибавить) и высоту суши (которую нужно вычесть) должно было бы дать смещение изолиний. Однако эти ошибки в условиях обзорных и мелкомасштабных карт обычно оказываются столь незначительными (порядка десятков и первых сотен метров), что практически на точности карты не отражаются.

3) Выделение новейшего тектонического этапа основывается на резком усилении интенсивности тектонических движений и формировании структур, выраженных в рельефе. Однако в разных районах эта граница в деталях не совпадает, хотя примерно и соответствует подошве неогена.

4) При изображении суммарных деформаций за неоген-антропогеновый период вследствие инверсии движений в разных местах изолинии

по существу отображают разновозрастные структуры, созданные в различные этапы новейшей истории.

5) Вследствие малой разработанности методики выявления и показа горизонтальных движений, карта неотектоники преимущественно отражает вертикальную составляющую.

Указанные недостатки снимаются составлением карт комплексным методом (аналитическо-синтетические карты), т. е. рядом параллель-

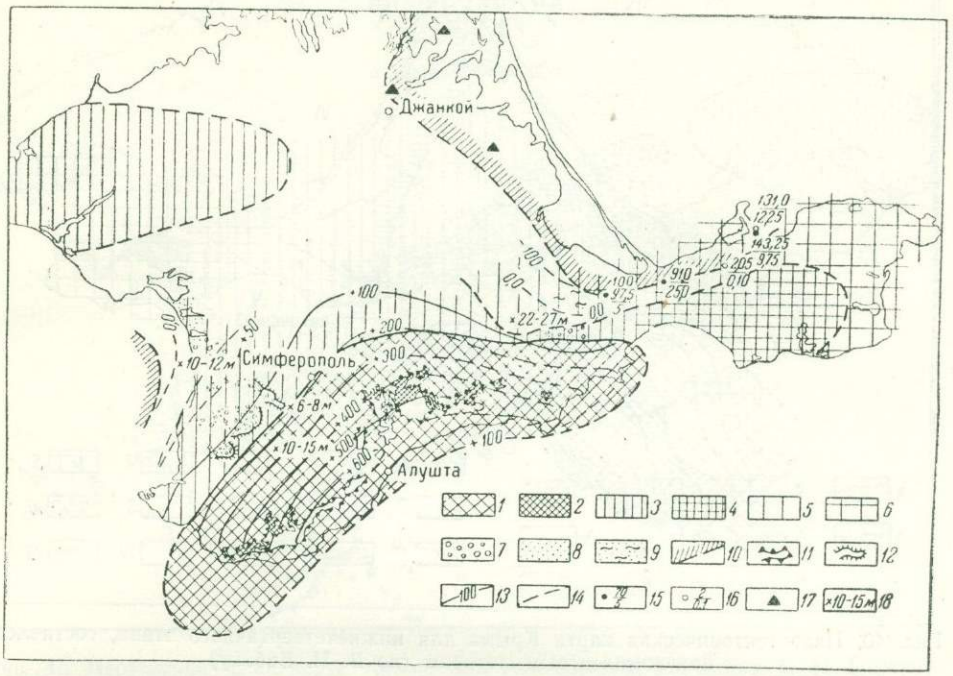


Рис. 39. Палеотектоническая карта Крыма для верхнего плиоцена, составленная комплексным методом (по В. И. Бабаку)

1 — область предполагаемых интенсивных сводовых поднятий и формирования эрозионного пологохолмистого рельефа; *2* — сохранившиеся останцы эрозионного верхнеплиоценового рельефа; *3* — область поднятий средней интенсивности и формирования пролювиальных предгорных шлейфов, срезающих различные горизонты среднеплиоценовых и более древних отложений; *4* — область поднятий средней интенсивности с проявлением куполовидной складчатости; *5* — область слабых поднятий и накопления мощного чехла пролювиальных отложений, залегающих с размывом на погребенных отложениях среднеплиоценового возраста; *6* — область предполагаемого развития куполовидной складчатости с проявлением слабых дифференцированных движений различного знака; *7* — галечники; *8* — пески и алевриты; *9* — песчано-глинистые отложения; *10* — предполагаемая граница максимального распространения верхнеплиоценовых трансгрессий (таманский и гурийской); *11* — современные очертания плоскогорий Главной гряды Крымских гор; *12* — уступы верхнеплиоценовой террасы; *13* — изолинии условной поверхности верхнеплиоценовой террасы, рисующие суммарные деформации за последующий период времени. Стратоизогипсы соединяют точки высот верхнеплиоценовой террасы над дном основных речных долин (в метрах); *14* — условные стратоизогипсы; *15* — скважины, вскрывшие морские таманские отложения. Числитель — глубина кровли от поверхности земли; знаменатель — мощность в метрах (18); *16* — скважины, вскрывшие морские гурийские отложения. Цифровые обозначения те же (по А. Г. Эберзину); *17* — скважины, вскрывшие морские акчагыльские отложения (по К. И. Макову и Г. И. Молявко, 1940); *18* — наблюдаемые мощности верхнего плиоцена в метрах

ных синтетических карт для одного и того же района по различным стратиграфическим срезам. На каждой карте в таком случае отобразятся неотектонические структуры, созданные в разные отрезки времени неотектонического этапа, и они покажут развитие этих структур, которое может идти противоречиво (рис. 38, 39, 40, 41).

В практической работе геоморфолога и геолога обобщение данных по неотектонике на карте или по различным стратиграфическим срезам является необходимостью. Такой прием не только позволяет систематизировать все известные данные, но, являясь методом графического

анализа, позволяет установить многие важнейшие закономерности проявлений тектонических движений во времени, выявить их географические закономерности, связь с более древними движениями и структурами. Метод графического анализа часто дает ключ и к пониманию размещения ряда полезных ископаемых, связанных как с новейшими, так и с древними отложениями. Аналитическо-синтетические карты будут иметь наибольшее практическое значение.

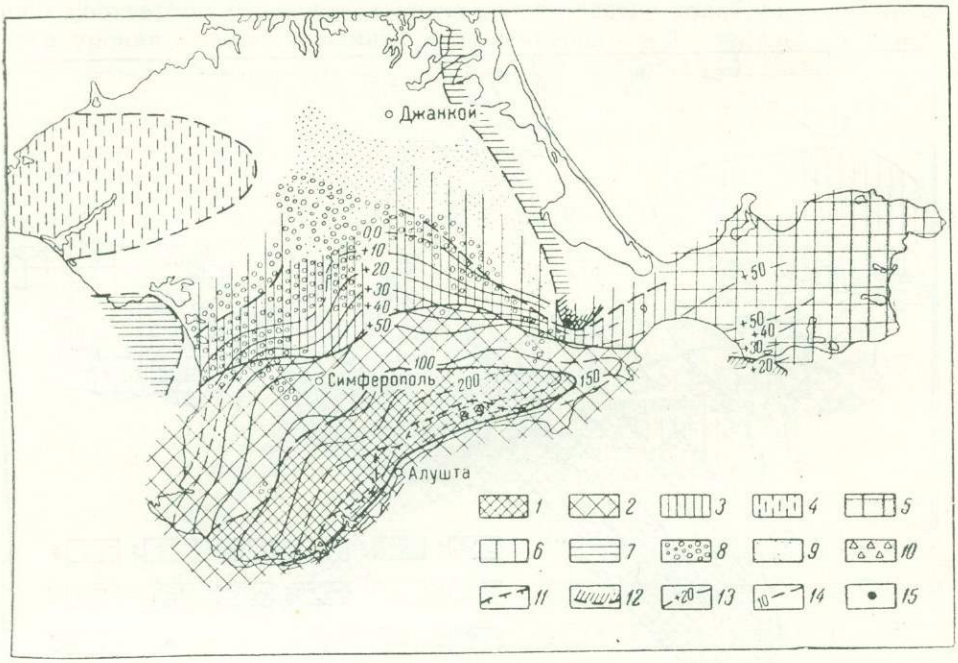


Рис. 40. Палеотектоническая карта Крыма для нижнечегвертичного этапа, составленная комплексным методом (по В. И. Бабаку)

1 — область интенсивных сводовых поднятий и формирования низкогорного эрозионного рельефа; *2* — область интенсивных поднятий и формирования врезанных эрозионно-аккумулятивных террас; *3* — область поднятий средней интенсивности и формирования аллювиально-пролювиальных предгорных шлейфов, срезающих различные горизонты верхнеплиоценовых и более древних отложений; *4* — область поднятий средней интенсивности и денудации древних отложений; *5* — область предполагаемого развития куполовидной складчатости, проявляющихся на фоне общих преобладающих поднятий средней интенсивности и денудации древних отложений; *6* — область слабых поднятий и накопления аллювиально-пролювиальных отложений; *7* — предполагаемая область слабых опусканий; *8* — гравийно-галечные отложения; *9* — песчано-глинистые отложения; *10* — современное распространение нижнечетвертичных и верхнеплиоценовых (?) известняковых обвально-оползневых брекчий; *11* — граница области интенсивного эрозионного расчленения Южного берега Крыма и проявления обвально-оползневых процессов; *12* — предполагаемая граница максимального распространения чаудинской трансгрессии; *13* — изолинии условной поверхности (нижнечетвертичной террасы), рисующие суммарные деформации за последующий период времени. Стратоизогипсы соединяют точки равных высот нижнечетвертичной террасы над дном основных речных долин; *14* — условные стратоизогипсы; *15* — скважины, вскрывшие морские чаудинские слои

ШТРИХОВЫЕ И ЗНАЧКОВЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К КАРТАМ НЕОТЕКТОНИКИ

Ниже дополнительно приводится перечень штриховых и значковых обозначений элементов неотектоники, которые рекомендуется применять на неотектонических картах различных масштабов (Николаев, 1958[1]). Разумеется, данным списком не исчерпываются все возможности показа отдельных элементов. Задача его облегчить дальнейшую работу составителей карт неотектоники.

Обозначения для тектонических структур и движений земной коры

1. Стратоизогипсы по кровле... свиты
2. Стратоизогипсы по подошве...
3. Стратоизогипсы по денудационной поверхности (поверхности выравнивания)... возраста (указать), в *км*

4. Условные стратоизогипсы (цвет и рисунок соответствуют стратиграфическому горизонту)
5. Направление осей линейно ориентированных прогибов и валообразных поднятий
6. Оси основных новейших поднятий
7. Районы тектонических дислокаций (указать возраст), осложненных гляциодислокациями
8. Районы тектонических дислокаций (указать тип и возраст)
9. Контуры главных структур в областях с платформенным режимом тектонических движений

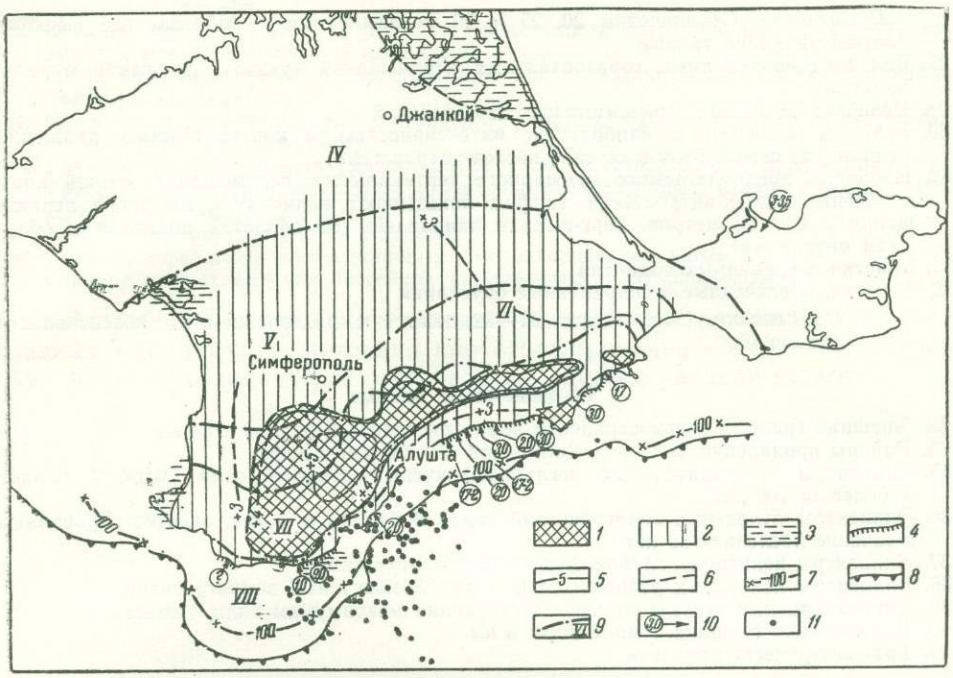


Рис. 41. Неотектоническая карта Крыма для голоценового этапа (по В. И. Бабаку).

1 — область относительных поднятий и формирования цокольной древнечерноморской аллювиальной террасы; *2* — область слабых поднятий и формирования аккумулятивной террасы; *3* — область с проявлением разных геоморфологических признаков современных опусканий; *4* — граница древнего черноморского бассейна в пределах Южного побережья Крыма; *5* — изолинии условной поверхности древнечерноморской аллювиальной террасы, рисующие деформации за последующий период. Сгратоизогипсы соединяют точки равных высот древнечерноморской террасы над дном основных речных долин; *6* — условные стратоизогипсы; *7* — условные изокатабазы предполагаемых суммарных опусканий морского дна относительно уровня моря за последревнечерноморский период; *8* — граница современной материковой отмели; *9* — граница сейсмических зон с проявлением землетрясений различной бальности, указанной римскими цифрами (по Г. П. Горшкову); *10* — местоположение древнечерноморской морской террасы и ее высота относительно уровня моря; *11* — эпицентры крымских землетрясений с 1928 по 1941 г. (по А. Я. Левицкой)

10. Контуры тектонических впадин и поднятий
11. Соляпокупольные поднятия: а) по геологическим данным, б) по геофизическим данным с предполагаемыми (установленными) новейшими движениями
13. Главные тектонические разрывы: а) установленные, б) предполагаемые, преимущественно сбросы и взбросы неоген-антропогенового возраста с установленным направлением смещения крыльев (указать: вновь образовавшиеся или омоложенные древние)
14. Тектонические разрывы с неустановленным смещением крыльев, предполагаемые по линейному расположению цепей молодых вулканических поясов
15. Швы глубинных разломов, установленные (а) и предполагаемые (б), с движениями по ним в неоген-антропогеновое время
16. Флексуры, местами осложненные сбросами, формирующиеся в неоген-антропогеновое время
17. Изопахиты... отложений (указать возраст) в областях с платформенным режимом тектонических движений
18. Унаследованные (постумные) складки в районах развития пород мезо-кайнозоя и четвертичных отложений
19. Преобладающие простирания тектонических структур: а) палеозойских, б) мезозойских и кайнозойских, в) новейших

20. Изолинии среднегодовой скорости современных движений в *мм/год*. Берг-штрихи направлены от областей поднятия к областям опускания
21. Вычисленные среднегодовые скорости современных движений за ... отрезок времени (указать в годах) в *мм*
22. То же за... отрезок времени (указать в годах) в *мм*
23. Вычисленные скорости движений за позднеледниковое время в *м*
24. То же за последниковое время в *м*
25. Изолинии поздне- и послеледниковых поднятий, показывающие величину деформации земной поверхности в *м*
26. То же, предполагаемые

Примечание. Обозначения 20, 25 и 26 показываются в районах, где имеются соответствующие данные

27. Величина современных горизонтальных перемещений (указать за какой отрезок времени)
28. Величина новейших горизонтальных перемещений
29. Границы областей с наибольшей интенсивностью и контрастностью движений (амплитуда свыше 5 *км* в течение неоген-антропогена)
30. Изолинии предполагаемого суммарного вертикального перемещения земной коры в течение неоген-антропогена (цифры показывают величину суммарного перемещения в сотнях метров, берг-штрихи направлены от областей поднятия к областям опускания)
31. Участки современных поднятий
32. Участки, вовлеченные в современные опускания

Примечание. Обозначения 31—32 даются с разделением по интенсивности движений.

Геофизические данные

33. Внешняя граница распространения землетрясений в 6 баллов и более
34. Районы проявлений землетрясений силой в 8 баллов и более
35. Эпицентры разрушительных неглубокофокусных землетрясений силой 7 баллов и более за 100 лет
36. Эпицентры отдельных землетрясений силой 6 баллов и менее, зарегистрированных в течение последних 50 лет
37. Эпицентры некоторых глубокофокусных землетрясений
38. Эпицентры некоторых разрушительных глубокофокусных землетрясений
39. Антиклинальные структуры, соответствующие максимумам силы тяжести
40. Вычисленная толщина земной коры в *км*
41. Гравиметрическая ступень

Обозначения для элементов вулканизма

42. Площади распространения кислых лав и их туфов неоген-антропогенового возраста
43. Площади распространения основных лав и их туфов плиоценово-антропогенового возраста
44. То же неогенового ближе не установленного возраста
45. Граница распространения вулканизма неоген-антропогенового возраста
46. Вулканы действующие (а) и потухшие (б)
47. Предполагаемые центры излияния базальтов
48. Площади распространения новейших (указать возраст) эффузивов, лежащих на древних (указать возраст) поверхностях выравнивания
49. Стратоизогипсы предбазальтовой (указать возраст) поверхности выравнивания (с точностью до 100 *м*)
50. Дайки, совпадающие с ориентировкой новейших тектонических структур
51. Шкала глубин в метрах (изобаты: 100, 200, 500, 1000, 1500, 3000, 4000, 5000, 6000, 7000 *м* и глубже)

Обозначения для элементов новейшей и современной тектоники морского дна и побережий

Дополнительно используются знаки: 5, 6, 10, 13, 14, 19, а также 35, 36, 37, 38, 40, 41, 45, 46

52. Контуры зоны материкового склона с указанием наиболее крутых участков (*а*), доказанных (*б*) и предполагаемых (*в*) нарушений
53. Прогибающиеся участки, компенсированные осадконакоплением
54. Зоны наиболее крутых уклонов морского дна на материковом склоне
55. Цифры мощностей рыхлых накоплений в *м*
56. Основные намечающиеся структурные ограничения
57. Намечающиеся изолинии движений
58. Подводные долины и морфологически близкие к ним образования на материковом склоне и материковой отмели

59. Участки с отрицательным перемещением береговой линии
60. Участки с положительным перемещением береговой линии

Примечание. Обозначения 59, 60 дополнительно показывают величину поднятий и опусканий за определенный отрезок времени (цифрой).

Дополнительные обозначения

61. Остатки древней (указать возраст) поверхности выравнивания, выраженной в современном рельефе
62. Остатки древней (указать возраст) поверхности выравнивания под покровом мезозойских и кайнозойских отложений
63. Площади современного распространения континентальных мезозойских и кайнозойских отложений
64. Площади современного распространения мощных кайнозойских и четвертичных отложений (указать возраст)
65. Граница распространения (максимального) среднечетвертичного оледенения
66. Границы распространения верхнечетвертичного оледенения и стадий его отступания
67. Древние долины (зона полесий)
68. Крупнейшие фирновые поля и ледники
69. Граница бореальных межледниковых и послеледниковых ингрессий
70. Граница южных морских бассейнов (неогеновых и антропогеновых)

Разработка содержания типовых легенд карт новейшей тектоники разных масштабов и методики картографирования составляют очередную насущную задачу рассматриваемого нового раздела геологии.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ПРИНЦИПЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И СИСТЕМАТИКА НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

В современной геологии принято выделять основные крупные структурно-тектонические элементы земной коры. Главнейшие из них — геосинклинали и платформы. Первые представляют собой чрезвычайно подвижные (мобильные) зоны, вторые — наоборот, устойчивые, малоподвижные (стабильные) сегменты земной коры. Каждая из названных категорий геологических структур характеризуется особыми признаками: формацией, магматизмом, металлогенией, метаморфизмом, рельефом и т. п. Такое выделение было основано главным образом на изучении истории земной коры в палеозое (Дана, 1873 г.), а позже в мезозое и кайнозое (Э. Ог и др.). Сложившиеся на основании полученных данных понятия стали механически распространять на докембрийский и современный этапы развития Земли. Одним из главнейших принципов, положенных в основу разделения любой территории на естественные геологические районы, считается возраст складчатости. Под ним понимается время проявления последних интенсивных движений геосинклинального типа или время превращения складчатой геосинклинальной области в платформу. На этом принципе основано тектоническое районирование территории СССР и Европы, составлены тектонические карты масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000 (Н. С. Шатский и А. А. Богданов, 1957, 1960 и 1961).

Современный этап развития структуры Земли разными исследователями рассматривается по-разному.

Шухерт например (Schuchert, 1923) считает возможным выделить современные геосинклинали и предлагает для них специальное название «парагеосинклинали», которое другими (Страхов, 1931) оспаривается. Многие думают, что после альпийского горообразования земная кора вступила в новую, безгеосинклинальную эру истории Земли. Картину общего «склероза» земной коры, при котором не допускается существование геосинклиналей, нарисовал А. А. Борисяк (1924). Иллюстрацию этого взгляда в виде интересного графика дал Н. С. Шатский (1946), показав, что площадь геосинклинальных областей в течение геологических периодов последовательно уменьшается за счет нарастающих платформ (рис. 42).

Н. М. Страхов (1948) отмечает, что область современных континентов в далеком прошлом находилась в догеосинклинальной стадии, затем переживала геосинклинальную, а теперь уже вплотную, по-видимому, подходит к новой постгеосинклинальной стадии, которая

характеризуется преобладанием платформ и глыбовых структур и возрождением геосинклиналей. Следует отметить, что взгляды некоторых авторов по этому вопросу за последнее время изменились. Так, В. В. Белоусов в 1942 г. (стр. 31) указывал, что геосинклиналей сейчас на земной поверхности нет, так как «те, которые существовали в альпийском цикле, закончили свое развитие, а новые еще не начали образовываться». Развивая эти взгляды, В. В. Белоусов отмечал, что история Земли распадается в отношении колебательных движений на три этапа: первый — весьма длительный этап, который можно назвать геосинклинальным (тогда геосинклинальные условия существовали на всей Земле); второй — переходный, характеризующийся одновременным существованием на Земле все уменьшающихся геосинклиналей и разрастающихся платформ (в конце этого этапа мы живем); и, наконец, будущий, третий этап — платформенный будет характеризоваться повсеместным развитием платформенных условий (Белоусов, 1948). В более поздних работах В. В. Белоусов (1954, стр. 519) признает новые формы развития земной коры, следующие во времени за платформенными.

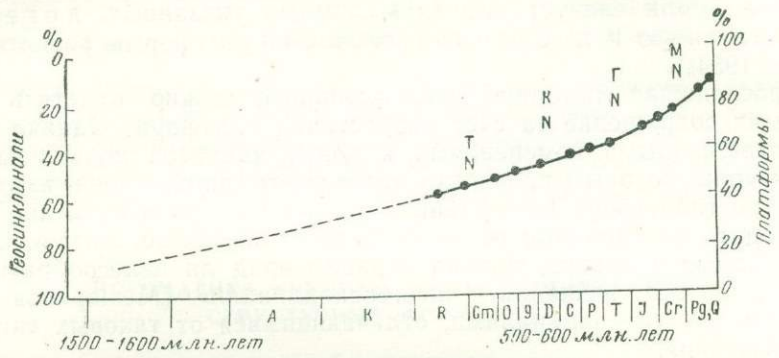


Рис. 42. Кривая развития земной коры (по Н. С. Шатскому, 1946)

Другие авторы, в том числе М. В. Муратов (1946, 1949), альпийскую геосинклинальную область Юга СССР считают современной геосинклиналью, не завершившей еще своего развития, а в Черноморской впадине, по его мнению, происходит преобразование земной коры континентального типа в океанический (Муратов, 1957). Некоторые геологи склонны видеть современные геосинклинали в глубоких океанических впадинах (Э. Ог, Л. Кобер, А. Н. Мазарович и др.) и даже целые океаны принимают за геосинклинали (например, Атлантический океан). Зачатки таких геосинклиналей А. Н. Мазарович видел в формировании грабенов Восточной Африки и Красного моря и выделял подобные океанические бассейны в особый тип «океан-геосинклиналей» (Мазарович, 1952). Близких взглядов в настоящее время придерживается Ю. М. Шейнманн.

Современные геосинклинали различные авторы усматривают в самых разнообразных областях. Многие считают геосинклинальной областью район Средней Азии — Тянь-Шань, испытавший интенсивные новейшие тектонические движения, к ней же относят всю систему молодых горных сооружений Юга СССР с выраженными среди них морскими и озерными бассейнами и котловинами опускания. Как типичный пример современной геосинклинальной области называют область Больших и Малых Зондских островов вместе с Молукскими островами, Филиппинами, Японией и окружающими их морями и океаническими

впадинами (А. Д. Архангельский, А. Н. Мазарович, М. В. Муратов, Д. В. Наливкин, Е. В. Павловский, Б. А. Петрушевский, Н. М. Страхов, Н. С. Шатский и др.). Перечисленные участки земной коры оказываются исключительно разнообразными как по морфологии, предшествующей геологической жизни, так и по геологическим явлениям и процессам, происходящим в настоящее время и проявлявшимся в недавнем прошлом. Поэтому, естественно, геологи по-разному трактуют геологические особенности этих участков. Критическое рассмотрение различных взглядов было дано ранее (Н. И. Николаев, 1954$_3$).

Разнообразие взглядов по вопросу о современных геосинклиналях происходит от различий в определении самого понятия геосинклинали, а также в методологических принципах и теоретических представлениях отдельных исследователей. В настоящее время, при общем признании историчности понятий «геосинклиналь» и «платформа», они часто употребляются чисто механически.

Выделяя только две формы развития земной коры — геосинклинальную и платформенную, неизменно проявлявшиеся на всем протяжении геологического развития Земли, мы очень упрощаем сложную проблему развития ее структур. Учитывая необратимое развитие Земли следует выделять, помимо указанных, догеосинклинальную и послеплатформенную формы развития (Николаев, 1954$_3$).

Прослеживая историю геосинклиналей, можно отметить постепенное их сокращение за счет разрастания платформ. Однако наряду с количественными изменениями к концу кайнозоя подвижные зоны земной коры, которым присвоено название геосинклиналей, изменились настолько (например, Тянь-Шань), что качественно совершенно не стали походить на типичные геосинклинали. Тянь-Шаню, Алтаю, Саянам, Прибайкалью и другим горным странам вряд ли целесообразно присваивать новые названия — «неогеосинклинали» (Мещеряков, 1957) и считать их геосинклиналями, отличающимися от таковых «нормального развития».

С нашей точки зрения (Николаев, 1952$_2$, 1954$_1$ и др.) в указанных горных странах следует видеть новые тектонические структуры, отличающиеся от геосинклиналей и платформ. Это позволяет говорить о новой форме развития земной коры (Попов, 1938; Мирчинк, 1940; Страхов, 1948; Белоусов, 1954; Хаин, 1957 и др.). В пределах Тянь-Шаня и Азиатского горного пояса мы имеем дело не с современной геосинклиналью, а с образованием нового крупного структурно-тектонического элемента земной коры, перерабатывающего платформы и заменяющего сокращающиеся геосинклинали.

Постановка вопроса о современных геосинклиналях и платформах, как единственных главнейших структурно-тектонических элементах земной коры, методологически неверна. Такая постановка вопроса предусматривает постоянство во времени геосинклиналей и платформ, не учитывает нарастания новых свойств, новых качеств этих структурных элементов и преобразования их в новые структурно-тектонические формы, ранее не выделявшиеся.

От разных авторов новые формы получили различные названия: складчато-глыбовые горы (В. А. Обручев, 1948), глыбовые зоны (Г. Ф. Мирчинк, 1940$_1$), ступенчатые поднятия (С. В. Обручев, 1950), орогенические зоны (Герасимов, 1946$_1$), области аркогенеза (Павловский, 1953), активизированные участки платформ (Белоусов, 1954), неогеосинклинальные структуры (Мещеряков, 1957), орогенические области (Шульц, 1953, 1958$_1$) и др.

Критическое рассмотрение этого вопроса позволило предложить для них название — области современного горообразования, соответствующие послеплатформенному развитию земной коры, так как наибо-

лее характерной особенностью для этих областей является значительное преобладание дифференцированных тектонических движений, приводящих к общему поднятию, над процессами денудации и аккумуляции (Николаев, 1954_1, 1956_1).

Отображая историю земной коры в виде принципиальной графической схемы (рис. 43), можно видеть смену во времени преобладающих структурных форм, качественно изменяющих строение Земли и выражающих необратимость развития земной коры.

Таким образом, рассмотрение основных структурных элементов земной коры в пределах сиалической оболочки с учетом ее направленного развития позволяет говорить о выделении геосинклинальных и платформенных зон, а также областей горообразования.

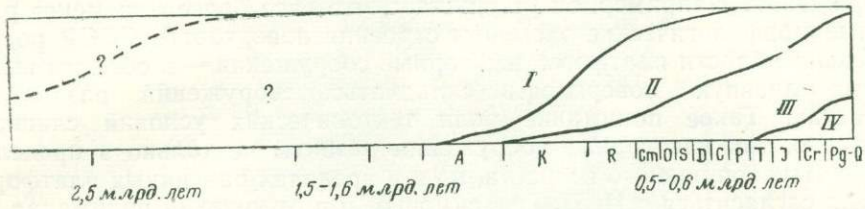


Рис. 43. График развития земной коры в пределах сиалической оболочки, по Н. И. Николаеву, 1954 г. (принципиальная схема).

I — структуры, соответствующие догеосинклинальной стадии развития; *II* — геосинклинали; *III* — платформы; *IV* — структуры, соответствующие послеплатформенной стадии развития — области новейшего горообразования; пунктир — предполагаемое разрастание во времени площади структур догеосинклинальной стадии развития, соответствующих сиалической оболочке

СИСТЕМАТИКА КРУПНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Вопрос классификации новейших тектонических структур рассматривался многими авторами. Однако эта проблема и в настоящее время не является окончательно разрешенной. Поскольку крупные формы рельефа определяются главным образом проявлением тектонических процессов и преимущественно новейшими тектоническими движениями, то выделенные генетические типы мегарельефа будут соответствовать главнейшим типам неотектонических структур, которые или заложились, или оформились в неоген-антропогеновое время. (И. П. Герасимов, К. К. Марков, В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский, К. И. Геренчук, Ю. А. Мещеряков, В. Н. Павлинов, Хуан Цзы-цин и многие др.).

Обобщающими работами для территории СССР, касающимися происхождения и строения крупных форм рельефа, явились исследования И. П. Герасимова ($1946_{1,2}$, 1959) и К. К. Маркова (1948_2, 1951). Оба автора при анализе крупных форм рельефа (горы, равнины, внутренние и окраинные моря) правильно рассматривают их развитие, с учетом данных геологии. К. К. Марков (1948_2) подчеркивает, что это рассмотрение не может быть «бесструктурным» или «внегеологическим». Оба автора исходят из основных форм развития земной коры: геосинклинальной и платформенной, ссылаясь в характеристике этих тектонических элементов на работы А. Д. Архангельского (1941). Однако в конечном результате они приходят к разным выводам.

И. П. Герасимов (1946_1, стр. 38) среди крупных форм рельефа выделял «главные типы, свойственные платформенным (относительно стабильным) и орогеническим областям (относительно мобильным, главным образом геосинклинальным)». Однако оставалось неясным, что же именно нужно считать орогенической областью или современной

геосинклиналью (см. Н. И. Николаев, 1956_1). В более поздних работах И. П. Герасимов (1946_2, 1959) намечает путь создания генетической классификации основных элементов рельефа, построенной с учетом тектонического режима различных участков земной коры. Он указывает, что главные современные неровности, свойственные поверхности платформ, являются непосредственным следствием неравномерных тектонических движений. Выделяя орогенические типы морфоструктуры, И. П. Герасимов относит к ним как молодые (геосинклинальные) горные области, так и древние геосинклинальные области, превращенные в платформы, но не утратившие окончательно своей орогенной мобильности.

Наряду с совершенно правильными принципиальными положениями в работах И. П. Герасимова (1959, стр. 40) встречаются и неверные утверждения. Например, он утверждает, что «все более или менее равнинные морфологические элементы строения поверхности СССР расположены в области платформ, все горные сооружения — в области выхода на дневную поверхность складчатых сооружений различного возраста». Такое понимание роли тектонических условий слишком упрощено, так как горные сооружения развиты не только в пределах складчатых зон разного возраста, но и в пределах различных платформ. Нельзя согласиться с И. П. Герасимовым и в отношении понимания им роли неотектоники в развитии рельефа, а также в отношении содержания самого термина «неотектоника» (Герасимов, 1959, стр. 44—48). Вероятно, он недоучитывает историчности понятий «геосинклиналь» и «платформа», вследствие чего применение их для объяснения современного рельефа земной поверхности страдает неопределенностью. В самом деле, каждой геосинклинальной области любого отрезка времени всегда противопоставляется платформенная область. Где проходит эта граница для альпийского этапа (кайнозоя) остается неясным. Не разъясняет этого вопроса и тектоническая схема СССР, приложенная к работе И. П. Герасимова (1959).

К. К. Марков при выделении главных категорий рассматриваемых форм рельефа берет за основу величину амплитуды и направление вертикальных движений земной коры. Он выделяет два типа рельефа: 1) эрозионно-тектонический, наиболее характерный для геосинклинальных областей, и 2) структурный и скульптурный рельеф, соответствующий преимущественно платформенным областям (рис. 44). Развитие рельефа этот автор рассматривает как сложный и необратимый процесс борьбы платформенного и геосинклинального режимов, приводящий к разрастанию «платформ» (равнин) за счет геосинклиналей (гор и впадин), и, видимо, при усложнении рельефа тех и других» (Марков, 1951, стр. 81). Обращает на себя внимание отождествление в этой работе платформ с равнинами и геосинклиналей с горами. Приводимый К. К. Марковым график преобразования земной коры (по Н. С. Шатскому, см. рис. 44) отражает сделанный им вывод о поступательном развитии рельефа: разрастании равнин за счет гор и впадин. Критику этих представлений можно найти в работах А. И. Спиридонова (1952, стр. 30), В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского (1956, стр. 4—5) и Н. И. Николаева (1956_1, стр. 105—108), которые считают недостаточно обоснованным деление крупных форм рельефа на платформенные и геосинклинальные. Анализ составленной в 1948 г. К. К. Марковым карты показывает, что выделяемые им типы рельефа не вполне соответствуют двум главным типам тектонических структур.

Недостатки классификаций зарубежных авторов (Штилле, 1924; В. Пенк, 1924; Шмитхеннер, 1936; Kossmat, 1937; Махачек, 1937; Хайндс, 1942; Engeln, 1942; Буркар, 1953 и др.) отмечались в работах К. К. Маркова (1948_1), В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского (1956), И. П. Герасимова (1946) и др.

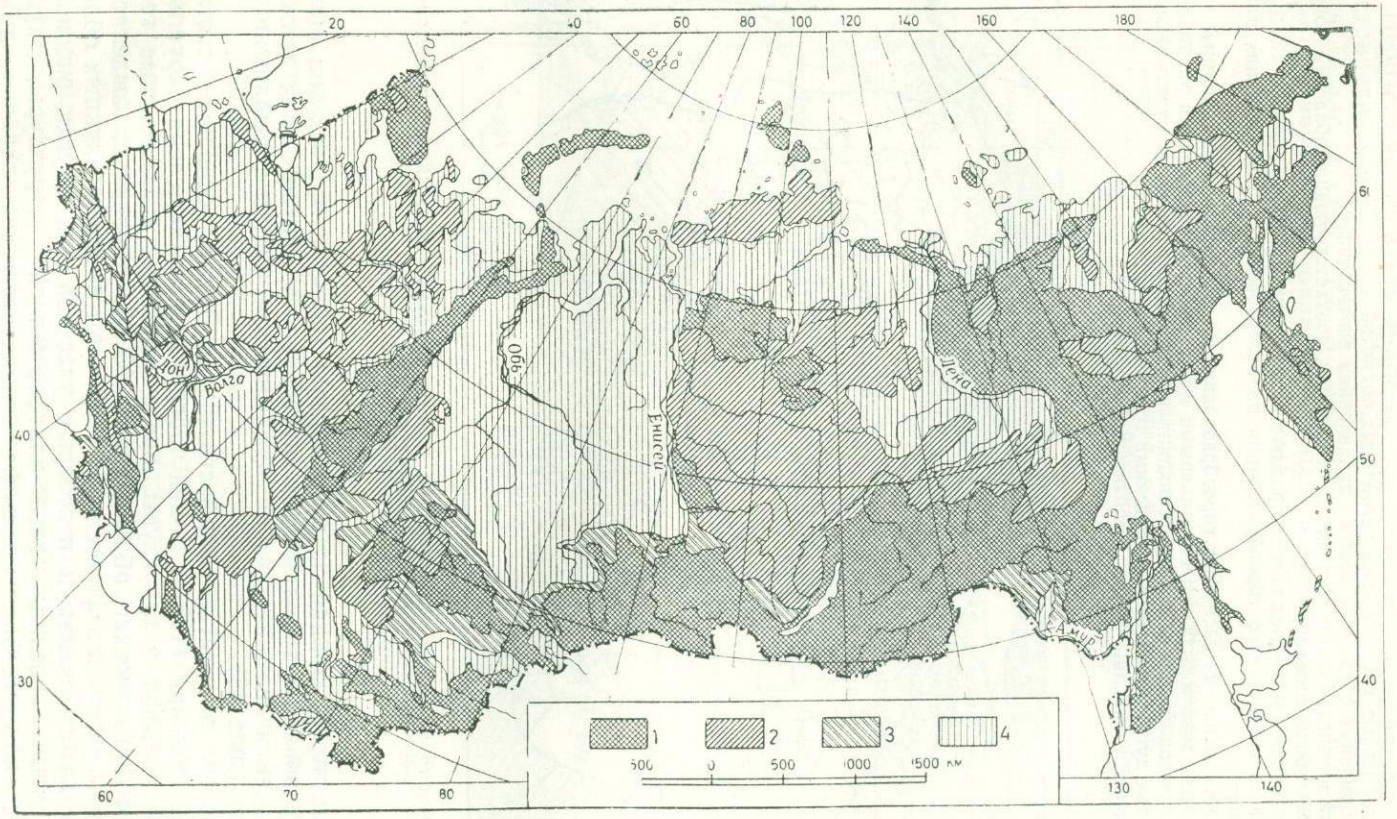


Рис. 44. Типы рельефа СССР (по К. К. Маркову, 1948):
1 — эрозионно-тектонический; *2* — структурный; *3* — скульптурный; *4* — аккумулятивный

Как уже отмечалось автором (Николаев, 1954, 1955, 1956 и др.), новейшие тектонические элементы следует классифицировать по следующей схеме (рис. 45):

А. Континентальные массивы зоны устойчивых поднятий
1. Платформенные области со слабым проявлением неотектоники
2. Области интенсивного проявления неотектоники, соответствующие областям современного горообразования:
   а) остаточная альпийская геосинклиналь в стадии «замыкания»
   б) область интенсивного горообразования на палеозойских и более древних платформах
   в) область менее интенсивного горообразования на мезозойских платформах

Б. Переходная зона между континентальными массивами и океаническими впадинами, соответствующая альпийской геосинклинали переходного типа и охватывающая островные дуги с молодыми альпийскими горными сооружениями

В. Океанические впадины — зона устойчивых погружений

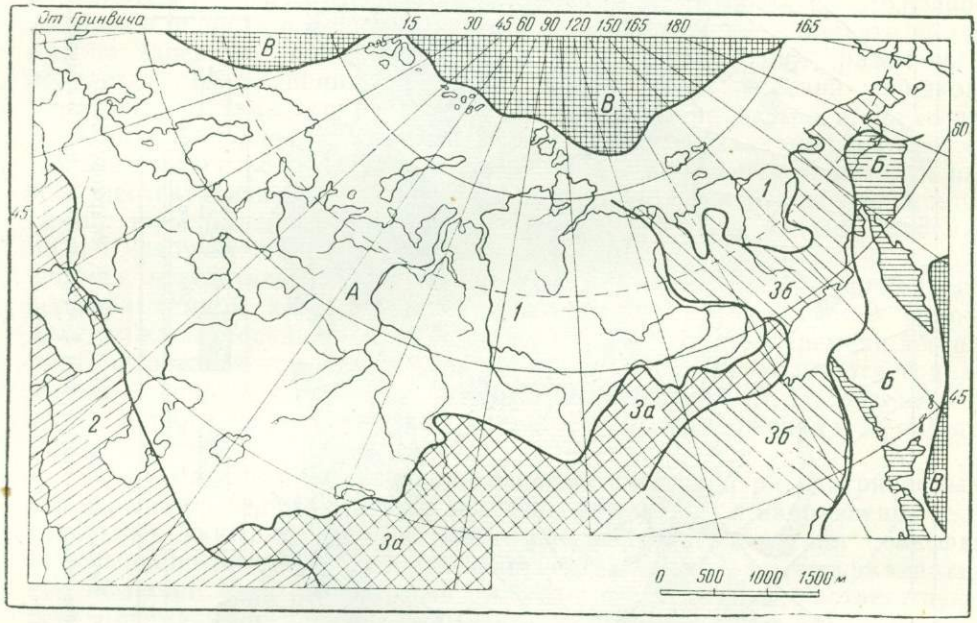


Рис. 45. Схема новейших тектонических элементов земной коры (конец кайнозоя). Объяснения в тексте

Кроме этого, каждая из рассмотренных геоструктурных зон была охарактеризована с точки зрения интенсивности тектонических движений и строения земной коры по геофизическим данным, выраженным в графике (рис. 46).

Основным элементам морфоструктуры Земли посвящена статья Ю. А. Мещерякова (1957). В ней обосновывается выделение крупных элементов рельефа и структуры, представляющих «комплексные геоморфолого-тектонические образования». Ю. А. Мещеряков выделяет: а) элементы «протоплатформенной» структуры в виде равнинных областей дна Тихого океана и некоторых участков дна других океанов; б) элементы «геосинклинально-платформенной» структуры, куда попадают некоторые формы рельефа океанического дна (глубоководные желоба), «горно-геосинклинальные» области и «горноскладчатые» области разного возраста, молодые платформенные равнины (эпикаледонские и эпигерцинские), остаточные горы молодых платформ и древние платформенные равнины — щиты, плиты; в) элементы «неогеосинклинальной» структуры. Три названные группы структур рассматри-

ваются им и как элементы трех последовательных этапов эволюции земной коры и ее морфоструктуры. Эти этапы он в какой-то мере отождествляет с формами развития земной коры, выделенными мной (см. рис. 43), проводя, например, знак равенства между послеплатформенной стадией и «неогеосинклинальной» стадией развития.

Необходимо обратить внимание на ограниченность площадей распространения морфоструктур «неогеосинклинальной» стадии на поверхности Земли в схеме Ю. А. Мещерякова (1957, см. фиг. 1 в его статье). Говоря о «протоплатформенных» и «геосинклинально-платформенных» морфоструктурах, автор этой схемы совершенно не рассмат-

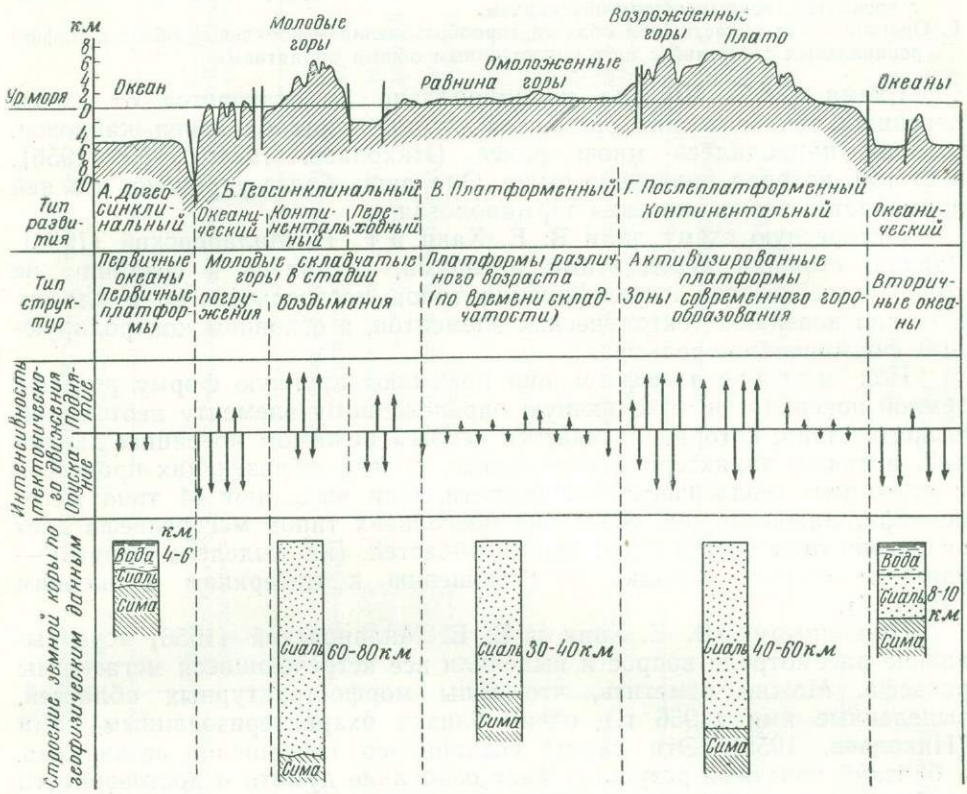


Рис. 46. Схема взаимоотношения рельефа, типов структуры земной коры и интенсивности тектонических движений

ривает вопроса о значении «неогеосинклинальной» стадии для их формирования и развития. В действительности на всей поверхности Земли все ранее созданные структурные формы и отвечающие им крупные и мелкие формы рельефа в неотектонический этап развития (ь «неогеосинклинальный» этап Ю. А. Мещерякова) или сформировались вновь, или значительно преобразовались. Не касаясь возражений относительно местоположения границ отдельных морфоструктурных элементов и их сопоставления, нужно отметить, что схема Ю. А. Мещерякова, очень интересная по принятому методу разрешения, ничего принципиально нового в рассматриваемый вопрос не вносит. Его можно упрекнуть в поспешности с введением новой терминологии, используемой в статье, в которой даются новые названия старым понятиям и некоторые видоизмененные определения. Терминология — это внешность, существо же вопроса, несмотря на интересные теоретические рассуждения, по существу осталось неизменным.

Вопрос выделения основных структурных зон в земной коре затрагивается и в статье С. С. Шульца (1958₃). Учитывая общую направленность тектонического развития и интенсивность дифференциальных движений, он выделяет следующие основные структурные элементы Земли (не давая однако их картографического выражения):

«А. Материковые платформы — относительно стабильные области преимущественно длительных поднятий.
Б. Океанические платформы — относительно стабильные области преимущественно длительных опусканий.
В. Геосинклинальные области — мобильные области дифференциальных движений с преимущественным общим опусканием.
Г. Орогенические области, или области горообразования — мобильные области дифференциальных движений с преимущественным общим поднятием».

Схема С. С. Шульца принципиально не отличается от схемы новейших тектонических элементов земной коры на конец кайнозоя, которая приводилась мною ранее (Николаев, 1954; 1955; 1956), и от той, которая приведена выше. Она лишь более упрощена и в ней применяется несколько иная терминология.

Интересную схему дали В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский (1956). Задача, стоящая перед этими авторами, сводилась к созданию не только генетической классификации типов мегарельефа, но и классификации новейших тектонических элементов, в основном контролирующих формирование рельефа.

Под мегарельефом они понимают крупную форму рельефа земной поверхности, отвечающую определенному элементу неотектонического плана, которая отличается особым режимом новейших движений, а также характером современных рельефообразующих процессов и строением геологического субстрата. Они выделяют 44 типа мегарельефа. Закономерное сочетание нескольких типов мегарельефа дает основные типы морфоструктурных областей (их выделено девять) — единицы второго порядка по отношению к материкам и океанам (табл. 7).

По-видимому, В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский (1956) исчерпывающе рассмотрели вопрос и выделили все встречающиеся мегаформы рельефа. Можно отметить, что типы морфоструктурных областей, выделенные ими (1956 г.), очень близки охарактеризованным нами (Николаев, 1955). Эти схемы создавались совершенно независимо, и близкий конечный результат дает основание думать о достоверности отображения сложных природных явлений.

П. Н. Кропоткин (1960), основываясь на анализе неотектоники и геофизических данных, предложил выделять крупные структурные единицы для новейшего этапа развития в следующем виде:

1. Океанические плиты
2. Современные геосинклинальные области
   а) области кайнозойской (альпийской) складчатости и вулканизма в поясах Тихоокеанском и Средиземноморско-Гималайском, состоящие из геоантиклиналей и геосинклинальных прогибов
   б) срединные массивы
   в) краевые (передовые) прогибы
   г) краевые прогибы на окраинах океанических плит (глубоководные желоба)
   д) срединные массивы глубоких внутренних бассейнов (впадины Средиземного моря, Японского моря и др.)
3. Платформенные области материкового типа
   а) стабильные
   б) подвижные (мобильные) — пояса активизированных платформ (Тянь-Шань, Алтай, Саянские горы, Прибайкалье, область мезозойской складчатости Восточной Сибири и Дальнего Востока и др.).

Изучение новейшей тектоники Евразии позволило критически подойти к рассмотренным схемам систематики неотектонических струк-

Таблица 7

Основные элементы геотектуры и типы морфоструктурных областей

(По В. Е. Хаину и Е. Е. Милановскому)

Элементы геотектуры		Типы областей различного тектонического режима в неоген-антропогене	Предельные амплитуды неоген-антропогеновых движений в *км*	Типы морфоструктурных областей	Максимальные и минимальные высоты и глубины в *км*	Типы мегарельефа
Материки (платформы)		Устойчивые платформенные области	до+1 +2 до−0,5−1	Равнинные области (равнины и плоскогорья)	до+2 +3 до−0,2;−0,5	1—7
		Подвижные платформенные области	до+2 +3 до−1 −2	Омоложенные и новообразованные горные области	до+3 +3,7 до+0,5 −0	8—12
		Весьма подвижные (активизированные) платформенные области	до+5 +6 до−3 −5	Возрожденные высокогорные области	до+6 +7,5 до−1,3	13—18
Переходные области	Области перехода от материков к вторичным океанам	Краевые тектонические уступы на границе материков и океанов	до−2 −3?	Материковый склон	от−0,2 до−2 −5	19
		Краевые области дробления материков	до÷1 −3 до−1 −3	Области глубоких морских бассейнов и островов периферии платформ	до+1 +3 до−2 −3	20,21, а так же 3,5 6,10
	Области перехода от первичных океанов к материкам	Зрелые геосинклинальные области	до+5 +10 до−5 −8	Молодые (геосинклинальные) области	до+6 +9 до−2	22—30
		Юные геосинклинальные области	до+3 +5 до−8 −12	Области островных гирлянд и геосинклинальных морей	до+3 +5 до−8 −11	31—38
Океаны		Первичные океанические области	до−1 −2?	Области глубоководных океанических равнин	до+2 +4 до−5 −6	39—41
		Вторичные океанические области	до−1 −3?	Области глубоководных океанических котловин, подводных сводов и кряжей	до+1 до−6 −7	41—44

тур и предложить следующее их подразделение (Николаев, 1959[2]; 1961[5]).

А. Океанические платформы или первичные океаны
Б. Области океанического горообразования
В. Прогибы в виде глубоководных желобов
Г. Современные геосинклинальные области, в пределах которых выделяются более дробные структурные элементы
Д. Области современного материкового горообразования
1. Геосинклинальный тип
а) Альпийско-Кавказский
б) Памиро-Гималайский
2) Послеплатформенный тип
а) Тяньшаньско-Байкальский
б) Верхоянско-Колымский
в) Уральский
Е. Предгорные прогибы разных типов
Ж. Области материковых платформ, в пределах которых выделяются более дробные структурные элементы: плиты, щиты и пр.
З. Омоложенные материковые платформы (гипсометрически высоко приподнятые)
И. Вторичные океаны

Из перечисленных схем три последние (В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского, П. Н. Кропоткина, Н. И. Николаева) — близки и различаются только группировкой структурных форм, их соподчинением и разным пониманием значимости и их структурной самостоятельности.

МАТЕРИКИ И ОКЕАНЫ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИХ РАЗВИТИИ

Современная эпоха является историческим продолжением прошлого. Поэтому в явлениях, которые мы наблюдаем, наряду с чертами новыми, в более или менее ярком выражении проявляются и черты прошлого. Разобраться в этой сложности явлений можно лишь применяя историко-геологический метод. Анализ всего собранного на территории СССР большого фактического материала по неотектонике, который, однако, в связи с неодинаковой изученностью не является равнозначным, позволил установить картину распространения новейших и современных движений земной коры и связанных с ними различных геологических и геофизических явлений. Для понимания закономерностей распределения новейших движений (при рассмотрении вопросов неотектоники) на такой разнородной территории, как территория СССР, занимающая значительную часть Евразиатского материка с окаймляющими его морями и океанами, и выяснения связи между размещением действующих вулканов, зонами землетрясений и новейшими деформациями земной коры необходимо привлекать также разнообразные геофизические данные о строении Земли.

Рассматривая и анализируя геофизические данные совместно с геологическим материалом, мы должны прежде всего выделить самые крупные новейшие структурно-тектонические элементы земной коры. К ним могут быть отнесены отдельные материки (включая материковую отмель) и океанические впадины. Они отличаются геофизическим и геологическим строением, а также геологической историей своего развития и соответствуют двум средним гипсометрическим уровням земной поверхности, различающимся по высоте приблизительно на 5 *км*.

Тектоническая сущность тех и других рассматривается геологами по-разному. На основании данных геофизики отметим, что материки или континентальные массивы характеризуются мощной сиалической оболочкой, имеющей толщину в 30—70 *км* (в среднем 45 *км*). Как в настоящее время установлено, эти структурно-тектонические элементы состоят из складчатых областей различного возраста, где участки докембрийской складчатости окаймлены и спаяны воедино зонами более молодой складчатости (палеозойской, мезозойской и кайнозойской).

Современные материки в основном сложились задолго до неогена, но в новейший тектонический этап они приобрели современные очерта-

ния, а гипсометрический контраст их значительно увеличился. С точки зрения направленности проявления тектонических движений земной коры для них характерна исторически проявляющаяся тенденция к поднятиям, имеющим место и в новейшее время (Павловский, 1953; Николаев, 1955). Океанические впадины, наоборот, характеризуются тенденцией к опусканиям (Kober, 1928; Павловский, 1953 и др.) и почти полным отсутствием условно гранитной оболочки или незначительной ее мощностью, составляющей в северной части Тихого океана 8 *км*.

Убедительную картину различия в строении материковых и океанических областей дают гравиметрические данные. По имеющимся материалам, с переходом от шельфа в более глубоководную область аномалии силы тяжести быстро изменяются в связи с тем, что сиалический слой резко уменьшается в толщине (Венинг-Мейнес, 1940; Кропоткин, 1953, 1958, 1960). На основании специальных расчетов П. Н. Кропоткин считает, что на глубине 4000—5500 *м* ниже уровня моря сиалический слой должен сходить почти на нет. Таким образом, по физическим признакам слагающих пород, геологической структуре, геологической истории и по общей направленности движений эти два крупных структурных элемента земной коры резко выделяются. Это должно быть принято во внимание при анализе неотектоники территории СССР, так как рассматриваемая территория охватывает части указанных крупных структурных элементов, что неизбежно должно отразиться на особенностях деформации земной коры и проявлении тектонических движений в разных областях. Каждая такая область отличается характером проявлений современных движений, вулканизма и землетрясений, историей геологического развития, геофизическим строением и современным рельефом.

Вопрос о направлении развития общей структуры земной коры и форм ее поверхности является весьма дискуссионным. Существующие представления очень противоречивы. В последнее время этот вопрос подвергался обсуждению в работах П. Н. Кропоткина (1956), Ю. А. Мещерякова (1957), В. В. Белоусова (1960), Н. И. Николаева (1955) и др.

Одна группа геологов при рассмотрении этого вопроса исходит из идеи тектонической однородности всей земной коры и считает, что все основные геотектонические представления, выведенные из анализа данных по материкам, справедливы и для областей океанических впадин. Эта идея возникла давно. Наиболее определенно она была изложена Э. Зюссом (1888), а позже получила признание многих исследователей. Согласно этой идее, отдельные участки земной коры развивались или по геосинклинальному, или по платформенному типу. Большинство исследователей считают, что постепенно платформы разрастались, а площади геосинклиналей уменьшались. Однако некоторые геологи допускают и обратное направление развития: превращение платформ в геосинклинали. С этой позиции океаны по своему строению не отличаются от материков. На дне океанов развивается тот же комплекс тектонических и магматических явлений, что и на материке, но на более низком гипсометрическом уровне. Существование двух уровней — материкового и океанического — эти исследователи не объясняют и рисуют их независимо от наличия на Земле геосинклиналей и платформ. Такие представления нашли свое отражение в работах А. Д. Архангельского, В. В. Белоусова, Б. А. Петрушевского (1951, 1954), В. Е. Хаина (1946, 1951), М. В. Муратова и многих др.

Другая группа исследователей исходит из идеи тектонической неоднородности земной коры, развиваемой А. Н. Мазаровичем, П. Н. Кропоткиным, Е. В. Павловским, В. А. Магницким и др. Эти авторы считают, что для обоснования идеи тектонической однородности всей земной коры выдвигается лишь серия частных доказательств, в системе которых отсутствуют факты, относящиеся к самой крупной

океанической впадине мира — к бассейну Тихого океана. Своеобразие геофизических характеристик его дна (сейсмические наблюдения, измерения силы тяжести, изучение магнитных свойств) позволяет во внутренних частях его выделить новые тектонические элементы, получившие название «первичных платформ». Они лишены сиалической оболочки и совершенно не похожи на «вторичные — континентальные платформы».

Первичные платформы — *особая геотектоническая единица, сохранившая черты платформенного режима до настоящего времени.* По П. Н. Кропоткину это области, которые никогда не были сушей и не испытали складчатости. Они представляют собой реликты первичной архейской платформы (Кропоткин, 1950, 1953, 1960).

О направлении тектонического развития земной коры с указанных позиций высказывается и Е. В. Павловский (1953). Он выдвигает предположение, что в настоящее время суть геотектонического процесса выражается во взаимодействии первичных и вторичных платформ, на границе соприкосновения которых располагаются современные геосинклинальные области с их островными дугами, цепями вулканов, внутренними морями и зонами действующих глубинных разломов. Геосинклинальная стадия развития отдельных крупных участков земной коры является промежуточной стадией процесса тектогенеза. Геотектонический процесс имеет ясную общую направленность, выражающуюся в сокращении площадей первичных платформ, характеризующихся устойчивыми оседаниями, и в разрастании вторичных платформ, имеющих тенденцию к поднятию. Иными словами, развитие земной коры, по Е. В. Павловскому, выражается в разрастании сиалической гранитной оболочки по площади и в неуклонном увеличении ее мощности и усложнении структуры.

Третья группа исследователей высказывает иную идею общего направленного развития структур и рельефа поверхности Земли. Для значительных участков земной коры в Средней Азии, Южной и Восточной Сибири, Центральной Азии и Восточной Африки эти авторы отмечают активизацию бывших платформ. Характерной особенностью активизированных участков земной коры в пределах сиалической оболочки является значительное преобладание тектонических движений, приводящих к общему поднятию. Геологи первой группы рассматривают этот процесс как признак возвращения к пройденной геосинклинальной стадии развития (А. Д. Архангельский, Б. А. Петрушевский, В. Е. Хаин (до 1956 г.), К. К. Марков и др.). Геологи третьей группы видят в этих проявлениях новую форму развития земной коры, следующую за платформенной (Г. Ф. Мирчинк, 1940_1; Страхов, 1948; Павловский, 1953; Белоусов, 1954 и др.; Мещеряков, 1957).

Послеплатформенный этап развития структуры Земли наиболее ярко выражается в областях современного горообразования, где формируются новые структурные элементы на месте древних платформ и сокращающихся геосинклиналей (Николаев, 1954_3).

Данные исторической геологии показывают, что в палеозое и в нижнем мезозое площадь суши на Земле была значительно больше, при этом глубоких океанов на Земле не было, а моря были мелководны. Современные глубоководные океанические впадины начали, согласно этой точке зрения, формироваться только с мезозоя. В кайнозое продолжался процесс погружения и расширения океанических впадин, который получил особенное развитие в неогене и антропогене. Таким образом, океаны постепенно завоевывали площади континентов. При этом процесс раздробления и неравномерного погружения платформенных структур сопровождался мощными излияниями базальтовых лав по трещинам разломов (Панов, 1948; Белоусов, 1954, 1960; Кленова, 1948; Страхов, 1948; Шипард, 1951; Дж. Умбгров, 1952 и др.).

По другим представлениям, наоборот, континенты увеличивают свои размеры за счет переработки первичных платформ с образованием вторичных платформ, которым свойственна тенденция к поднятиям (Павловский, 1953; Кропоткин, 1953, 1957).

О направленном развитии западной половины Тихого океана пишет и Г. Б. Удинцев (1960). Он считает, что первичный рельеф дна океанической котловины преобразуется в рельеф переходной зоны и затем в рельеф материка. При этом появляются черты, несвойственные рельефу океанического ложа, которые не могут быть утрачены и в случае изменения направления процесса на обратный.

В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский (1956), придерживающиеся промежуточной позиции, видят развитие земной коры в проявлении двух противоположных тенденций: в тектонической активизации платформ с образованием высокогорных хребтов и глубочайших межгорных впадин и в глубоких опусканиях краевых участков материков, распадающихся на системы поднятых и глубоко опущенных глыб.

В рассмотренных представлениях отражаются различные взгляды исследователей, исходящих в своих рассуждениях из разного объема фактических данных и по-разному их трактующих. В настоящее время вряд ли можно надеяться на убедительное и однозначное решение этих принципиальных вопросов геологии. Однако нам кажется, что именно анализ данных неотектоники, фактический материал по которой увеличивается во всем мире с необычайной быстротой, позволит в дальнейшем критически оценить высказанные соображения и в значительной мере их уточнить.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР

На основании сказанного, в пределах территории СССР могут быть выделены крупные геоструктурные области, разнящиеся по общей направленности и интенсивности проявления новейших тектонических движений. Применяя в основном терминологию, принятую авторами карты новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 (Николаев и Шульц, 1959), и уточняя границы ранее намеченных областей в пределах территории СССР можно выделить:

А. Материковые платформы
Б. Области материкового горообразования
В. Современные геосинклинальные области
Г. Океанические платформы

Материковые платформы — это области слабого проявления тектонических движений, с малыми градиентами и с преобладанием в неоген-антропогеновое время преимущественно длительных слабых поднятий. Среди материковых платформ выделяются районы, в пределах которых в течение новейшего тектонического этапа абсолютно преобладали поднятия (Восточно-Европейская равнина, Средне-Сибирское плоскогорье, Центральный Казахстан), и районы, в пределах которых существенную роль играли относительные опускания (Западно-Сибирская, Туранская и Прикаспийская низменности). Материковые платформы, являясь одним из крупных геоструктурных элементов на территории СССР, охватывают бóльшую часть зон докембрийской и палеозойской складчатости.

Области материкового горообразования представляют другой крупный геоструктурный элемент земной коры, для которого характерны мобильность, дифференцированные движения с большим градиентом и с преобладанием общих поднятий, проявлявшихся в неоген-антропогеновое время. История развития этой области неодинакова в разных ее частях и с этой точки зрения в ней могут быть выделены следующие подобласти:

1) со слабым проявлением процессов горообразования, в виде участков материковых платформ с относительно увеличенными градиентами движений; охватывают зоны докембрийской и палеозойской складчатости (Урал, хребет Быранга, Енисейский кряж и др.);

2) с более интенсивным проявлением процессов горообразования и с большими градиентами тектонических движений; охватывают зону мезозойской складчатости (Верхоянский хребет и другие горы Северо-Востока СССР);

3) с весьма интенсивным проявлением процессов горообразования, охватывают зоны докембрийской и палеозойской складчатости с предшествующим платформенным развитием (Алтай, Саяны, Забайкалье и др.);

4) с весьма интенсивным проявлением процессов горообразования и контрастными движениями с большими градиентами; охватывают эпигерцинскую платформу (Тянь-Шань);

5) с весьма интенсивным проявлением процессов горообразования; соответствуют поясу альпийской складчатости Юга СССР, иногда называемой остаточной альпийской геосинклиналью в стадии «замыкания», с предшествующим геосинклинальным развитием (Карпаты, Крым, Кавказ, Копет-Даг, Памир).

Области современных геосинклиналей отличаются подвижностью, проявлением контрастных дифференцированных движений с большими градиентами и преимущественным общим опусканием (Камчатка, Корякский хребет, островные дуги и прилегающие части окраинных морей). Зону современных геосинклиналей можно считать переходной между материком и океаном. Она соответствует выделенной А. Д. Архангельским остаточной альпийской геосинклинали особого переходного типа.

В этой зоне осуществляется переход между двумя важнейшими гипсометрическими уровнями Земли — материковым и океаническим — и происходит смена типов земной коры. К островным дугам приурочены полосы земной коры материкового типа, тогда как глубокие котловины краевых морей, отделенные ими, характеризуются океаническим составом коры, лишенным гранитного слоя. С горными сооружениями островных дуг тесно сопряжены глубоководные желоба. Некоторые авторы в пределах рассматриваемой области выделяют различного типа геосинклинали (рис. 47): миогеосинклинали, паралиагеосинклинали и эвгеосинклинали (Удинцев, 1960).

Океанические платформы отличаются относительной стабильностью, особым геофизическим строением и представляют крупный геоструктурный элемент, характеризующийся преобладанием длительно проявлявшихся опусканий. По мнению многих исследователей, среди океанических платформ, сформировавшихся в разные этапы тектонического развития, можно различать два типа, которые получили название первичных и вторичных океанов (Кропоткин, 1956; Мещеряков, 1957; Хаин и Милановский, 1956 и др.). Однако этот вопрос является спорным, недостаточно разработанным. Кроме названных элементов структуры океанического дна, выделяются «области глыбовых поднятий и линейного вулканизма океанического ложа», морфологически характеризующиеся океаническими валами и расположенными на них горными хребтами или группами подводных гор (Удинцев, 1960).

На площадях, находящихся ниже уровня моря, в области шельфовых морей, выделяются участки, составляющие продолжение геоструктурных областей и их отдельных элементов, описанных выше. Кроме этого, в пределах внутренних морей выявляются участки, характеризующиеся некоторыми признаками океанических платформ и получившие название «срединных массивов». Последние отличаются от материков строением земной коры и общей тенденцией к опусканию. (Кропоткин,

1956, 1958, 1960 и др.). К ним могут быть отнесены и некоторые внутренние глубокие бассейны в зоне кайнозойской складчатости, указанные выше.

Таким образом, тектоническое районирование СССР мы проводим по интенсивности и направленности тектонических движений, приведших в неотектонический этап к возникновению крупных геоструктурных

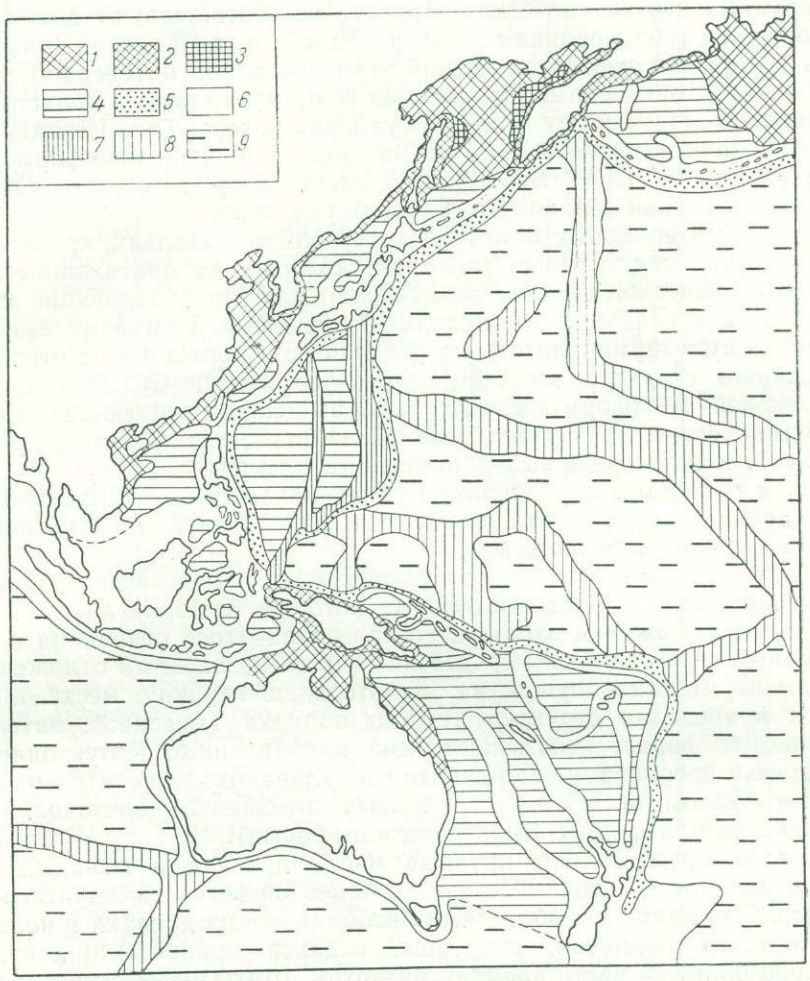


Рис. 47. Схема тектонического расчленения западной части Тихого океана (по Г. Б. Удинцеву, 1960)

1 — материковые платформы; *2* — материковые складчатые области; *3* — материковые передовые прогибы; *4* — миогеосинклинали переходной зоны; *5* — парагеосинклинали переходной зоны; *6* — эвгеосинклинали переходной зоны; *7* — области глыбовых поднятий переходной зоны; *8* — область глыбовых поднятий и линейного вулканизма океанического ложа; *9* — области океанического ложа догеосинклинального типа (талассократон)

и вместе с тем орографически выраженных элементов горного рельефа в его современном выражении и рельефа низких и высоких равнин.

На рассматриваемом ниже материале могут быть критически проанализированы взгляды о синхронности горообразования в различных районах и длительности развития областей горообразования, т. е. процесс превращения стабильной платформенной области в мобильную область горообразования и возможность обратного проявления процесса — захват процессами горообразования примыкающих платформенных областей.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ, ОБЛАСТЕЙ ГОРООБРАЗОВАНИЯ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сопоставляя границы крупных новейших геоструктурных зон с древними, которые выделены на Тектонической карте СССР (1957), можно обнаружить в большинстве случаев их несовпадение (рис. 48), указывающее на переработку структур в новейший тектонический этап. Так, например, контуры материковых платформ, в понимании их как крупных неотектонических структур не соответствуют выделяемым аналогичным образованиям эпигерцинской и альпийской платформ, часть которых в неотектонический этап оказалась интенсивно переработанной тектоническими процессами и превратилась в область горообразования. Примерами этому могут явиться горы Тянь-Шаня, развившиеся в неотектонический этап на эпигерцинской платформе, горы Северо-Востока СССР (Верхоянский хребет и др.), сформировавшиеся на эпимезозойской (альпийской) платформе, и др.

Среди материковых платформ могут быть выделены крупные неотектонические структурные элементы, которые на протяжении новейшего тектонического этапа испытывали или преобладающие слабые поднятия, или слабые относительные прогибания. Применяя известную тектоническую терминологию, но уточняя ее содержание по отношению к новейшим структурным формам, на территории СССР в пределах материковой платформы могут быть выделены следующие крупные неотектонические структуры: древние и молодые платформы, в пределах которых в свою очередь выделяются щиты и плиты.

Платформы характеризуются наличием фундамента, состоящего из древнего складчатого основания, перекрытого чехлом платформенных отложений разного возраста.

На *древних* платформах рифейские и палеозойские отложения составляют главную часть платформенного чехла; на *молодых* платформах эти отложения входят в состав складчатого основания и платформенный чехол сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Фундамент местами опущен на значительную глубину, местами обнажается в пределах структур второго порядка (массивов, антеклиз). Древние платформы испытывают резко направленные неотектонические движения с преобладанием поднятий и отличаются относительно маломощным чехлом неоген-антропогеновых отложений (восточная часть Европейской платформы, Сибирская платформа).

Щиты представляют крупные части древних и молодых платформ с выступами (докембрийского, палеозойского) складчатого фундамента. Они являются областями преобладающих древних и новейших тектонических поднятий, сопровождающихся процессами денудации в течение большей части времени развития. Щиты — области унаследованного режима сводовых поднятий (Балтийский и Казахский щиты).

Плиты, представляющие крупные части древних и молодых материковых платформ, отличаются длительным погружением и накоплением мощного осадочного чехла.

Молодым платформам на территории СССР соответствуют области с мощным покровом мезо-кайнозойских и неоген-антропогеновых отложений (Скифская, Западно-Сибирская и Туранская плиты). Перечисленные элементы древних и молодых платформ составляют бо́льшую часть крупной Евразиатской платформы (Николаев, 1961$_6$). Помимо этого, на территории СССР выделяются Колымско-Индигирская и Зейско-Амурская плиты.

Каждый из перечисленных крупных неотектонических элементов в контурах, не полностью совпадающих, но близких с более древними аналогичными структурными формами, характеризуется самостоятельными чертами неотектоники: проявлением или направленных, или ин-

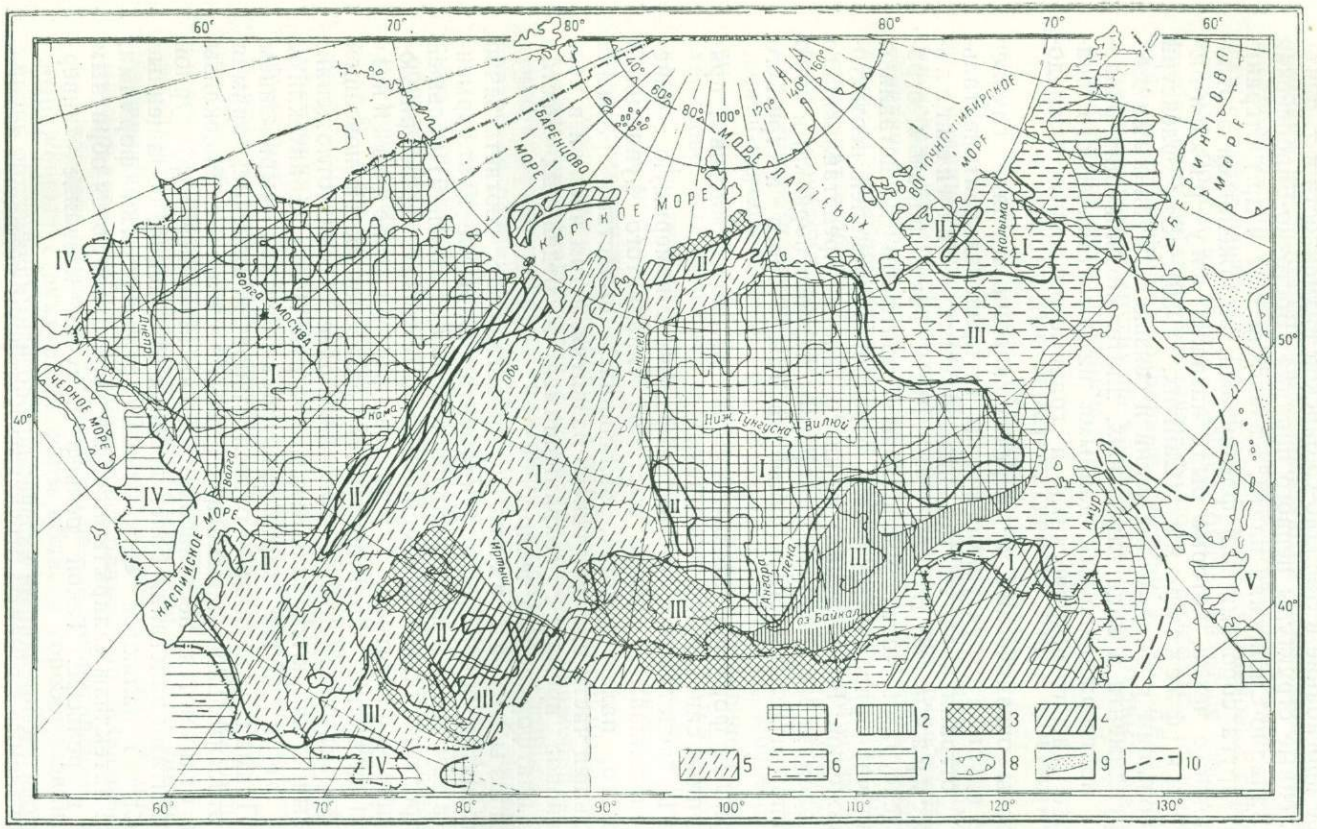


Рис. 48. Схема соотношений древних и новейших геоструктурных зон.

Области докембрийских платформ, фундамент сложен: *1* — архейскими и протерозойскими складчатыми комплексами; *2* — байкальским складчатым комплексом. Области палеозойской складчатости; *3* — сложенные каледонским складчатым комплексом, включая зоны ранней консолидации герцинской складчатости; *4* — сложенные поверхностно залегающим герцинским складчатым комплексом; *5* — с относительно глубоким залеганием палеозойской складчатости; *6* — области мезозойской складчатости; *7* — области кайнозойской складчатости; *8* — граница «океанических платформ»; *9* — глубоководные желоба; *10* — граница новейших геоструктурных зон

Новейшие геоструктурные зоны: *I* — материковые платформы; *II* — участки материковых платформ со слабо выраженными процессами горообразования, *III* — области активного горообразования, охватившие различные зоны складчатости от архейской до кайнозойской; *IV* — то же, в пределах альпийского складчатого пояса Юга СССР; *V* — геосинклинальная область

версионных (меняющих свое направление) движений, различным гипсометрическим положением и разной степенью расчленения, дающих отличный суммарный результат — более значительное поднятие в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и Центрального Казахстана, относительное прогибание в Западно-Сибирской низменности и т. д.

Перечисленные структуры первого порядка (Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская плита, Казахский щит и др.) отграничены друг от друга сбросами или флексурами, выраженными в отложениях осадочного чехла, которые были названы внутриконтинентальными флексурами (Cailleux, 1950). Эти флексуры отличаются большим размахом движений и связью с глубинными дислокациями фундамента в виде глубинных, длительно живущих разломов, нередко подтверждающихся данными палеотектонического анализа, а также магнитометрическими и гравиметрическими исследованиями.

Со стороны океанических и морских впадин в ряде случаев описываемые крупные структурные формы (в пределах континентального склона) отграничиваются так называемыми континентальными флексурами (Ж. Буркар, 1949, 1953). Таким образом, ограниченные флексурами части материковых платформ представляют крупные, различно приподнятые блоки, с разной тенденцией неотектонических движений. В пределах каждого блока, представляющего структурный элемент материковой платформы первого порядка, в свою очередь можно выделить структурные формы второго и третьего порядков.

Структурными формами второго порядка являются массивы, прямые и обращенные синеклизы и антеклизы.

Массивы представляют часть платформы, соизмеримую с синеклизами и антеклизами, в виде выступов складчатого фундамента (допалеозойского, палеозойского), являющихся областями размыва в течение большей части времени своего развития, в том числе и в неоген-антропогеновое время, с сохранившимся в отдельных местах маломощным платформенным чехлом.

Синеклизы и антеклизы представляют соответственно впадины и поднятия поверхности фундамента, покрытые платформенным чехлом (в том числе и неоген-антропогеновых отложений) большей мощности в пределах синеклиз, и меньшей в антеклизах, характеризующиеся длительным развитием. Прямые или унаследованные синеклизы или антеклизы характеризуются согласованностью новейшей структурной формы с элементами залегания более древних отложений; синеклизы обычно являются «закрытыми» структурами, а антеклизы «открытыми». Те и другие характеризуются прямым выражением в рельефе. Прямая синеклиза — относительное понижение; прямая антеклиза — относительное повышение. Обращенные синеклизы и антеклизы отличаются несогласованностью новейшей структурной формы с элементами залегания более древних отложений; обращенные синеклизы обычно являются «открытыми» структурными формами, а обращенные антеклизы «закрытыми». Они характеризуются обратным выражением в рельефе. Такой рельеф получил название «инверсионного».

Рассматриваемые элементы структуры платформ обладают изометричной или вытянутой формой и образованы движениями с малыми градиентами. В пределах этих структур могут быть выявлены более мелкие структурные формы третьего порядка: крупные и мелкие разрывы, горсты, грабены, флексурные перегибы, соляные купола и антиклинали, валы, седловины, моноклинали и другие элементы унаследованных или новообразованных структурных форм (Шатский и Богданов, 1957; Хаин, 1960; Геренчук, 1960; Мещеряков, 1960).

В пределах областей горообразования и современных геосинклиналей могут быть выделены геоантиклинальные поднятия, геосинклинальные прогибы, разделяющие их зоны глубинных разломов, межгорные впадины и срединные массивы, выраженные обычно в рельефе межгорными депрессиями или нагорьями. От межгорных впадин срединные массивы отличаются историей развития и внутренней структурой. Следует отметить, что в рассматриваемых геоструктурных зонах широким распространением пользуются разнообразные по размерам и особенностям развития глыбовые структуры в виде складчато-глыбовых, сводово-глыбовых гор и горстовых и грабеновых структур. Структурами более высокого порядка будут являться горст-антиклинали, грабен-синклинали, различного рода разломы, рубцовые складки, складки облекания, покровные складки и др. Характеристика всех перечисленных и других не упомянутых структурных форм будет дана в последующем изложении.

СООТНОШЕНИЕ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЗОН И ПОГРАНИЧНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Границы между различными геоструктурными зонами проводятся не всегда просто. В большинстве случаев они выявляются совершенно отчетливо и проведение их не вызывает затруднений. Местами, однако, области слабого проявления неотектоники совершенно постепенно переходят в области горообразования. В таких случаях граница может быть проведена только условно, на основании изучения признаков интенсивности неотектонических движений и смены фаций и формаций неоген-антропогеновых отложений с учетом их мощностей. Особенно много вопросов и разногласий вызывает проведение границ между материковой платформой и областями слабого и интенсивного горообразования. На территории СССР эти геоструктурные зоны граничат на огромном протяжении. Описание типов их сопряжения и особенностей границ между ними дается ниже.

Характер соотношения материковой платформы и области горообразования определяется разной тенденцией движений в прилегающих участках материковых платформ и разной историей геологического развития различных неотектонических структур. В целом можно говорить, что платформенные области ограничены зонами глубинных разломов. Соотношения простираний глубинных разломов и областей горообразования выражается тремя типами: несогласным, согласным и смешанным.

В первом типе соотношений вновь образующиеся горные сооружения отходят от пояса горообразования как бы лучами, по направлениям, свойственным преобладающим простираниям структур фундамента. На таких участках граница между областями материковых платформ и современного горообразования — несогласная; горы как бы вклиниваются в платформу, рассекают ее, постепенно перерабатывают и вовлекают в поднятие — горообразование.

Разрастание области горообразования идет по линиям наименьшего сопротивления, по зонам глубинных разломов или выраженных, или предполагаемых. Материковая платформа захватывается процессами горообразования. Преобладающие простирания орографически выраженных структурных форм области горообразования изменяются вновь образующимися орографически выраженными неотектоническими структурами.

Граница области горообразования является неровной — зубчатой. При этом предгорного прогиба не образуется, его заменяют отдельные, небольшие, изометричной формы предгорные впадины, являющиеся новообразованиями и возникающие на окраине материковой

платформы в результате более интенсивного ее погружения. Примерами такой границы могут явиться южный край Туранской плиты, восточная часть Казахского щита, юго-восточная часть Западно-Сибирской плиты.

Существенно отметить, что оживление древних зон глубинных разломов сказывается не только в краевых частях материковых платформ, но прослеживается и во внутренние ее части, определяя местами как бы зональное строение платформ (см. ниже стр. 192). Зоны разломов переходят в область горообразования, где они представлены четко проявляющимися глубинными разломами.

Таким образом, выделяется особый тип — *сквозных глубинных разломов* (термин В. Е. Хаина, 1960), активно живущих в неотектонический этап развития, пересекающих как области горообразования, так и смежные участки материковых платформ.

Указанные особенности говорят за большую самостоятельность, устойчивость, автономность в развитии этих структурных форм и их планетарный характер.

Во *втором типе* соотношений имеет место совпадение простирания древних зон глубинных разломов, с простиранием горных областей, граница между крупными геотектоническими зонами оказывается согласной и в плане прямолинейной. Можно выделить следующие разновидности такого типа границ:

1) Граница с наличием предгорного прогиба и продолжением его развития в новейшее время в случае, когда прилегающие части материковой платформы имели унаследованную тенденцию к погружению. Разрастание области горообразования в неоген-антропогеновое время, в этом случае, происходит путем миграции предгорных прогибов, которая сопровождается постепенным погружением прилегающих участков материковых платформ (Предкавказье, предгорный прогиб Копет-Дага и др.). При этом в процесс разрастания вовлекаются не только части предгорных прогибов, но и смежные межгорные впадины.

2) Граница по шовной линии со слабо развитым (неотектоническим) прогибом, или с отсутствием такового в случае, когда прилегающий блок материковой платформы испытывает унаследованную тенденцию к поднятиям. Примером может явиться южный край Ставрополья. В подъем горной области вовлекается приподнятая часть материковой платформы, которая при этом испытывает асимметричное поднятие (более значительное на юге). Предгорный прогиб на этом отрезке не развивается и сопряжение происходит по шовной зоне глубинного разлома, который или выявляется геофизическими данными, или его приходится предполагать. Несколько отличающаяся, но близкая картина наблюдается в области сопряжения Восточных Карпат с платформой, которая на этом участке вместе с горной областью испытывает тенденцию к интенсивному поднятию, вследствие чего узкий предгорный прогиб приобрел черты обращенной структуры — обращенного предгорного прогиба.

3) Граница по шовной линии с захватом значительного участка материковой платформы, оказавшейся вовлеченной в поднятие областью горообразования, с возникновением неотектонического прогиба в пределах материковой платформы. Примером такого сопряжения может явиться южная часть Сибирской платформы (Восточные Саяны и др.).

Третий тип сопряжения представляет комбинацию первых двух. Примером его может явиться южная граница Колымо-Индигирской плиты, где на одних участках граница оказывается согласной (разного типа), на других — неровной (зубчатой), указывающей на переработку материковой платформы, захват ее процессами горообразования.

Значительно труднее устанавливается граница современной геосинклинальной области. В пределах территории СССР эта граница

преимущественно падает на акватории и выявляется как путем обычных методов геологии, так и посредством анализа подводного рельефа, который хорошо отражает новейшие тектонические структуры.

В северной части (Корякский хребет, Камчатка) упомянутая граница материковой платформы с геосинклинальной областью намечается по различно выраженным передовым прогибам, образующим как бы цепочку. Некоторые из них (Камчатка, Сахалин) приурочены к глубинным разломам. Есть все основания считать, что на юге материковая платформа от современной геосинклинальной зоны отграничена шовной зоной глубинных разломов, по которой развита цепочка мелких прогибов.

Граница между геосинклинальной областью и ложем Тихого океана, которое рассматривается как первичная платформа (талассократон), на всем протяжении маркируется цепочкой глубоководных желобов, входящих в комплекс островных дуг (по Г. Б. Удинцеву, 1960), т. е. в современную геосинклинальную область. В настоящее время сложная проблема генезиса всех этих образований является дискуссионной.

Подводя итог сказанному, можно отметить, что пограничными структурными формами между неотектоническими геоструктурными зонами являются: предгорные впадины, предгорные прогибы, обращенные предгорные прогибы, шовные зоны глубинных разломов и глубоководные океанические желоба. Особой структурной формой являются сквозные глубинные разломы.

Все перечисленные структурные формы, являясь автономными и унаследованными или новообразованными, интенсивно живут и в неотектонический этап развития, и могут быть выражены как в структуре, фациях и формациях, выполняющих их отложений, так и в современном рельефе.

КАРТА НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ СССР

Накопленные данные по новейшей тектонике на территории СССР послужили материалом для составления специальной карты в масштабе 1 : 5 000 000 (Карта новейшей тектоники, 1960). Карта составлялась большим авторским коллективом в соответствии с принципами построения легенды и методами изображения, предложенными автором данной книги (1958) и С. С. Шульцем (1958).

Руководство работой, общая сводка, генерализация материала, оформление карты и подготовка ее к изданию осуществлялись Московским геологоразведочным институтом им. С. Орджоникидзе; вторым руководящим центром являлась Лаборатория аэрометодов АН СССР в Ленинграде, где проводилось также и наблюдение за печатанием карты. Общая редакция карты принадлежала автору и С. С. Шульцу.

Как в СССР, так и в других странах давно предпринимались попытки различными методами выразить новейшие деформации земной поверхности (де Мартон, Л. Гланжо, 1957; Ж. Буркар, 1957; Краус, 1957; Д. Яранов, 1960; Валентин и многие др.). В большинстве случаев они составлялись для небольших участков земной поверхности. Карта новейшей тектоники СССР в отличие от всех предшествующих попыток такого рода характеризуется выражением географии новейших движений и показом новейших структур для огромной территории. Она составлена по единой, оригинальной методике и впервые в геологической науке количественно отражает тектонические деформации земной коры для такой большой территории. Она может представлять интерес для геологов, геофизиков, геодезистов, географов, вулканологов, астрономов, биологов, почвоведов, строителей и других специалистов.

Карта новейшей тектоники СССР построена по принципу выделения на ней новейших тектонических структур, которые различаются общей направленностью и интенсивностью новейших тектонических движений, размерами, геофизической характеристикой, определенным выражением в рельефе, соотношениями со структурами, сформировавшимися в предшествующие тектонические этапы развития. Указанные особенности на карте отражены цветом, оттенком цвета и значковыми обозначениями. Некоторые элементы новейшей тектоники отражаются на отдельных мелкомасштабных картах, помещенных на карте в виде врезок.

На карте цветом выделяются основные геоструктурные области, различающиеся по признаку общей направленности и интенсивности новейших тектонических движений. К ним относятся: а) материковые платформы; б) области современного горообразования; в) геосинклинальные области и г) акватории, располагающиеся на различных геоструктурных областях.

Материковые платформы — показаны на карте светло-коричневыми тонами. Степень интенсивности новейших деформаций земной коры отражается густотой окраски: чем больше деформация, тем гуще цвет окраски. По этому признаку на карте хорошо выделяются крупные районы материковых платформ, в пределах которых преобладали длительные поднятия (Восточно-Европейская равнина, Среднесибирское плоскогорье, Центральный Казахстан) и районы, в которых существенную роль играли относительные опускания (Западно-Сибирская, Туранская, Прикаспийская низменности).

Области горообразования — показаны на карте в красных тонах различных оттенков. Выделены подобласти: коричнево-красными тонами показаны подобласти со слабым проявлением горообразования (Урал и др.); 2) малиновыми — с интенсивным проявлением горообразования (зоны докембрийской, палеозойской и мезозойской складчатости) и 3) красными тонами — пояс альпийской складчатости Юга СССР.

Геосинклинальные области — показаны на карте оранжевыми тонами (в пределах континента и островов).

Для всех вышеуказанных геотектонических областей зеленые и оливковые цвета разных оттенков показывают области опусканий.

Области океанического и морского дна на карте показываются различными оттенками голубого цвета, отражающими батиметрию.

Гаммы оттенков перечисленных выше окрасок выражают суммарные величины поднятий и опусканий земной коры за неоген-антропогеновый отрезок времени. Чем гуще тон, тем интенсивнее деформация. Такой способ раскраски позволил показать не только направленность, но и градиенты и интенсивность движений, создавших каждую структурную форму. Ширина полос отражает градиенты поднятий и опусканий; выпадение цвета — разрыв. Кроме того, величина суммарной деформации за неоген-антропогеновый отрезок времени отражается изолиниями определенного значения, полученными путем анализа различных геологических, палеогеографических, геоморфологических и геофизических данных. За исходную принята такая уровенная поверхность, которая сформировалась к началу неогена (времени максимального выравнивания) и которая соответствовала уровню мирового океана (с глубинами в 100—200 *м*) или суши, приподнятой на 50—100 *м*, местами 300—500 *м*. Значение изолиний для материковых платформ и областей интенсивного горообразования 500—1000 *м*; для геосинклинальной области до 2000 *м*.

В пределах перечисленных крупных геоструктурных областей выделяются и более мелкие новейшие структурные формы: складки, флексу-

ры, различного типа разрывы, соляные купола и прочие, характеризующиеся различной суммарной величиной поднятий и опусканий за неоген-четвертичное время. Показаны они главным образом системой значковых обозначений. Значками показаны и элементы экзогенной тектоники (районы развития гляциодислокаций и проч.).

Этим же методом изображены области аккумуляции неоген-антропогеновых отложений значительной мощности и мощных антропогеновых отложений, подчеркивающие связь новейшего осадкообразования с движениями земной коры и неотектоническими структурными формами.

На карте показаны и элементы неоген-антропогенового вулканизма в виде участков с развитием эффузивов разного состава и гранитоидов, а также действующих, потухших и подводных вулканов. Кроме того, различными линиями на карте нанесены границы максимальных трансгрессий неогеновых и антропогеновых морей и границы их максимальных регрессий, также отражающие движения земной коры.

В области морского и океанического дна значковые обозначения отражают некоторые структурные формы, прослеженные с суши или выделяющиеся самостоятельно (Николаев, Шульц, $1961_{1,2,3}$).

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ И РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Не имея возможности в данной работе дать полную характеристику неотектоники СССР, что и не входит в ее задачу, ниже, основываясь на указанных принципах и выделенных неотектонических структурных формах, дается краткое описание геоструктурных зон.

ГЛЫБОВОЕ СТРОЕНИЕ МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Одной из крупнейших геоструктурных областей на территории Советского Союза, составляющей вместе с тем значительную часть Евразиатского материка, являются материковые платформы, характеризующиеся слабым проявлением неотектоники. Они охватывают бóльшую часть зон докембрийской и палеозойской складчатости и в меньшей мере зоны мезозойской складчатости. Материковые платформы отличаются от других геоструктурных областей: а) меньшей скоростью проявления новейших движений и меньшей их амплитудой, б) своеобразным режимом накопления определенных осадочных формаций, относительно небольшой мощности, в) конечными результатами, выражающимися как в формах равнинного рельефа, так и в образовании особых новейших тектонических структур разного порядка и г) различной связью неотектонических структурных форм со структурой подстилающего фундамента.

На территории СССР среди материковых платформ выделяются следующие структуры первого порядка: а) Евразиатская платформа, состоящая из древних Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Скифской, Западно-Сибирской и Туранской плит с разделяющим их Казахским щитом, б) Колымско-Индигирская плита и в) Зейско-Амурская плита. Эти структуры отграничены друг от друга и от смежной геоструктурной зоны разломами или флексурами, выраженными в отложениях осадочного чехла платформы и отражающимися на распределении фаций и мощностей неоген-антропогеновых отложений.

Наиболее четко это можно видеть на примере Сибирской платформы. Ее западной границей является долина р. Енисея, протягивающаяся в субмеридиональном направлении в зоне сопряжения описываемой структуры с Западно-Сибирской плитой. Аэромагнитными работами здесь доказано наличие нескольких структурных ступеней докембрийского фундамента платформы, понижающихся на запад, а также наличие нескольких крупных меридиональных линий дизъюнктивных нарушений, приуроченных к зоне глубинных разломов. В чехле платформы эти глубинные разломы отражаются в крутых флексурных изгибах, прекрасно выраженных в современном рельефе.

Крупные расширения в современной долине р. Енисея, где мощность антропогеновых отложений, по данным бурения, превышает 200 *м*, также обусловлены неотектоническими структурами, живущими в настоящее время, и связанными с зоной глубинных разломов. В нижнем течении р. Енисея коленчатые изгибы речной долины имеют закономерные северо-западные и северо-восточные простирания, что объясняется глыбовой тектоникой складчатого фундамента (П. С. Воронов, 1956 г.; Ю. Н. Кулаков, 1960 г.; И. И. Краснов, 1958 г.).

Не менее характерно северное ограничение Сибирской платформы в сторону Таймырской низменности. В западной части Средне-Сибирское плоскогорье обрывается высоким (до 900 *м*) ступенчатым уступом. Особенно отчетливо он выражен на участке между реками Кумчой и Иконом, где, по геологическим данным, предполагается наличие зоны разломов (В. Н. Сакс, 1957 г.). Восточнее уступ плато становится все более пологим и более низким и в бассейне р. Анабара почти сглаживается. Однако к востоку от р. Оленека и к северу от Оленекского поднятия уступ снова становится отчетливо выраженным. Некоторая извилистость очертаний этого тектонического ограничения древней Сибирской платформы (например, изгиб в бассейне рек Маймечи и Боярки) может быть объяснена влиянием на формирование границ крупных структурных элементов платформы (Ю. Н. Кулаков, 1960 г.). Следует добавить, что границей между Таймырской низменностью и горами Бырранга на большей части ее протяжения служит серия ступенчатых сбросов, падающих в сторону низменности и хорошо выраженных в рельефе. Еще Н. Н. Урванцев (1931$_{1,2}$, 1937) эти прямолинейные границы, вытянутые на сотни километров, объяснял наличием юной системы разломов, образовавшихся в доледниковое четвертичное или неогеновое время, но окончательно сформировавшихся уже после эпохи оледенения, в послеледниковое время.

Характерно и южное обрамление Сибирской платформы. На всем протяжении Восточного Саяна, Байкальского хребта и Витимо-Патомского нагорья прослеживаются отчетливо выраженные в рельефе предгорные впадины, частично приуроченные к кайнозойскому предгорному прогибу, или глубокие структурные депрессии. Граница с областью горообразования выражается в виде крутого флексурного перегиба, местами, по-видимому, сопровождающегося разломами. Наконец, на востоке Сибирская платформа ограничивается коленчато изгибающейся Приленской аллювиальной равниной, тесно связанной с Приверхоянским мезозойским краевым прогибом, который продолжал погружаться и в кайнозое.

Таким образом, важными особенностями очертаний Сибирской платформы являются: прямолинейность ее границ, отдельные отрезки которых достигают многих сотен километров, и резко выраженная угловатость формы (нередко с прямыми углами). Такой тип ограничения структурных элементов первого порядка можно видеть и на других плитах и платформах. Однако есть случаи, когда флексурообразные перегибы в платформенном чехле выражены очень слабо и только угадываются по ряду признаков; в частности, на карте неотектоники СССР (1960) по сгущению изолиний, отражающих суммарную величину деформаций за неоген-антропогеновое время. Одним из примеров такой границы может явиться слабо выраженный, но также прослеживающийся на многие сотни километров прямолинейный перегиб, отделяющий Казахский щит от Западно-Сибирской плиты. Эта граница нечетко выражена и в рельефе, однако соответствует простираниям крупных магнитных и гравитационных аномалий.

На основании вышесказанного можно сделать вывод, что огромная Евразиатская материковая платформа состоит из больших обособленных, разно приподнятых блоков земной коры, испытывавших в неотек-

тонический этап развития разнонаправленные движения. Эти движения и привели к различиям в их гипсометрическом положении и орографическом выражении, к образованию низменностей, равнин, плоскогорий. Каждый такой блок в свою очередь состоит из структурных форм второго и третьего порядков, представляющих собой меньшие по размерам блоки и глыбы, испытывавшие дифференцированные движения, коробления и перемещения в различных направлениях. Изучение строения таких блоков убеждает, что в рельефе и в размещении новейших отложений отражаются не только движения блока в целом, но иногда четко, чаще завуалированно — сами шовные (пограничные) линии блоков.

В пределах материковых платформ, отличающихся равнинным рельефом, новейшие тектонические движения имели дифференцированный характер. Одним участкам были свойственны восходящие движения, другим — относительные прогибания. На участках с преобладанием поднятий хорошо выражены поверхности выравнивания на водоразделах, террасовые уступы в речных долинах, наблюдаются крутые и обрывистые берега долин, порожистые русла, интенсивное эрозионное расчленение и т. п. На опускающихся участках террасовые уступы в речных долинах значительно снижаются или совершенно исчезают; накапливаются мощные толщи новейших отложений. Такие районы характеризуются слабым эрозионным расчленением. Во многих местах отмечается заболачивание, осолонение почв в приморских районах, наличие погребенных торфяников и пр.

Не следует забывать, что характер внешних геологических процессов определяется также климатом. Последний в течение недавнего, неоген-антропогенового времени значительно менялся в связи с тектоническими движениями и изменением конфигурации суши и моря. Изменения климата были обусловлены изменениями водного обмена между теплыми и холодными морями, изменением течений, неизбежным изменением циркуляции атмосферы, ледовитости океана, влажности и степени континентальности климата. Рельеф, климат и тектонические движения — это тесно связанные друг с другом элементы, новейшая история которых и определила современный облик материковых платформ. В одних случаях достаточно очевидно устанавливается связь и прямая зависимость между древними структурными формами фундамента платформы, неотектоническими движениями и современным рельефом, который также в основном обусловлен неотектоникой (Восточно-Европейская платформа, Казахский щит, Сибирская платформа). При слабой обнаженности пород платформенного чехла выявление роли неотектонических движений затруднено, и в этом случае оно основывается главным образом на результатах литолого-фациального, геоморфологического и палеогеографического анализов (Западно-Сибирская плита, Предтаймырский прогиб, Туранская, Колымско-Индигирская плиты и др.).

Накопленный за последние десятилетия фактический материал по неотектонике отражен на карте новейшей тектоники СССР (1960). Ниже отмечаются только самые общие и основные неотектонические черты выделенных крупных частей материковой платформы.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Балтийский щит

Данные по неотектонике восточной части Балтийского щита обобщены в работах Н. И. Николаева (1949); Г. С. Бискэ (1959); М. А. Лавровой (1960) и др. Балтийский щит выделяется как область выходов на поверхность кристаллических пород докембрийского фунда-

мента, на территории которой с давних времен интенсивно проявляется денудация. В антропогене этот район был центром оледенений и представлял собой область ледниковой денудации. Однако интенсивность последней, по всем данным, была незначительной и разной в различных частях Балтийского щита в зависимости от рельефа местности и состава слагающих ее пород. Свидетельством этому является широкое распространение доледниковой коры выветривания (Сидоренко, 1958).

В тектонике Балтийского щита большую роль играют разломы. Представление о дизъюнктивном происхождении основных орографических черт восточной части Балтийского щита было выдвинуто Сёдерхольмом и А. П. Карпинским и развивалось многими авторами (В. М. Тимофеевым, А. А. Полкановым, С. Н. Бубновым, Б. Л. Личковым и др.). Балтийский щит рассматривался ими как блок, ограниченный разломами, по которым произошло опускание прилегающих областей, в свою очередь разбитый разрывными нарушениями. Так, например, Кольский полуостров в целом представляет обширный блок Балтийского щита, ограниченный с трех сторон линиями разломов, и в свою очередь разбит сложной сетью разрывов. В его пределах выявлены три зоны разломов, проявляющих признаки современной тектонической активности (Панасенко, 1957, 1960).

Одна из них проходит вдоль Мурманского берега от полуострова Среднего до устья р. Мезени; вторая — от Кольдозерской низины через грабен Кандалакшского залива к устью р. Северная Двина и третья зона протягивается вдоль главного поперечного разлома Кольского полуострова (Кольский залив — оз. Бол. Имандра — долина р. Нивы). Отмечаемые очаги местных землетрясений приурочены в основном к этим разломам.

С разломами связывается также образование крупных котловин Белого моря, Онежского и Ладожского озер и других более мелких озер Кольского полуострова и Карелии, которые рассматриваются как грабены, а перешейки между ними как горсты. Действительно, во многих случаях твердо установлена обусловленность рельефа указанных крупных водоемов и конфигурации береговой линии молодыми разрывными нарушениями. В Карелии разрывные нарушения подчеркивают линейный характер рельефа. Сеть разломов ограничивает отдельные блоки разных размеров, испытавших относительные вертикальные перемещения. Горстами считаются такие возвышенности, как Тундры Сальные, Туадаш, Чуна, Волчьи, Кандалакшские. Они разделены грабенообразными понижениями (Апухтин, 1958; Г. С. Бискэ, 1959_1, 1959_2 и др.). Тектоническими перемещениями блоков предопределены и многие котловины озер (оз. Медвежье, Шучье и др.) и долины рек (реки Печь, Ура, Лувенга и др.). Большими горстовыми блоками являются горные массивы Хибинских и Ловозерских тундр и др. Их выраженность в рельефе подчеркивается избирательной денудацией.

Большой фактический материал показывает, что Балтийский щит в неотектонический этап испытывал колебания. В доледниковое время вся территория его поднималась, затем поднятие сменилось опусканием. В антропогене отмечаются погружения во время оледенения и поднятия в конце и после него. Наблюдавшееся в последний отрезок геологической истории поднятие (рис. 49), которое слагается также из колебательных движений, еще не компенсировало предшествующего крупного опускания. Для всего щита поднятия рисуются как куполообразное вспучивание земной коры с максимальными скоростями в центральных районах Балтийского щита (северные части Балтийского залива) и минимальными — на периферии (рис. 50). Например, в районе Кандалакшского залива, Топозера, Пьяозера и оз. Куйто скорость современных поднятий достигает 5—6 *мм* в год; в районе оз. Тулос — 4 *мм*; у оз. Гимольского — 2 *мм* и у оз. Суоярви — 1 *мм* в год. Это в итоге

приводит к неравномерному поднятию внутренних водоемов, у которых на одних берегах наблюдаются признаки регрессии, а на других — трансгрессии (Бискэ, 1959[1]; Лаврова, 1960; Верещагин, 1926, 1931 и др.). Отмечается и неодинаковая интенсивность поднятия на единицу времени, и уменьшение его градиента. Так, на Кольском полуострове наиболее интенсивное послеледниковое поднятие происходило в готигляциальное и финигляциальное время (Лаврова, 1960).

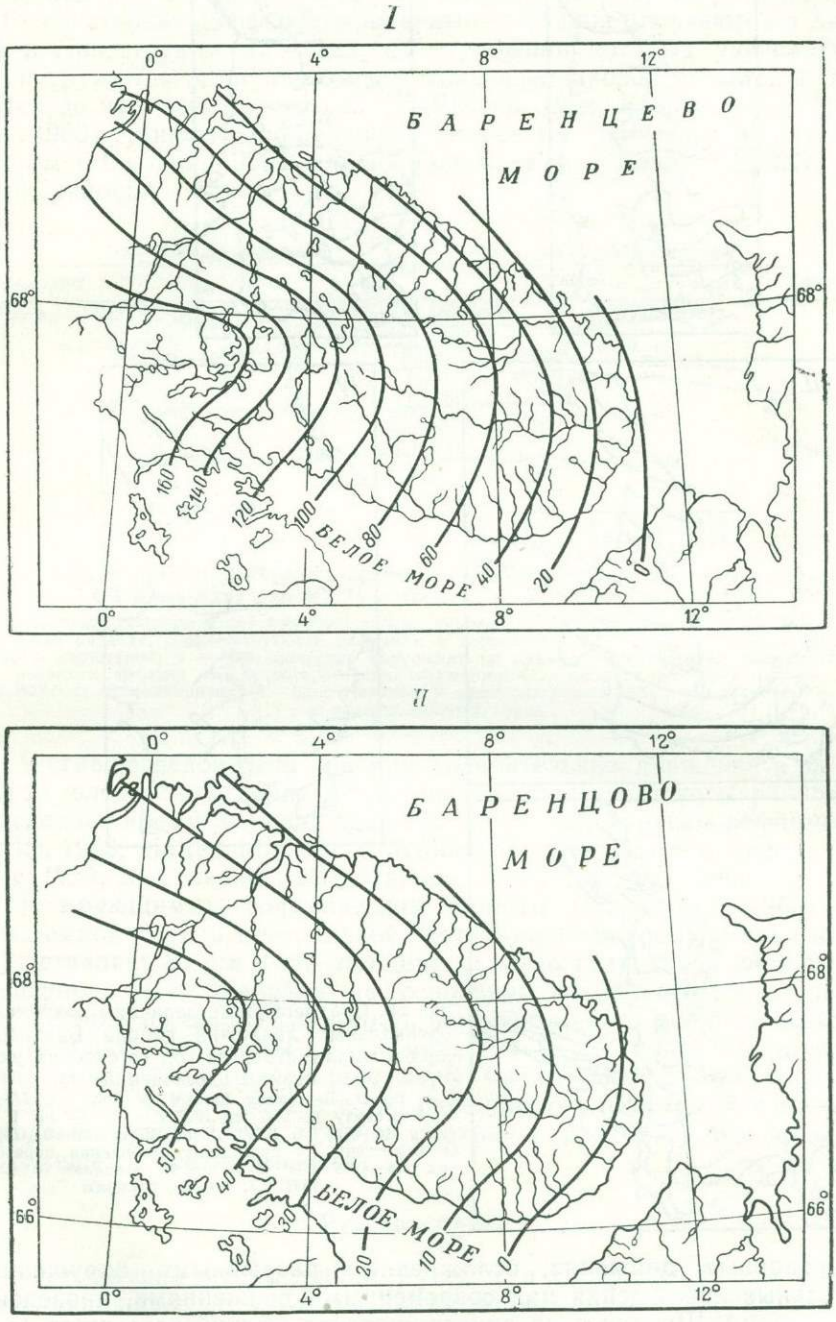


Рис. 49. Изобазы поднятий Кольского полуострова (по М. А. Лавровой, 1960 г.)

I — позднеледникового поднятия (трансгрессия портландия); *II* — послеледниково-го поднятия (трансгрессия Тапес I[1])

Накопленные фактические данные вместе с тем заставляют отказаться от идеи монолитного поднятия Балтийского щита и его отдельных частей — блоков (Кольский полуостров). Выяснено, что на общем фоне закономерного поднятия отдельные участки испытывают диффе-

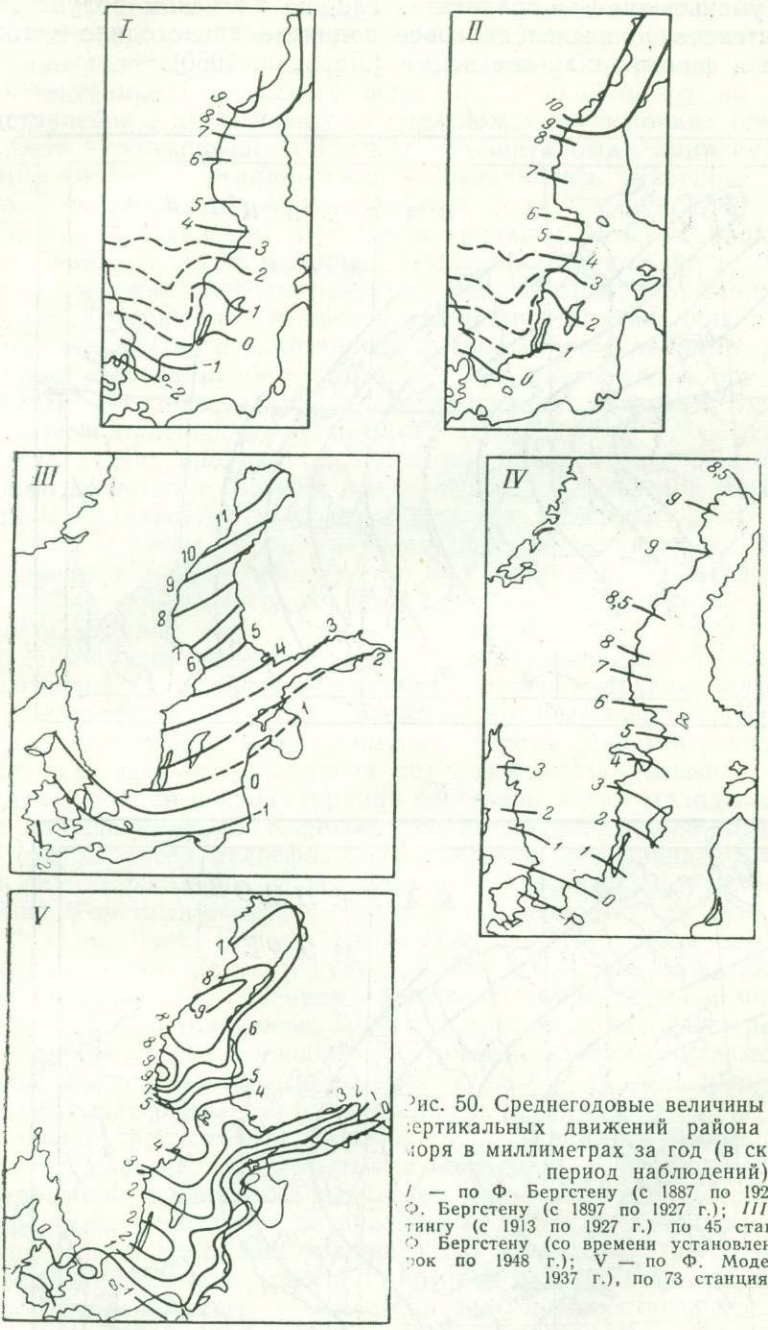


Рис. 50. Среднегодовые величины современных вертикальных движений района Балтийского моря в миллиметрах за год (в скобках указан период наблюдений)

I — по Ф. Бергстену (с 1887 по 1927 г.); *II* — по Ф. Бергстену (с 1897 по 1927 г.); *III* — по Р. Виттингу (с 1913 по 1927 г.) по 45 станциям; *IV*— по Ф. Бергстену (со времени установления первых марок по 1948 г.); V — по Ф. Моделю (с 1904 по 1937 г.), по 73 станциям

ренцированные движения, осложненные разрывными нарушениями. Длительные наблюдения над современными движениями, проведенные в Финляндии, Швеции и на других участках Балтийского щита (в том числе и на территории СССР) показывают, что указанные движения здесь проявляются крайне неравномерно. Отдельные части раздробленных глыб смещаются скачкообразно и часто резко отличаются харак-

тером движения от соседних глыб. Однако эти разрозненные движения через некоторое время в основном компенсируют друг друга, создавая известный эффект общего направленного сводообразного поднятия. Характер этих движений сказывается на морфологическом облике отдельных территорий.

Такие дифференцированные движения отмечены на п-ове Среднем и в юго-западной части п-ова Рыбачьего (Tanner, 1930), на границе о-ва Кильдин и материка и в других районах побережья (Панов, 1939).

Более стойкие дифференцированные движения отмечаются в Хибинском и Ловозерском массивах, по периферии которых располагается зона погружения. Они начались в позднеледниковое время и продолжаются до настоящего времени (Г. Рихтер, 1934; Егоров, 1931; Лаврова, 1960). Дифференцированные движения отмечены для долины р. Лотты (Никонов, 1959); района Горных Кейв (Лаврова, 1960) и для других районов.

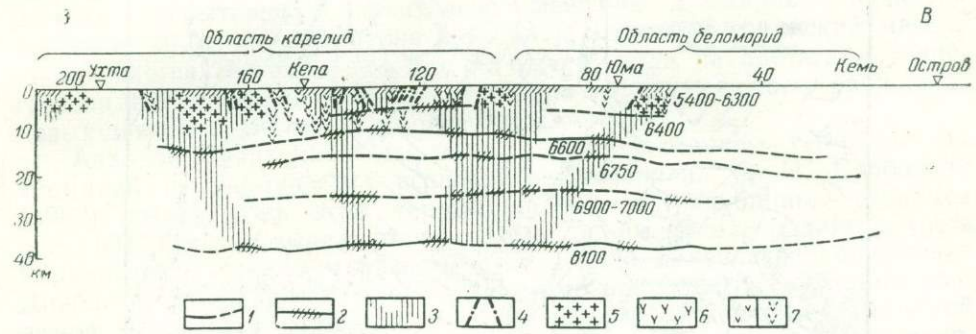


Рис. 51. Предварительный геолого-геофизический разрез, составленный по профилю ГСЗ Кемь-Ухта (по Ю. Н. Грачеву, М. Я. Дехнич и др., 1960)

1 — осредненное положение сейсмических границ раздела и значение скорости (в *м/сек*); *2* — участки границ раздела, соответствующие разрывам в корреляции; *3* — предполагаемые по данным ГСЗ зоны нарушений; *4* — тектонические нарушения по данным геологической съемки; *5* — области развития поздних нижнепротерозойских гранитов; *6* — области развития поздних нижнепротерозойских гранодиоритов; *7* — прослеженные и предполагаемые области развития основных и ультраосновных пород

Многие исследователи причины колебательных движений в районах центров оледенения видят в нарушении изостатического равновесия. В последнее время большое значение придается упругим деформациям (Grnlie, 1940; Holtedahl, 1953 г.; Woldstedt, 1954; А. Басаликас и В. Гуделис, 1959; В. Гуделис, 1960; Марков, 1960; Николаев, 1960.

По имеющимся геофизическим данным (Панасенко, 1960) мощность земной коры в центральной части Кольского полуострова в среднем составляет 51 *км* (при толщине условно гранитного слоя 20 *км*). В северной части Карелии на основании глубинного сейсмического зондирования выявлена слоистость земной коры по упругим свойствам (рис. 51): четкие границы на глубинах 10—15 *км* (поверхность условно базальтового слоя) и подошва коры на глубине 34—38 *км*. Менее достоверные границы отмечены на глубинах около 5, 16—20 и 24—26 *км*, природа которых неясна (Грачев, Дехнич и др., 1960). Значение этих данных еще требует объяснений.

Русская плита *

В отношении неотектоники Русская и Скифская плиты изучены хотя и неравномерно, но более детально, чем любая другая платформенная область на территории СССР. Им посвящено огромное коли-

* Рассматривается в границах, определяемых контурами Русской плиты и Скифской плиты.

чество работ, сводка которых дается в работах Г. Ф. Мирчинка (1933, 1936$_{1,2}$). Б. Л. Личкова (1927, 1934, 1944 и др.), К. И. Геренчука (1958, 1960 и др.), Ю. А. Мещерякова (1953$_{1,2}$, 1958, 1960 и др.), Н. И. Николаева (1947$_{5,6}$, 1948$_2$, 1949, 1950$_1$, 1952$_2$, 1955, 1961$_6$ и др.); обобщение по отдельным районам территории можно найти в работах М. М. Жукова (1945), В. Г. Бондарчука, П. К. Замория и И. Л. Соколовского (1959, 1961), П. К. Замория (1950 г.), А. П. Рождественского (1960), в книге «Современные тектонические движения» (1958) и многих др.

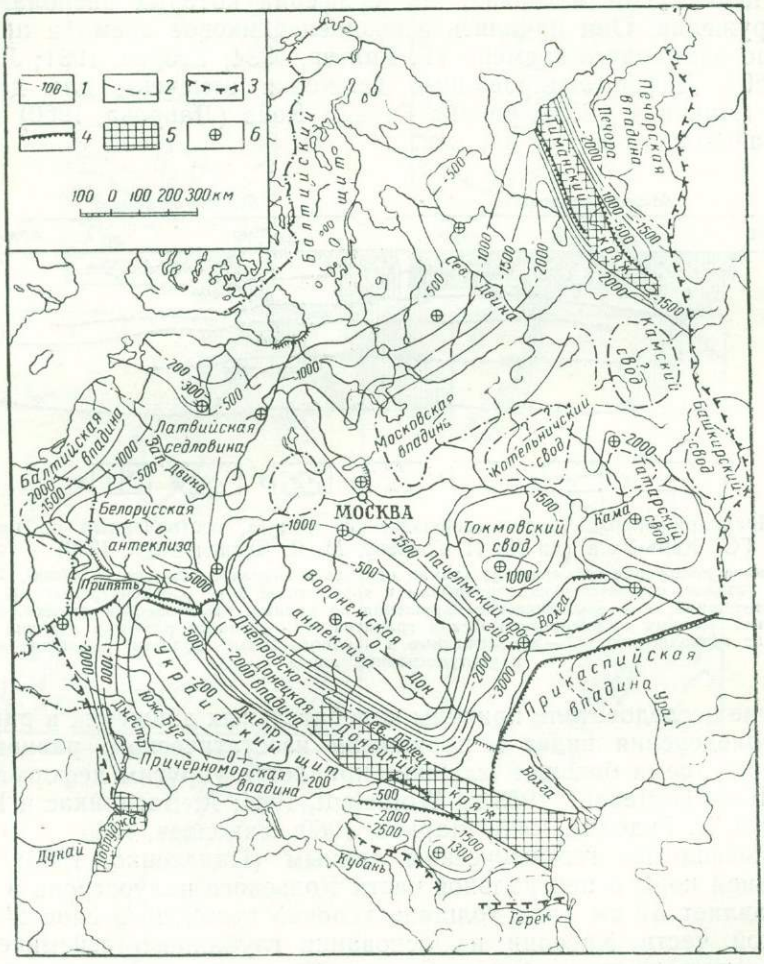


Рис. 52. Рельеф складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы

1 — изогипсы глубины залегания поверхности фундамента; *2* — изогипсы поверхности фундамента по геофизическим данным; *3* — граница краевых прогибов; *4* — разломы фундамента; *5* — палеозойские складчатые кряжи; *6* — некоторые опорные скважины

Все упомянутые авторы указывают на неравномерность проявления новейших тектонических движений на Русской плите, позволяющих в пределах этой обширной территории выделить отдельные неотектонические формы, история которых различна. В целом можно говорить, что движения здесь проявлялись слабо, были слабо дифференцированными, обладали небольшим градиентом и в большей степени связаны со структурными формами фундамента. Схема рельефа последнего приводится на рис. 52.

Складчатый фундамент Русской плиты (в указанном понимании) неоднородный по своему составу и возрасту, выходит на поверхность в пределах Украинского массива, для которого характерно преобладание поднятий, охвативших и прилегающие участки Подолии. Движения в пределах этого массива были слабо дифференцированными и особенно интенсивными после регрессии среднесарматского моря, когда поднятия достигали 200—300 *м*. Наибольшие поднятия приурочены к западной, прилегающей к массиву части платформы, которая в неотектонической структуре представляет собой обращенную Волыно-Подольскую синеклизу, здесь они превышают 300 *м* и на отдельных участках достигают 470 *м*. Для этой части платформы может быть отмечена инверсия неотектонических движений. В раннем и среднем неогене эта территория испытала опускания и была покрыта морем, на границе миоцена и плиоцена опускания сменились поднятиями. На востоке по долине Днепра, отделяясь Ореховской впадиной, испытавшей значительно меньшие суммарные поднятия (порядка 50 *м*) и прогибание в нижнем неогене, Украинский массив заканчивается Приазовским блоком, куда не достигали трансгрессии неогеновых морей и где суммарно амплитуда неоген-антропогеновых движений составляла более 200 *м*.

Анализ гравитационного поля с использованием геомагнитных аномалий и сейсмических исследований позволил С. И. Субботину (1960) выявить на этой территории систему глубинных разломов (рис. 53). Хорошо выявляются разломы, окаймляющие поднятую часть Украинского массива и разлом, отделяющий складчатое сооружение Донбасса от Приазовского блока. Помимо продольных глубинных разломов, выявлены и поперечные, намечающие собой контуры Ореховской впадины, и поперечный разлом к востоку от г. Ровно, имеющий меридиональное направление и отделяющий Украинский массив от более приподнятой обращенной Волыно-Подольской синеклизы. Преобладающими субмеридиональным и северо-западным простираниями разломов определяется конфигурация и неотектонических структурных форм.

Рассматривая неотектонику Русской плиты в целом, можно выделить крупные относительно поднимающиеся и опускающиеся участки. Северная ее половина, представляя обращенную Московскую синеклизу, испытывала в неоген-антропогеновое время относительно меньшие суммарные поднятия, в деталях неравномерные, амплитуда их в среднем равна 50 *м* и только на периферии этой структурной формы достигает 100 *м* и более.

Южная половина Русской плиты рисуется в виде широтно вытянутого неравномерного поднятия с суммарной амплитудой движений до 200—300 *м* и более. С севера оно ограничено обращенной Московской синеклизой, а с юга Украинской синеклизой с суммарными поднятиями в среднем порядка 50 *м*, а также относительно прогибающейся полосой к северу от Донбасса и Северных Ергеней, с амплитудой суммарных поднятий 50—100 *м*.

Само поднятие как бы разделяется на три части, представляющие неотектонические структуры. На нем можно выделить Орловско-Павловскую антеклизу, в пределах которой отмечается два закономерно выраженных направления простираний, — соответствующие Воронежской антеклизе. Одно — северо-западное с суммарными неоген-антропогеновыми поднятиями более 200 *м*, другое — почти перпендикулярное ему, субмеридиональное направление с поднятиями более 250 *м*. К востоку от описанной антеклизы, отделяясь от нее сложно очерченной, с преобладанием тех же простираний наложенной Окско-Донской впадиной, располагается второе поднятие — обращенная Приволжская синеклиза, вытянутая в субмеридиональном направлении и суживающаяся к югу. Эта обра-

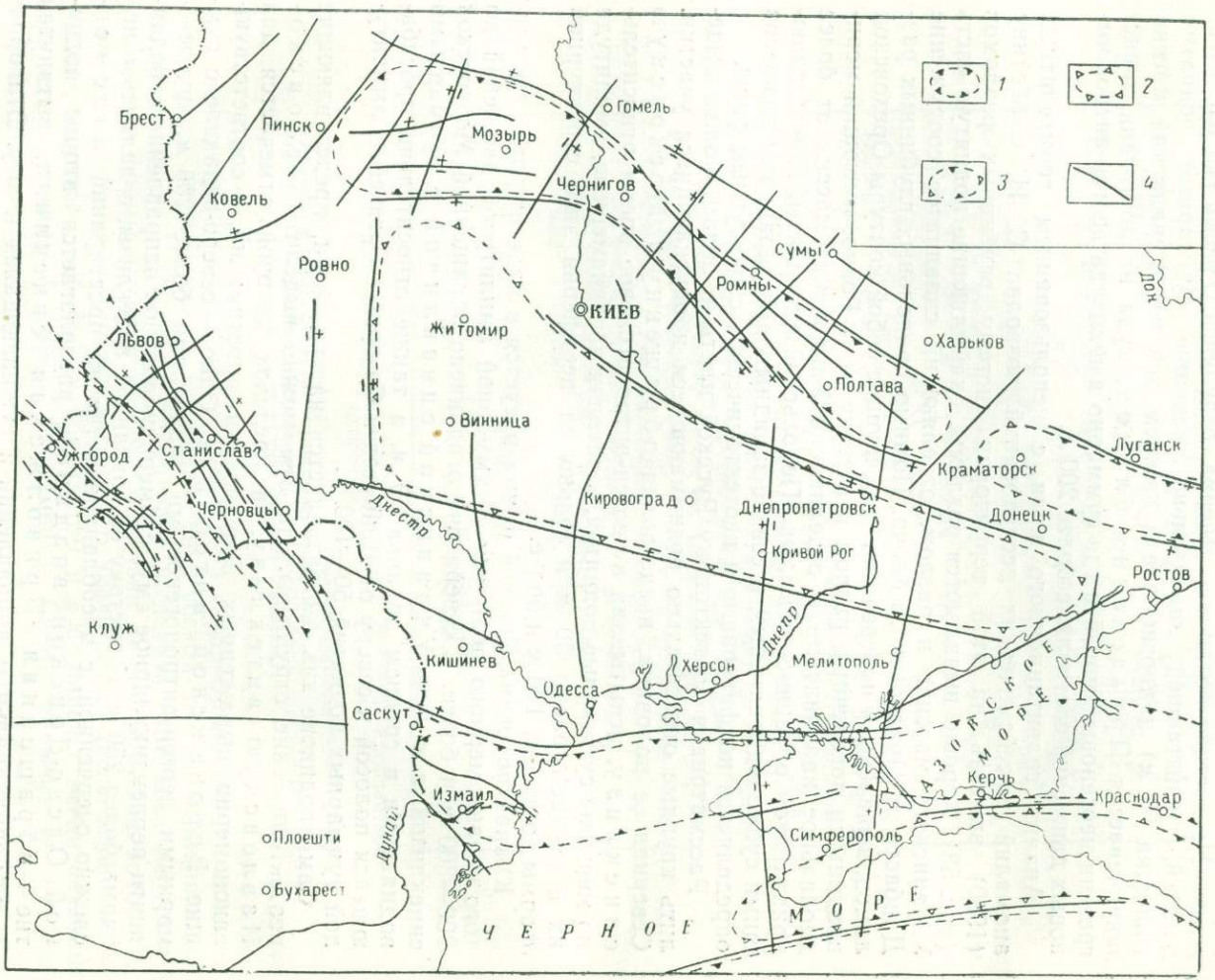


Рис. 53. Схема размещения основных зон сжатия и расширения подкорового вещества и сети глубинных разломов на территории Украинской ССР (по С. И. Субботину, 1960)

1 — области устойчивого сжатия; *2* — области устойчивого расширения на разных глубинах и в различные периоды (буквы — места указанных проявлений); 4 — направления основных глубинных разломов (крестик — поднимающийся, минус — опускающийся блок)

щенная синеклиза имеет сложную структуру и распадается на ряд частных неотектонических структур третьего порядка, образующих различно ориентированные валы с флексурными изгибами и куполовидные складки, местами разбитые сбросами. В их ориентировке преобладают субмеридиональные, субширотные, северо-западные и северо-восточные направления, что соответствует столь же различно ориентированным магнитным и гравитационным аномалиям, указывающим на значительную раздробленность складчатого фундамента плиты.

Отделяясь от Приволжской синеклизы субмеридионально вытянутыми Мелекесской и Спасской впадинами, которые разделены поднятием Самарской луки (более 350 *м*) и в которых опускание суммарно составляет менее 50 *м*, располагается третья неотектоническая структурная форма — Волго-Уральская антеклиза, соответствующая в несколько иной конфигурации восточной части одноименной более древней антеклизы. Для этого участка характерна еще большая раздробленность складчатого фундамента, которая отражается в образовании структур третьего порядка, имеющих разную ориентировку и разный суммарный размах движений. Основные более древние структурные элементы, как Предуральский краевой прогиб, Татарский и Башкирский своды, разделяющая их Камско-Бельская седловина и другие структуры, хорошо отражаются в плане неотектонических движений. Областям положительных тектонических структур отвечают преобладающие положительные неотектонические движения, выражающиеся в рельефе в виде возвышенностей. Отрицательным структурным элементам — соответствуют менее интенсивные положительные движения и понижения современного рельефа, к которым приурочены речные долины. За неоген-антропогеновое время отдельные структуры испытали суммарные поднятия в области положительных тектонических движений до 300—350 *м*, тогда как в области относительно прогибающейся только 100 *м*. Эти движения не были равномерными, так как вся территория испытывала инверсионные движения. Например Рязано-Охлебинский вал в послеакчагыльское время поднялся на 180—190 *м* (Рождественский, 1960).

По данным повторного нивелирования в различных частях всей рассмотренной области устанавливаются довольно высокие градиенты скоростей современных тектонических движений (для Курска +3,6 *мм/год*); для Волго-Уральской антеклизы наибольшие скорости движений зафиксированы в зонах крупных положительных тектонических структур.

К западу от Орловско-Павловской антеклизы располагается сложно построенная Белорусская антеклиза. В отношении проявления неотектонических движений она значительно дифференцирована. На ней могут быть отмечены участки с поднятиями более 100 *м*, местами более 200 *м* и относительно прогибающиеся участки, такие, как Ильменская и Минская впадины, имеющие северо-северо-восточное направление и отражающие разломы в складчатом фундаменте.

На севере Белорусская антеклиза примыкает к Балтийскому щиту и имеет относительно маломощный платформенный чехол. Блоковая структура щита сказалась и в строении Белорусской антеклизы, в пределах которой в палеозойских отложениях Прибалтики хорошо выявляются флексуры с опущенными южными крыльями, имеющие преимущественно субширотные направления (В. К. Гуделис, М. И. Ковалевский, Е. Н. Спрингис, К. К. Орвику и др.). Помимо этого, отмечаются некоторые неотектонические структуры, тесно связанные с выступами кристаллического фундамента и выраженные в рельефе (Локновская, Плявинская и др.). Установили их М. И. Ковалевский, Е. Н. Спрингис и С. С. Шульц, опровергнув тем самым существовав-

шую точку зрения, что на северо-западе Русской плиты в неотектонический этап развития тектонические движения не отражались в рельефе, и последний целиком был обусловлен деятельностью экзогенных процессов (Мещеряков, 1953; Марков, 1955 и др.). Унаследованное развитие наиболее хорошо выражено в местах, где фундамент относительно приподнят и мощность платформенного чехла сравнительно небольшая.

В южной своей части Белорусская антеклиза отделяется от Украинского массива хорошо выраженной Припятской впадиной, целиком соответствующей Припятскому прогибу в структуре кристаллического основания. В неотектонической структуре она представлена чередующимися широтно ориентированными узкими полосами относительно поднимающихся (до 50 *м*) и прогибающихся участков (ниже уровня моря). По геофизическим данным впадина от смежных структур в кристаллическом основании отделяется широтными глубинными разломами. Кроме этого, отмечаются и поперечные глубинные разломы, позволяющие рассматривать Припятскую впадину как сложный грабенообразный блок, испытывающий относительные прогибания, отражающиеся и в ландшафтных особенностях этой территории (обширные заболоченные низменности). К востоку от Белорусской антеклизы располагается обширная Польско-Литовская синеклиза, которая на территорию СССР заходит только частично, образуя Балтийскую и Брестскую впадины. В низовьях р. Немана, в пределах Балтийской впадины суммарные опускания неоген-антропогенового времени достигли 100 *м* ниже уровня моря и более.

На восточном продолжении Припятской впадины располагается так называемая Черниговская структура, с которой связана положительная аномалия силы тяжести (Лебедев, 1958). Предполагают, что она представляет собой горст, выраженный в кристаллическом фундаменте и в рельефе современной поверхности вследствие проявления неотектонических движений. Можно думать, что он образовался за счет глубоких разломов земной коры двух направлений широтного и северо-западного, в месте пересечения которых произошло внедрение основных пород.

Территория, располагающаяся к югу от Украинского массива, представляет область Причерноморской впадины, находящейся на окраине Русской плиты. В миоцене эта территория была областью опусканий и трансгрессий неогеновых морей. Ось максимального прогиба с глубинами минус 300 *м* и глубже совпадает с осью современного прогиба, проходящего через Сиваши. Другой фокус прогибания (глубже минус 500 *м*) может быть отмечен к северу от г. Измаила (Преддобруджинский прогиб).

В пределах северного Крыма выделяется Тарханкутское поднятие, где суммарные отрицательные движения в плиоцене сменились на положительные и образовались локальные неотектонические брахиантиклинальные поднятия. Между Тарханкутским поднятием и западной частью Крымских гор располагается Альминская впадина

К востоку глубина прогибания краевой части Скифской плиты между Азовским и Каспийским морями увеличивается до 800—1000 *м*. Эта полоса погружений Ставропольским поднятием разделяется на две части: западную — Ейско-Сальскую и восточную — Прикумскую впадины. Соединение их происходит по Манычскому прогибу, унаследованно отражающему глубинный разлом в складчатом основании, хорошо выявляющийся магнитометрическими и гравиметрическими исследованиями. В пределах этого прогиба новейшие погружения достигают минус 300 *м* и глубже.

Ставропольское поднятие представляет блок изометричной формы,

испытавший за неоген-антропогеновое время неравномерные поднятия от 100 *м* на севере до 500—600 *м* на юге. Со всех сторон эта структура ограничена крутыми склонами, местами флексурами. Характерны различно ориентированные магнитные аномалии и широкое развитие локальных структур (Якушева, 1960). Все это указывает на значительную раздробленность фундамента и дифференцированные движения, унаследованные неотектоническими структурами. Обособление Ставропольского поднятия было предопределено большой регионального значения зоной глубинного разлома (Шатский, 1948), пересекающей как область горообразования, где он фиксируется проявлениями новейшего магматизма (внедрение малых интрузий гранитоидов), так и материковую платформу. Жизнь этого разлома в неотектонический этап хорошо доказывается материалами неотектоники, распространением новейших отложений и данными геоморфологии. Разлом фундамента, отразившийся в образовании флексуры северо-северо-восточного простирания, на севере переходит в Ергенинскую и еще севернее в Волгоградскую флексуры. Здесь он отражается также в образовании системы «Поволжских» сбросов, хорошо проявляющихся в долине р. Волги выше г. Волгограда и имеющих субмеридиональное простирание. Следует добавить, что часть сбросов ориентирована под углом к основному направлению флексуры и имеет северо-северо-западное и северо-западное простирания, образуя грабены (рис. 54).

Такое изменение направления отражает, возможно, другое унаследованное направление в виде разлома фундамента северо-западного простирания, которому соответствует зона новейших прогибаний, подчеркнутых положением Окско-Донской впадины, наследуемой плиоценовой «Ергень-рекой». Интересно отметить, что этому же (северо-западному) направлению на юго-востоке соответствует направление нижнего отрезка долины р. Волги от г. Волгограда до г. Астрахани с максимальными в неоген-антропогене прогибаниями, доходящими до — 500—600 *м*.

К западу от Ставропольского поднятия также можно предположить наличие разлома фундамента. Он намечается по характерному сближению изобаз (см. Карту неотектоники СССР, 1960) и их изгибу, прослеживаемому на протяжении всей погружающейся на юг Скифской плиты. На севере он выявляется в пределах Донбасса, где широтные направления неотектонических поднятий меняются на юго-восточные.

Обособленно выглядит новейшее Донецкое поднятие (кряж), имеющее восток-юго-восточное простирание и испытывающее дифференцированные движения. Максимальное поднятие проявляется в центральной его части и достигает величины более 300 *м*. К периферии оно значительно уменьшается. От Орловско-Павловской антеклизы (см. выше) Донецкое поднятие отделяется полосой относительно слабых поднятий. Эта полоса соответствует палеозойскому «остаточному прогибу платформенной области» (по А. Я. Дубинскому, 1956), который другими авторами рассматривается как палеозойский Преддонецкий «передовой или краевой прогиб» (И. Ю. Лапкин и др.). По этой же зоне проходит главный надвиг, отделяющий складчатый Донбасс от остаточного прогиба с севера, рассматриваемый как следствие развития крупного поднятия кристаллического основания, которое унаследуется и в неотектонический этап. Донецкое поднятие на восток переходит в Доно-Каспийский вал (Ю. А. Судариков), имеющий после небольшого изгиба также субширотное простирание, представляющий единое поднятие, прослеживающееся от низовий Дона вдоль Сало-Манычской гряды в область Прикаспийской низменности. Вал осложнен рядом локальных поднятий куполовидного и брахиантиклинального типов (Пантелеев, 1947; Судариков, 1958; Родзянко, 1957; Эвентов и Проничева, 1956; Якушева, 1960 и др.), величина воздымания со среднего миоцена суммарно оценивается в 300—500 *м* и более. С севера

Доно-Каспийский вал в пределах Ергеней ограничивается Зимовниковско-Яшкульским прогибом (Якушева, 1960), на продолжении которого в придельтовой части Волги намечается Астраханский прогиб (или Бахтемирский, по М. П. Казакову и др., 1958).

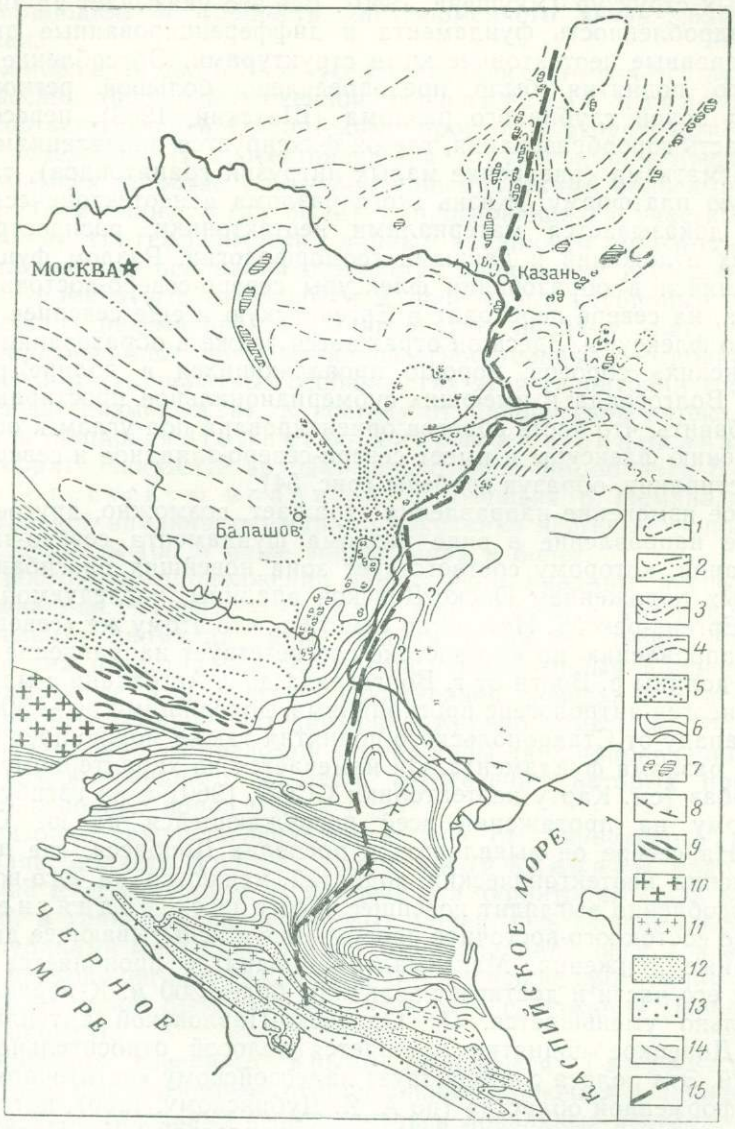


Рис. 54. Структурная тектоническая карта юго-востока Восточно-Европейской платформы (по Н. С. Шатскому, 1948, с добавлениями)

Стратоизогипсы *1* — по кровле докембрийского фундамента; *2* — по верейскому ярусу карбона, *3* — по кровле спириферового подъяруса верхней перми; *4* — по подошве верхней юры, *5* — по основанию сантона, *6* — по основанию палеогена; *7* — платформенные складки; *8* — флексуры; *9* — складки открытой части Донбасса; *10* — докембрий Украинского массива, *11* — область распространения палеозоя и докембрия Большого Кавказа, *13* — верхняя юра и мел Большого Кавказа; *14* — простирания палеозойских структур Большого Кавказа; *15* — предполагаемое направление сквозного глубинного разлома, отражающегося в неотектонике

Эта зона соответствует продолжению «главного надвига» Донбасса и хорошо выявляется данными геофизики. Магнитные аномалии намечают глубинные разломы, ограничивающие Доно-Каспийский вал и протягивающиеся разветвляясь к Мугоджарам и к Мангышлаку. Они вызваны, как полагают, остаточным намагничиванием пород основной

магмы, подымавшейся из глубинных зон по разломам. Разломы фундамента находят отражение в неотектонике, обусловливая разную степень интенсивности движений и линейность их распространения, в соответствии с простиранием древних структурных линий.

Выражение локальных положительных структур в рельефе в пределах описываемого района оказывается разным. По данным А. Ф. Якушевой (1960), в областях воздымания они представляют собой участки наиболее интенсивных поднятий, а в областях опусканий в большинстве случаев являются относительными поднятиями, возникшими в результате отставания от общего темпа прогибания.

В пределах юго-восточной части Русской плиты хорошо очерчивается наложенная Прикаспийская синеклиза. Почти со всех сторон она ограничена флексурами и разломами, имеет угловатые очертания. С запада ее обрамляют Ергенинская и Волгоградская флексуры, с севера — флексуры общего Сырта и Токаревская. Местами они осложнены молодыми разломами, живущими и в антропогене. С юга синеклиза ограничивается крупным глубинным разломом. Флексурные перегибы намечаются и в восточной части синеклизы (Проничева, 1960, 1961). В целом она характеризуется направленными прерывистыми погружениями в течение всего неоген-антропогенового времени. Это прогибание привело к накоплению мощных толщ неоген-антропогеновых отложений, характеризующихся ритмичным чередованием морских и континентальных фаций (М. М. Жуков, М. В. Карандеева, П. В. Федоров, Н. И. Николаев), что указывает на колебательный характер движений, сложно сочетающихся с колебаниями уровня Каспия.

По характеру неотектонического прогибания рассматриваемая впадина соответствует не всей более древней Прикаспийской синеклизе, а только ее западной половине, где в современном рельефе ей отвечает низменность с абсолютными отметками в пределах от +50 до —25 *м*. Восточная часть древней синеклизы (Предуральское плато с абсолютными отметками от +50 до +300 *м*) испытывала поднятия и в настоящее время представляет собой обращенную часть Прикаспийской синеклизы.

Разницу в направленности движений иллюстрирует положение сарматских отложений: в восточной части Прикаспийской низменности их подошва находится на отметке 0 *м*; еще восточнее — на отметке +200 *м*. Чехол плиоцен-антропогеновых отложений в пределах прогнутой части низменности достигает 700 *м*; в восточной части они отсутствуют.

Для внутренней структуры наложенной Прикаспийской синеклизы характерно (рис. 55 и 56): 1) наличие большого количества соляных куполов, выявленных геоморфологическими и геофизическими методами; 2) ориентированные в северо-западном направлении зоны относительных поднятий и прогибаний, в связи с которыми закономерно распределяются солянокупольные структуры (Мещеряков, 1953, Герасимов, 1951 и др.); 3) отражение в рельефе почти плоской низменности основных элементов структуры глубоко опущенного фундамента (более 12 *км*), выраженных в ориентировке речных долин, распределении мощностей неоген-антропогеновых отложений.

Обращает на себя внимание относительно приподнятый участок в виде вала, разделяющего Прикаспийскую синеклизу на две части: северную Камыш-Самарскую и южную Ахтубинскую впадины. Вал вытянут в северо-западном направлении и фиксируется на поверхности выходами более древних пород, связанных с крупными соляными куполами. В свое время это было подмечено А. П. Карпинским. Мы этот вал называем Богдо-Чапчачинским. Он располагается на продолжении Воронежской антеклизы и намечает собой глубокий разлом в складчатом фундаменте.

К сказанному выше следует добавить, что при сопоставлении структуры фундамента с проявлениями неотектоники в пределах правого берега Волги выявляется зависимость (унаследованность) последних от структуры Пачелмского прогиба. Морфологически это выражает-

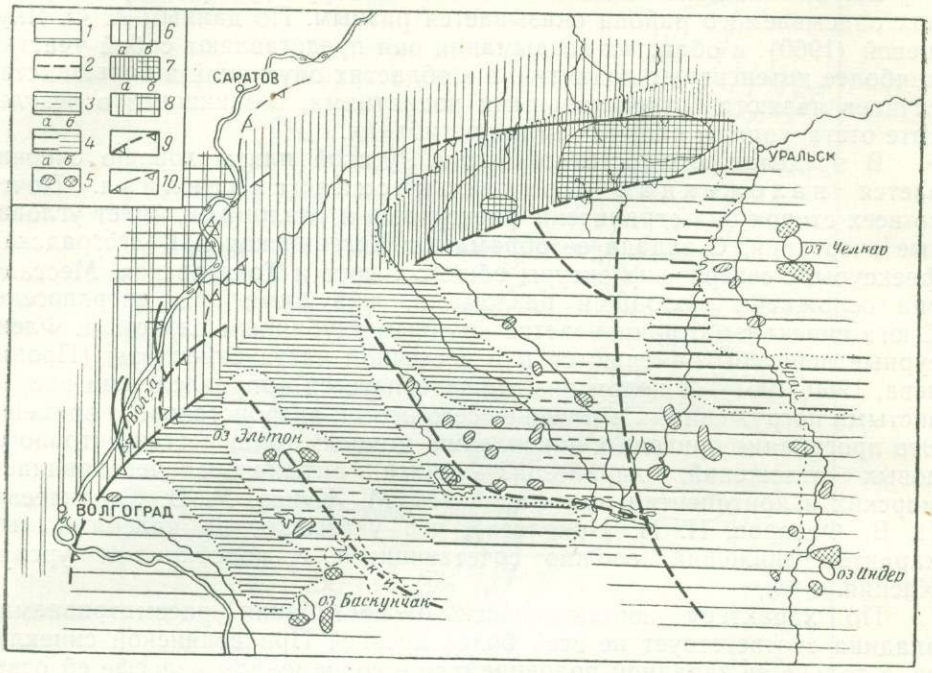


Рис. 55. Схема новейшей тектоники Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья (по Ю. А. Мещерякову)

Область новейшего опускания (Прикаспийская низменность): *1* — новейшие прогибы, *2* — оси прогибов, имеющих линейную ориентировку; *3* — участки, вовлеченные в опускание в четвертичное время; *4* — новейшие поднятия (валы). *а* — не выраженные или слабо выраженные в рельефе; *б* — выраженные в рельефе; *5* — наиболее активные, выраженные в рельефе соляно-купольные поднятия: *а* — сложенные с поверхности четвертичными отложениями, *б* — с выходами мезозойских и палеозойских пород; *6* — области относительно замедленного опускания северо-западной части Прикаспийской низменности и Нижнего Заволжья. Области новейшего поднятия: *7* — возвышенность Общий Сырт: *а* — участки, сложенные третичными отложениями, *б* — участки с выходами мезозойских и палеозойских пород; *8* — Приволжская возвышенность: *а* — территория, сложенная третичными и мезозойскими отложениями, *б* — территория с покровом ергенинских отложений. Сбросы и структурные уступы, установленные и предполагаемые (волжские сбросы, по Н. С. Шатскому, с некоторыми дополнениями; региональный сброс в Заволжье, по И. И. Кожевникову); *9* — сбросы, активные и в миоцене, и в хазарское время; *10* — сбросы, сохранявшие относительную стабильность в хазарское время

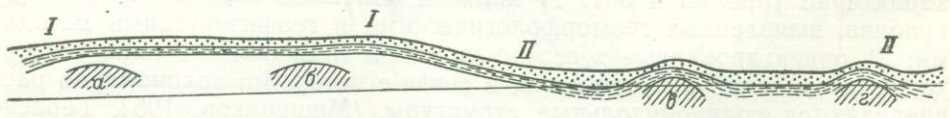


Рис. 56. Схема соотношения между морфоструктурами второго и третьего порядков в пределах Северного Прикаспия (по Ю. А. Мещерякову).

Морфоструктуры второго порядка: *I—I* — валообразные поднятия; *II—II* — крупная впадина. Морфоструктуры третьего порядка (соляные купола); *а, б* — не выраженные в рельефе, не активные, *в, г* — выраженные в рельефе, активные

ся в конфигурации долины р. Волги, дающей в этом месте крупную излучину на запад, в изгибе водораздельных возвышенностей, сохранивших поверхности выравнивания и образующих «Саратовский амфитеатр». Это подчеркивается также выраженным в рельефе Керенско-Чембарским валом, для которого характерно более интенсивное поднятие в неоген-антропогеновое время и ориентировка которого совпадает с направлением Пачелмского прогиба. В этой же

части отмечаются локальные мелкие брахиантиклинали, испытывающие слабые поднятия. Обращает на себя внимание изгиб у сходящихся флексур: Волгоградской и Токаревской (Общего Сырта), образующих также обращенный на северо-запад угол. С этим же направлением совпадают: 1) преобладающие направления низовий рек Бол. и Мал. Узеней и др.; 2) максимальное прогибание в неоген-антропогене; 3) ориентировка слабо выраженных валообразных поднятий; 4) расположение активных солянокупольных структур в виде полос, отчасти выраженных в рельефе; 5) наконец форма изобаз на карте новейшей тектоники. Все это позволяет говорить, что, несмотря на мощный осадочный чехол, структура фундамента как бы просвечивает, отражаясь в рельефе, особенностях неотектоники и гидрографической сети.

Наконец, в пределах крайней северо-восточной части Русской плиты может быть выделено Тиманское поднятие (кряж), характеризующееся кулисообразным расположением вытянутых в северо-западном направлении частных поднятий. В наиболее приподнятой части высота его достигает 250 *м* и более. Цепочка поднятий прослеживается до Канина Носа на полуострове Канин и до Красновишерска на Урале. В пределах Камско-Вычегодского водораздела новейшие движения сказываются и в настоящее время, где они хорошо фиксируются трансгрессирующими грядово-мочажинными болотами (Краснов, 1941).

Между Тиманским поднятием и Северным Уралом располагается Печорская синеклиза, отличающаяся крайне неравномерным дифференцированным прогибанием (в северной части ниже уровня моря и в южной ~ 50 *м*)

При сравнении неотектонической и гипсометрической карт Европейской территории СССР с существующими тектоническими картами, отражающими структуру донеогеновых пород, выявляется большая унаследованность и зависимость неотектонического плана развития от предшествующих эпох тектогенеза. Можно прийти к выводу, что и современный рельеф, претерпевший длительную и сложную историю, является в большинстве случаев унаследованным и зависимым от характера древней структуры и проявлений неотектонических движений.

Сибирская платформа

Изученность Сибирской платформы в отношении новейшей тектоники неравномерна. За последние годы был собран обширный материал, который обобщен в работах Н. А. Флоренсова (1948, 1959), Н. И. Соколова (1957$_{1,2}$), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961 и др.), Г. Ф. Лунгерсгаузена совместно с Б. Н. Леоновым (1959 г.), С. С. Воскресенского (1959 г.), М. Т. Кирюшиной, Я. И. Полькина, В. Н. Соколова и С. А. Стрелкова (1961), И. П. Атласова (1960 г.), И. И. Краснова (1958 г.), Н. И. Николаева (1949, 1955) и В.А. Обручева (1922, 1936, 1948, 1951) и др. Используя указанные данные, ниже дается краткая характеристика основных неотектонических форм, развитых в пределах Сибирской платформы.

На большей части рассматриваемой территории или полностью, или частично в разрезах отсутствуют не только неогеновые, но и нижнечетвертичные отложения. Это объясняется региональным проявлением процессов денудации, что указывает на преобладающий размыв платформы, обусловленный неотектоническими поднятиями. Локальная сохранность неогеновых и нижних горизонтов антропогеновых отложений указывает на дифференцированные неотектонические движения. Бóльшая часть территории Сибирской платформы в неотектонический этап представляет собой область денудации. Процессы аккумуляции сосредоточиваются только в немногих областях длительного прогибания (рис. 57).

В пределах севера Сибирской платформы выделяется Анабарский массив, приуроченный к области выхода на поверхность пород кристаллического фундамента платформы и соответствующий ядру древней Анабарской синеклизы (по Т. Н. Спижарскому, 1958 г.). В неотектонический этап развития этот участок представляет собой сводово-блоковое, унаследованное от мезозоя поднятие с суммарной амплитудой более 500 *м*. Свод расколот крупными разломами северо-западного простирания и более мелкими разломами северо-восточного простирания. Активно развиваясь, отдельные блоки испытывают разную скорость движения. При этом в юго-восточной части массива выделяется

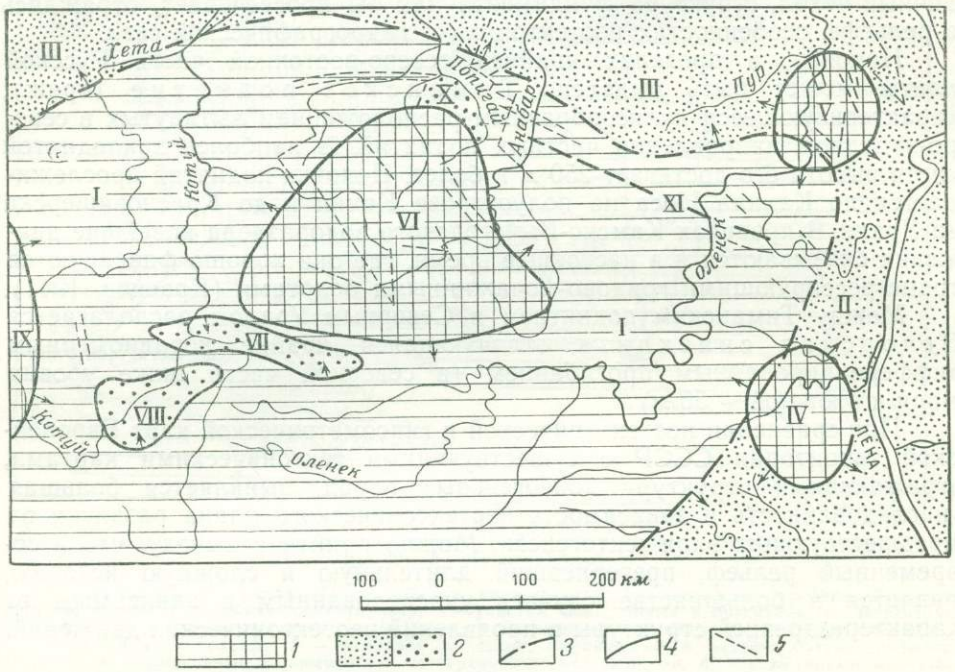


Рис. 57. Схема структуры северо-восточной части Сибирской платформы в мезо-кайнозое (по И. П. Атласову, 1960 г.)

Положительные структурные элементы платформы: *1* — юрского структурного подъяруса; *2* — мезо-кайнозойского структурного подъяруса. Отрицательные структурные элементы платформы: *3* — контуры крупных элементов юрского структурного подъяруса; *4* — контуры крупных элементов мезо-кайнозойского структурного подъяруса; *5* — разрывные нарушения.

I — анабарская антеклиза; *II* — Ленский мезозойский прогиб; *III* — Лено-Хатангский мезозойский прогиб; *IV* — Мунское сводовое поднятие; *V* — Оленекское сводовое поднятие; *VI* — Анабарское сводовое поднятие; *VII* — Аганылийская внутриплатформенная впадина; *VIII* — Муруктинская внутриплатформенная впадина; *IX* — Путоранское сводовое поднятие; *X* — Попигайский сложный грабен; *XI* — осевая линия Лено-Попигайского вала

обособленный блок (верховье Мал. Куонамки) с суммарными неотектоническими поднятиями более 400 *м*.

В северо-восточной части Анабарского массива, на его крыле выделяется небольшой Попигайский грабен, имеющий тоже северо-западное простирание, со всех сторон ограниченный разломами, с относительными суммарными неоген-антропогеновыми опусканиями до 100 *м* и глубже. Грабен выполнен мезо-кайнозойскими агломератовыми туфами и туфолавами. С востока и запада котловина Попигайского грабена отчетливо ограничена уступами; на юге она сливается с верхней частью долины р. Попигая, а на севере переходит в широкий «коридор», по которому р. Попигай течет к Таймырской низменности. Поверхность дна котловины возвышается над уровнем моря на 50—70 *м*.

Было высказано предположение (М. Т. Кирюшина, 1952 г.), что Попигайский грабен, возникновение которого относится к концу пер-

ми — началу триаса, т. е. к моменту излияния траппов, представляет «вулкано-тектоническую депрессию типа огромной кальдеры», образовавшейся в результате взрыва. Позже эта точка зрения изменилась и Попигайскую вулкано-тектоническую депрессию стали рассматривать, как результат обрушения молодого сводового поднятия, существовавшего здесь на границе неогенового и антропогенового времени, когда и в соседних районах энергично проявлялась глыбовая тектоника.

В восточной части древней Анабарской антеклизы (см. рис. 57) располагается Оленекское блоковое поднятие, составляющее северо-восточную часть платформы. Оно состоит из пяти отдельных изометричной формы плоских блоков, с суммарными поднятиями до 300 *м*, местами осложненных разломами северо-западного простирания. Крайний северо-западный блок, наследующий мезозойское поднятие, являлся в неоген-антропогеновое время наиболее активным с суммарными неотектоническими поднятиями более 400 *м*. Впадины, разделяющие отдельные блоки, иногда замкнуты и имеют относительно меньший размах движений (менее 100 *м*).

К югу от Анабарского массива располагается обширная Вилюйско-Мархокская антеклиза, представляющая унаследованное поднятие, возникшее еще в юре. В рельефе ему соответствуют Вилюйские горы, состоящие из цепи столовых возвышенностей, достигающих 915—921 *м* абсолютной высоты, вытянутых в почти широтном (запад-северо-западном) направлении. Плоские вершины являются останцами силлов, сложенных долеритами. В рельефе часто проявляются многочисленные дайки долеритов в виде высоких гряд самой различной протяженности и разных направлений. Суммарная амплитуда новейших поднятий 400—500 *м* и ориентированы они в северо-западном направлении.

Между Анабарским массивом и Вилюйско-Мархокской антеклизой в среднеантропогеновое время возникло Силигорское сводовое поднятие, тесно связанное с Вилюйской антеклизой и имеющее северо-восточное простирание. К востоку от него располагается небольшое Мунское поднятие, наследующее мезозойскую структуру овальной формы, ориентированное в северо-восточном направлении.

В северо-западной части Сибирской платформы находится крупная неотектоническая структура — обращенная Путоранско-Тунгусская синеклиза. Она возникла еще в юре на северной окраине пермо-триасовой Тунгусской синеклизы и охватывает наиболее возвышенную часть северной половины платформы. Мезо-кайнозойские тектонические движения, создавшие эту структуру, имея сводовый характер, вызвали образование радиально-лучистой и концентрической систем трещин с центром схождения их на междуречье Котуя, Хеты и Курейки. По данным П. С. Воронова (1954 г.), в центральной части Путоранского сводового поднятия на последней стадии его развития по этим трещинам произошло оседание масс в виде грабенов, что соответственно вызвало некоторое относительное понижение рельефа. Отдельные блоки (горсты) являются относительно приподнятыми.

Начало формирования Путоранского сводового поднятия некоторые исследователи относят к середине мелового периода (Я. И. Полькин, 1955 г.; И. П. Атласов, 1960 г.). С начала позднего мела и до настоящего времени эта структура испытывает почти непрерывное поднятие. Это подтверждается интенсивным врезанием гидрографической сети и характерным распределением рек в пределах Путоранского плато (рис. 58), имеющего максимальные высотные отметки для всей описываемой части Сибирской платформы (1700 *м* и более). Оценка величины неоген-антропогеновых поднятий вызывает большие споры, так как истинное значение его установить трудно из-за отсутствия молодых

отложений и однородности разреза лавовой свиты, неодинаковой мощности ее на площади и большого количества разрывных нарушений. Вероятная амплитуда сводового поднятия с учетом эрозионного среза и прочих поправок оценивается в 1400—2000 *м*. Считают, что к концу плиоцена, благодаря устойчивости слагающих пород, сохранилось плоскогорье с абсолютными высотами в 400—700 *м*. Суммарная амплитуда неотектонических движений в его сводовой части доходит до 1100 *м*; к крыльям она снижается до 200—250 *м* (Кирюшина, Полькин и др., 1961). Обращенная Путоранско-Тунгусская синеклиза вытянута в северо-западном направлении, при этом интенсивность поднятий ее очень неравномерна. Она максимальна в крайней северо-западной части и к юго-востоку постепенно снижается.

Между описанной структурой, Анабарским массивом и Вилюйско-Мархокской антеклизой располагаются крупные впадины Муруктинская и Аганылийская, выполненные верхнемеловыми, третичными и антропогеновыми отложениями.

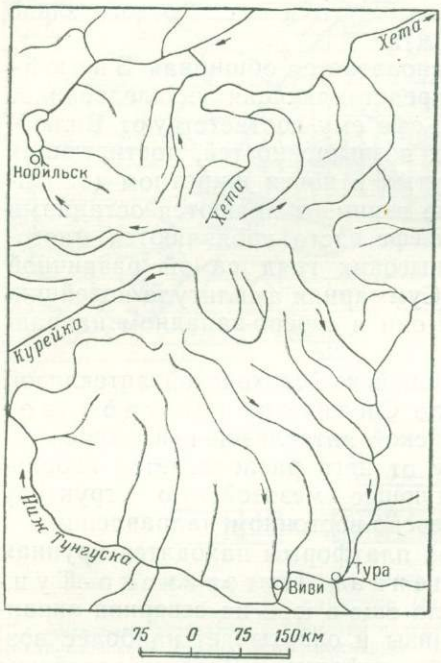


Рис. 58. Расположение рек в пределах Путоранского сводового поднятия

. Обе они представляют однообразные аккумулятивные равнины, местами слабо холмистые озерные низменности. Абсолютная высота равнин колеблется от 120 до 250 *м*.

Аганылийская впадина располагается на юго-западном погружении Анабарского массива. Впадина изучена М. Т. Кирюшиной (1952 г.), Ф. И. Ивановым (1952 г.) и Я. И. Полькиным (1955 г.). Последний рассматривает ее как мелкий тектонический прогиб, ориентированный в широтном направлении. Амплитуда неоген-антропогенового прогиба была незначительной, что подтверждается и малой мощностью отложений. Со времени максимального оледенения эта впадина испытывает поднятие, вследствие чего накопление более молодых антропогеновых отложений прекратилось.

Муруктинская впадина располагается по соседству с предыдущей в бассейне р. Котуя. Это большой прогиб, ориентированный в северо-восточном направлении. Наличие рыхлых отложений большой мощности, относимых к первому межледниковью и зырянскому оледенению, служит доказательством того, что начавшееся в конце мезозоя прогибание Муруктинской впадины продолжалось в антропогене и закончилось в конце зырянского оледенения (Н. А. Борисова, 1952 г.; В. И. Савицкий и Р. Ф. Соболевский, 1952 г.; Я. И. Полькин, 1955 г.; И. П. Атласов, 1960 г.).

В зоне перехода от Анабарского массива к обращенной Путоранской синеклизе располагаются унаследованные от мезозоя Гулинское и Бор-Юряхское, а также верхнеантропогеновое Эссейское поднятие с амплитудами 100—500 *м*.

В крайней западной части Сибирской платформы между продолжением обращенной Путоранской синеклизы и Енисейским кряжем может быть выделен обращенный Приенисейский прогиб. В нео-

ген-антропогеновое время он представлял область преимущественного поднятия, суммарно достигающего 350 *м*. Эта структура ориентирована в северо-западном направлении.

Крупным структурным элементом платформы является унаследованная Вилюйская синеклиза, представляющая большую Привилюйскую аллювиальную равнину. Она образовалась на месте наиболее интенсивно прогибавшейся центральной части кайнозойской Вилюйской синеклизы. К востоку от Вилюйска аллювиальная равнина достигает 100 *км* ширины и еще восточнее сливается с унаследованным Приленским прогибом. Последний связан с Приверхоянским мезозойским краевым прогибом, центральная часть которого в кайнозое испытывала относительные погружения.

В пределах правобережья р. Лены, между устьем р. Алдана и р. Вилюем располагается ряд локальных структур в виде брахискладок. Они созданы движениями среднеантропогенового времени, отчетливо выражены в современном рельефе (Лунгерсгаузен, 1961) и морфологически представлены одиночными горами и короткими хребтами. От Верхоянских гор эти структурные формы отделены плоской нижнеантропогеновой равниной и антецедентно прорезаются древними долинами правых притоков р. Лены.

Ряд орографически выраженных впадин, расположенных в пределах Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба в виде расширенных участков речных долин (реки Бол. и Мал. Батуобуй, Вилючана и др.) связываются с молодыми отрицательными структурами (Краснов, 1958). В устьевой части р. Алдана хорошо выделяется Усть-Алданский прогиб, выполненный неогеновыми и антропогеновыми отложениями, суммарные погружения которого ниже уровня моря за неотектонический этап составляют 200 *м*.

К югу от Усть-Алданского прогиба, граничащего с областью горообразования, располагается Алданская антеклиза, на юге переходящая в Алданский массив. Надо сказать, что южную границу этого неотектонического элемента провести очень трудно и в настоящее время, вследствие недостаточной изученности она может быть намечена только приблизительно. С севера на юг интенсивность суммарных неотектонических движений постепенно увеличивается, достигая 500 *м* и более. Отдельные участки, испытывая дифференцированные движения были приподняты до 1000—1500 *м* (Алданский массив). В северной части антеклизы на границе с Вилюйской синеклизой располагается район Кемпендяйских соляно-купольных структур, испытавших локальные неоген-антропогеновые поднятия.

Юго-западную часть Сибирской платформы составляет обширный Ангаро-Ленский обращенный передовой прогиб. В современном рельефе он представляет высоко приподнятое плато, густо изрезанное долинами рек. Ближе к окраине плато, в области распространения траппов, наблюдаются узкие антиклинальные поднятия, выраженные в рельефе в виде невысоких гряд (Литвинцевская гряда и др.). Вдоль края Байкальской горной области, на расстояние более тысячи километров протягивается глубокая структурная Предбайкальская депрессия шириной до 100 *км* (с абсолютными отметками дна 700—850 *м*), к которой приурочена долина р. Киренги. Эта депрессия ограничена на востоке Прибайкальскими горами, а на западе крутым уступом Лено-Ангарского плато. Для этой депрессии характерен грядовый рельеф; гряды соответствуют узким омоложенным антиклиналям с относительной высотой 100—200 *м*. В понижениях между грядами резко возрастает мощность рыхлых неоген-антропогеновых отложений.

У подножия Восточного Саяна, в пределах края Сибирской платформы выделяются Иркутско-Черемховская и западнее Кан-

ско-Рыбинско-Усольская впадины. Обе они представляют равнинные пространства с неглубоко врезанными речными долинами, образующими в пределах впадин «внутренние дельты» (С. С. Воскресенский, 1959_2), и пологоволнистыми междуречными плато (рис. 59). Отложения антропогена в них достигают значительной мощности до 50—100 *м* и представлены аллювиальными и озерными отложениями. Границы распространения впадин близко совпадают с границами сплошного распространения юрских отложений. Впадины образовались в результате слабых унаследованных опусканий.

Наконец, в нижнем течении р. Ангары необходимо отметить Нижне-Ангарский вал, на всем протяжении прорезанный р. Ангарой. Ширина вала — 10—20 *км*, простирание широтное. Он выражен в рельефе и представляет яркий пример проявления новейших дифференцированных движений. На западе Нижне-Ангарский вал примыкает к Енисейскому кряжу.

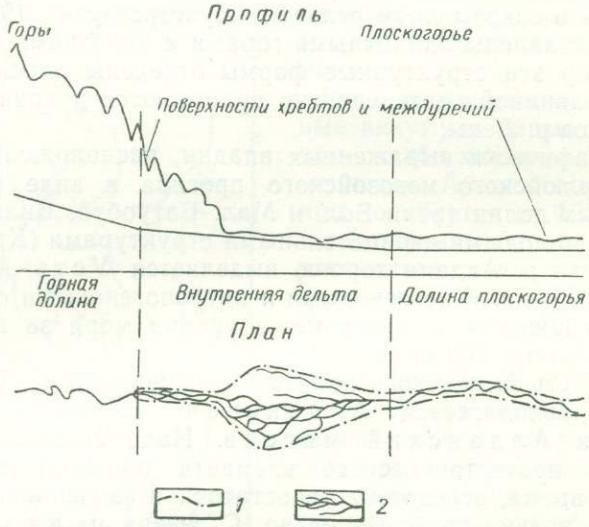


Рис. 59. Схема звеньев речной сети на участке выхода горной реки на плоскогорье (по С. С. Воскресенскому 1959)

1 — граница внутренней дельты; *2* — русло

Важной чертой Средне-Сибирского плоскогорья является четко выраженная зависимость его рельефа от особенностей геологического строения и отчетливая тенденция к формированию структурных и структурно-денудационных форм рельефа. Характерна также ярко выраженная ярусность рельефа (рис. 60). Древнейшая поверхность, сильно нарушенная неотектоническими движениями, поднимается до 1000 *м* и более. Она заложилась в конце юры — начале мела и сохранилась главным образом в виде останцов. Подавляющую часть междуречных пространств составляет средняя поверхность выравнивания, сформировавшаяся в конце мела — палеогена. Длительность формирования равнин обусловила сложное их строение, структурность рельефа. На расположение долин повлияли разрывы. Считают, что план современной гидрографической сети обусловлен кайнозойской трещинной тектоникой. Она выражается в строго ориентированной трещиноватости, которая выявляется в процессе эрозионного расчленения плато и к которой приспосабливаются все, даже мелкие притоки (рис. 61). В различных участках преобладает разное направление трещиноватости. Так, в районе Иркутско-Черемховской впадины все мелкие притоки ориентированы параллельно простиранию Восточного Саяна. В пределах Анабарского массива и Оленекского поднятия преобладает ориен-

тировка мелких притоков, параллельная дугообразно изогнутому Приверхоянскому краевому прогибу. К западу от г. Якутска и на Лено-Амчинском междуречье преобладает ориентировка, параллельная дугообразно изогнутому фронту Верхоянского хребта (Краснов, 1958, Воскресенский, $1959_{1,2}$, Чарушин, 1960) и т. д. Возраст трещиноватости определяется как посленижнемеловой и связана она с пологими изгибами фундамента. Надо думать, что в ее образовании и развитии немалую роль играли неотектонические движения.

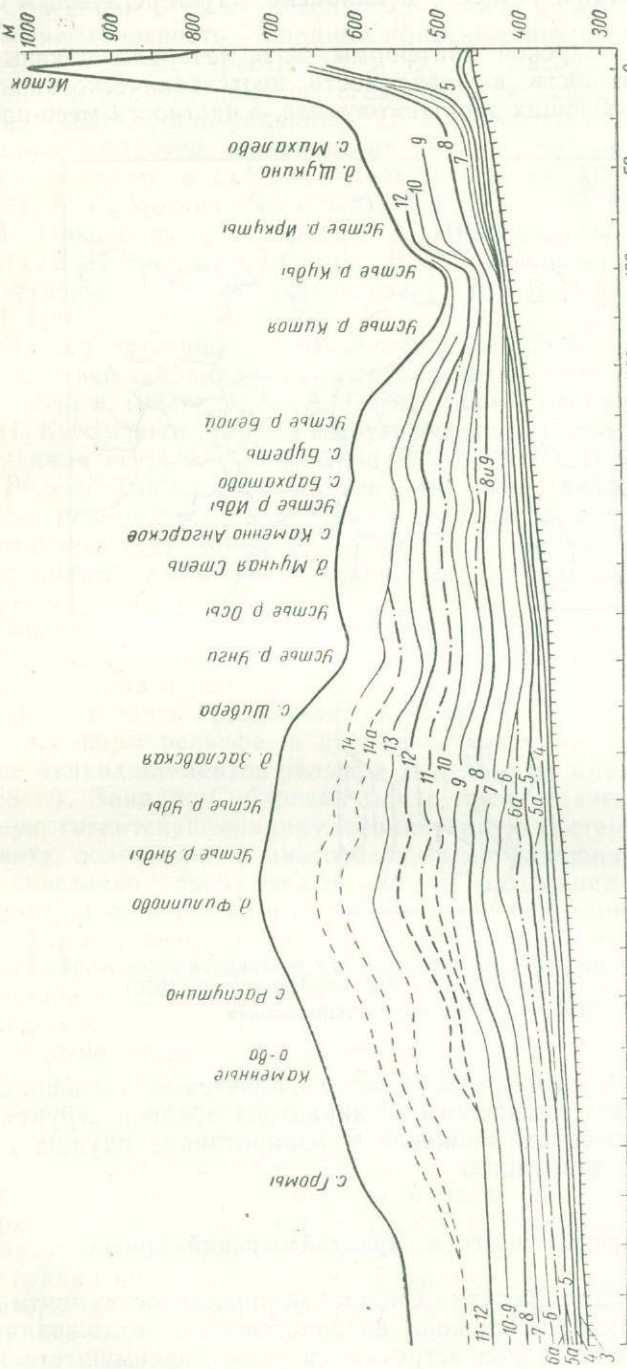


Рис. 60. Сводный продольный профиль поверхностей террас долины верхнего течения р. Ангары от истока до устья Оки. Соотношение горизонтального и вертикального масштаба 1 : 400 (по Н. И. Соколову, 1957).

1 — урез Ангары; *2* — основная поверхность выравнивания; *3* — террасы, развитые по всей долине; *4* — террасы, развитые по всей долине за исключением депрессий; *5* — локальные террасы. На графике нанесены только плейстоценовые (*3—8*) и плиоценовые (*9—14*) террасы

Нижняя поверхность выравнивания располагается на высоте от 100—120 до 180—260 *м* относительно уровня современных рек. Она повсеместно следует очертаниям крупных речных долин. Эта равнина была заложена в неогене, точнее — в плиоцене (Лунгерсгаузен и Леонов, 1959 г.).

И в пределах Сибирской платформы весь материал показывает большую унаследованность и зависимость неотектонического плана развития от предшествующих эпох тектогенеза, в частности мезо-кайно-

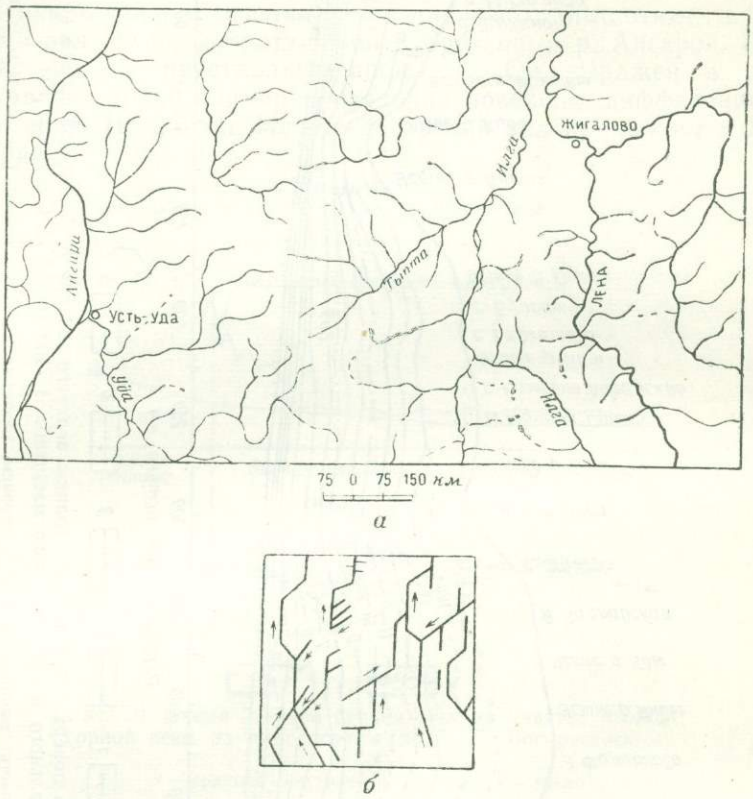


Рис. 61. Характер гидрографической сети между р. Ангарой и р. Леной на широте с. Усть-Уды и с. Жигалово (по Чарушину, 1960)
а — гидрографическая сеть; *б* — схема трещиноватости

зойского. Современный рельеф платформы является в большинстве случаев унаследованным, зависящим от характера древней структуры, проявлений неотектонических движений и избирательно идущих процессов выветривания и денудации.

Западно-Сибирская плита и Предтаймырский прогиб

Обширная территория Западно-Сибирской низменности почти на всей площади с поверхности сложена антропогеновыми отложениями. Обнажения более древних пород встречаются редко, преимущественно по ее окраинам. Абсолютная высота поверхности плиты колеблется от 50 до 200 *м* и на окраинах до 300—350 *м*. В рельефе преобладают плоские, сильно заболоченные долины, местами увалистые водоразделы. Изученность всей территории в отношении неотектоники неравномерная. Это обстоятельство и закрытость низменной равнины, не позволяющая однозначно решить вопрос о структуре мезо-кайнозойского

чехла и фундамента, привели к различному толкованию фактов по неотектонике и к разным взглядам на современную структуру и генезис рельефа описываемой территории.

Освещение этих вопросов можно найти в сводных работах: «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности» (1958 г., под редакцией Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова), «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности» (1958 г., под редакцией Н. Н. Ростовцева), «Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности» (1956 г., под редакцией М. К. Коровина), а также в статьях И. И. Краснова (1958), Л. А. Рагозина (1953), А. И. Москвитина (1952), С. Г. Боча и И. И. Краснова (1952 г.), В. А. Николаева (1949 г.), В. А. Николаева и А. Я. Проводникова (1961), В. Н. Сакса (1937 и др.), Б. А. Петрушевского (1954), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1955), В. Г. Лебедева (1959), В. А. Обручева (1931, 1936), Н. И. Николаева (1949) и др.

Непосредственно примыкающая к Западно-Сибирской низменности и тесно с ней связанная, Таймырская низменность изучалась В. Н. Саксом (1945 и 1953 гг.), С. А. Стрелковым (1949 г.), П. С. Вороновым, Ю. Н. Кулаковым (1960 г.) и другими; сводка результатов исследования была дана Н. И. Николаевым (1949 г.) и Ю. Н. Кулаковым (1960 г.).

Рельеф Таймырской низменности представляет собой полого-холмистую равнину с абсолютными высотами до 200—250 *м* с отдельными возвышенностями севернее Хатангского залива до 300—450 *м*, представляющими молодые неогеновые и антропогеновые горстовые поднятия.

Большинство авторов сходится на том, что в настоящее время можно считать установленным наличие связи между строением фундамента, чехла и рельефом Западно-Сибирской и Таймырской низменностей. Эта связь проявляется в отдельных случаях в отношении лишь крупных форм рельефа, в других случаях она устанавливается и для более мелких элементов рельефа. В целом, по мнению Н. Н. Ростовцева (1958 г.), Западно-Сибирская плита представляет несколько асимметричную гигантскую впадину, ограниченную системами разломов в фундаменте, осложненном многочисленными дизъюнктивными дислокациями, частично захватывающими и отложения мезо-кайнозойского покрова, и складчатыми формами. При выделении крупных структурных форм многие авторы избегают применять термины антеклиза и синеклиза «ввиду их резкого различия между собой по занимаемой площади» (Ростовцев, 1958) и заменяют их терминами поднятия, валы и впадины.

Многие исследователи (Ростовцев, 1958 г.; Дербиков, 1958; Лунгерсгаузен, 1955; Лебедев, 1959; Рагозин, 1953; Краснов, 1958 и др.) обращают внимание на своеобразие плана гидрографической сети (рис. 62). Многие реки делают изгибы и резкие повороты, часто согласованные друг с другом. Закономерна ориентировка и конфигурация водораздельных возвышенностей и разделяющих их впадин. В общем гидрографическом плане низменности выявляются два главных направления: северо-западное и северо-восточное. Отмечают, что и конфигурация границ низменности в основном подчинена тем же северо-восточным и северо-западным направлениям и в редком случае субмеридиональному. Все эти направления являются характерными для палеозойских структур фундамента.

Наиболее убедительные доказательства указанной связи даются для окраинных частей низменности, но в последнее время они отмечаются и для ее центральных частей. Так, в приуральской части низменности наблюдается северо-северо-восточное простирание складчатых комплексов фундамента, которое наследуется р. Тоболом. Это направление продолжает р. Иртыш ниже устья р. Тобола. Ниже г. Са-

лехарда р. Обь круто заворачивает на восток и в том же направлении изменяется простирание складок в фундаменте. Направление Обской губы также следует направлению складок фундамента. Направление течения р. Иртыша от Омска до Павлодара и выше хорошо совпадает с простиранием дислокаций фундамента. Простирание увалов и долин Барабинской и Кулундинской степей очень хорошо совпадает с простиранием структур мезо-кайнозойского покрова и с простиранием дислокаций складчатого фундамента. В Чулымо-Енисейском районе, р. Чулым в своем направлении подчиняется направлению складчатых комплексов фундамента, меняя свое направление с изменением простираний дислокаций фундамента. Отмечают связь не только общего направления р. Енисея, но и его отдельных излучин с разломами северо-западного и северо-восточного направлений (П. С. Воронов, 1956 г.). Такая ориентированная зависимая гидрографическая сеть образовалась под влиянием неотектонических движений, ожививших структуры фундамента и создавших горные сооружения, обрамляющие низменность.

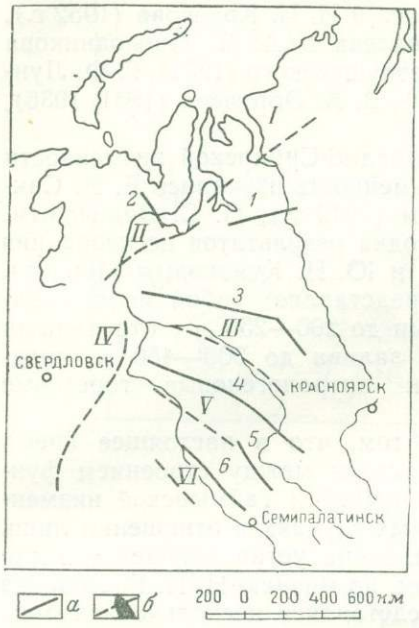


Рис. 62. Схематическая карта современной структуры Западно-Сибирской низменности
(по В. А. Николаеву)

а — Валы: Игарский (I), Аксарский (2), Кондинский (3), Салаирский (4), Приобский (5); Прииртышский (6); *б* — Впадины: Хатынская (I), Куповат-Казымская (II), Средне-Обская (III), Средне-Тургайская (IV), Средне-Иртышская (V), Приказахстанская (VI)

Аналогичная зависимость устанавливается и в рельефе дна Карского моря, элементы которого отражают структуры фундамента, выявляющиеся осями магнитных аномалий. Для тех и других характерны северо-западные и северо-восточные направления, местами перекрещивающиеся. Как отмечает И. В. Дербиков (1958 г.), этот структурный мотив корреспондирует с крупным тектоническим и географическим планом всей заполярной части низменности и соответствующих частей Ледовитого океана. Некоторые авторы, например Г. Ф. Лунгерсгаузен (1955) и др., склонны почти все незначительные неровности рельефа в пределах северо-запада Западно-Сибирской низменности объяснять разломами и неравномерными глыбовыми движениями домезозойского фундамента, оказавшими влияние на образование пологих структур в мезо-кайнозойском осадочном чехле (рис. 63). Все перечисленное и огромное количество других фактов свидетельствуют о заложении гидрографической сети по окраинам низменности, где мощность осадочного покрова относительно мала, под влиянием неотектонических движений и унаследованном ее развитии от древних структурных форм. В центральных частях низменности прямой связи между структурами мезо-кайнозойского чехла и рельефом часто не наблюдается. Установленные крупные пологие волнообразные неотектонические структуры оказываются лежащими на разновозрастных структурах фундамента. Установлено также широкое развитие в мезокайнозойском покрове пологих структур, затухающих с глубиной. Такие структуры, отражаясь в рельефе низменности, маскируют глубинное строение (Н. Н. Ростовцев, 1958 г.). Кроме того, отмечаются случаи

инверсии тектонических движений, когда некоторые локальные структурные поднятия складчатого фундамента постепенно затухают в мезозойских отложениях, а в толще третичных и антропогеновых пород наблюдаются локальные погружения. Наконец установлено окончание роста локальных унаследованных структур в разных районах и в различное время и смещение центров максимального накопления осадков (Н. Н. Ростовцев, 1958 г.). Все это указывает на сложные связи рельефа, неотектонических структур и древних структурных форм и обязывает дифференцированно подходить к оценкам этих связей.

Оценка всего материала тем не менее позволяет многим авторам (В. А. Николаев и Л. Я. Проводников, 1961; Б. С. Шацкий в кн. «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности, 1958; С. Г. Боч и И. И. Краснов, 1950 г. и др.; Л. А. Рагозин, 1953; Г. Ф. Лунгерсгаузен, 1955; В. А. Зубаков, 1957 г.; В. Г. Лебедев, 1959 и др.) прийти к выводу, что в большинстве случаев основные водоразделы бассейнов рек Енисея и Оби, Оби и Иртыша приурочены к областям молодых тектонических поднятий. В пределах молодых тектонических впадин широко развиты террасовые равнины и обширные зоны морских водно-ледниковых, ледниковых и озерно-аллювиальных равнин; на юге к ним приурочены бессточные озерные бассейны.

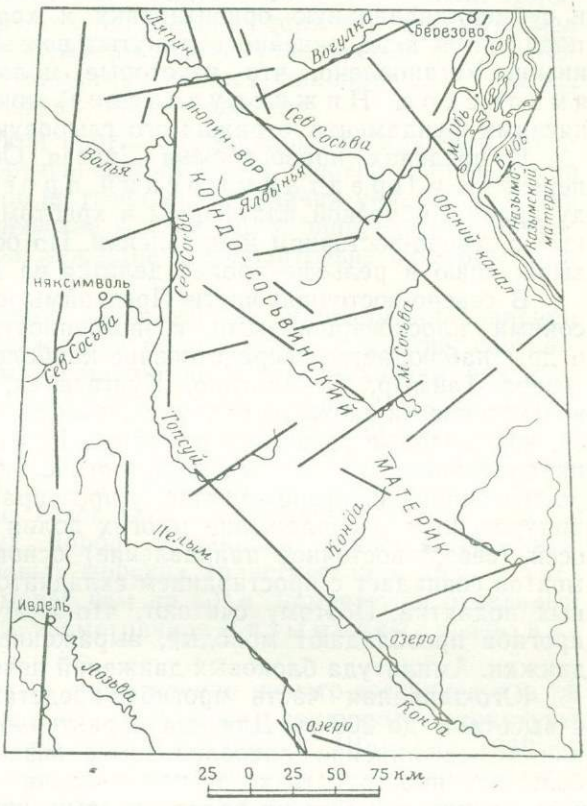


Рис. 63. Гипотетическая схема системы разломов фундамента Западно-Сибирской низменности, определивших общий план расположения элементов четвертичной и современной орогидрографии и основные черты геоморфологического ландшафта (по Г. Ф. Лунгерсгаузену)

Основной неотектонической структурой всей Западно-Сибирской низменности является Обско-Енисейская синеклиза. Ограничениями ее являются Урал, край Сибирской платформы и на юге так называемые Сибирские увалы. Синеклиза соответствует аналогичному большому погружению кристаллического и складчатого фундамента, у которого поверхность погружается на 8—10 *км* и даже более. В строении фундамента устанавливается (по магнитным данным) два преобладающих структурных направления: северо-восточное и северо-западное, которые находят свое отражение в обрамлении низменности, а также в ориентировке структурных форм третьего порядка. Таким образом, неотектонические структуры являются унаследованными, они развивались зависимо от структуры и формы древнего заложения.

В центре синеклизы выделяется Обско-Тазовская впадина, а на востоке Усть-Енисейская и Туруханская впадины, вы-

тянутые в субмеридиональном направлении, параллельном р. Енисею. Новейшие тектонические движения на всей территории проявлялись дифференцированно с размахом до 200—500 *м*, а в зоне перехода к Предтаймырскому прогибу до 800—1000 *м*. На фоне общего преобладающего погружения (200 *м* и глубже), на всей территории синеклизы могут быть отмечены отдельные положительные структуры с поднятиями более 100 *м*. (В. Н. Сакс считает, что суммарная амплитуда неоген-антропогенового поднятия Малохетского вала 1500 *м*.) Основными мелкими неотектоническими формами являются изометрические сводообразные и валообразные поднятия и прогибы. Все они имеют достаточно характерную северо-восточную, северо-западную и субмеридиональную ориентировку и хорошо отражены в рельефе: поднятия в виде линейно вытянутых возвышенностей, прогибы в виде низин. Установлено, что некоторые молодые поднятия (Среднеямальское, Нижнепуровское) почти точно совпадают с поднятиями фундамента, отражая его глыбовую структуру.

В пределах правобережья Енисея Обско-Енисейская синеклиза переходит в Предтаймырский прогиб, располагающийся между краем Сибирской платформы и хребтом Бырранга и ориентированный в северо-восточном направлении. По особенностям структуры и ее выражению в рельефе прогиб делится на две части (Кулаков, 1960).

В северо-восточной части Предтаймырского прогиба наряду с высокими плосковершинными возвышенностями (Киряк-Тас, Балахия и др.) наблюдается сосредоточение наиболее крупных озерных впадин (озера Таймыр, Портнягино, Кунгасалах, Балда-Турку и др.). Все возвышенности сложены палеозойскими отложениями и рассматриваются, как молодые горстовые поднятия. Рельеф характеризуется взаимопараллельностью основных морфологических линий, подчиненных северо-восточному и северо-западному простираниям. К этим направлениям приурочено и расположение многих долин рек. Простирание длинных осей (северо-восточное направление) основных морфологических элементов совпадает с простиранием складчатости гор Бырранга и горстовых поднятий. Поэтому считают, что в этой части Предтаймырского прогиба преобладают молодые, выраженные в рельефе блоковые подвижки. Амплитуда блоковых движений неясна.

Юго-западная часть прогиба представляет низменную равнину с высотами до 200 *м*. Для нее характерно наличие нескольких более или менее линейно расположенных возвышенностей, вытянутых на больших пространствах в направлении оси простирания прогиба и являющихся местными водоразделами, которые возвышаются над соседними понижениями на 50—100 *м*. Эти возвышенности рассматриваются как тектонические валы, возникшие совсем недавно, продолжающие расти и в наши дни (Кулаков, 1960 г.; В. Н. Сакс, 1953 г.; П. С. Воронов и др.). К западу от р. Пясины эти валы выражены менее отчетливо, они ориентированы в субширотном направлении, дугообразно изогнуты к северу, также отражаясь на волнистости рельефа. О дифференцированности неотектонических движений свидетельствует антецедентный характер многих долин рек, пересекающих указанные водораздельные возвышенности.

Таким образом, для Предтаймырского прогиба, помимо общего прогибания, бóльшего в западной части, характерна блоковая структура. Она подтверждается также и геофизическими данными, доказывающими, что фундамент низменности представляет мозаику блоков, испытавших перемещения различной амплитуды. Ю. Н. Кулаков считает, что суммарная максимальная амплитуда антропогеновых движений составляет 400—450 *м*.

Дополнительно отметим, что для многих участков Предтаймырского прогиба и Обско-Енисейской синеклизы отмечаются нарушения,

связанные с мерзлотными явлениями, а также гляциодислокации в виде складок волочения и надвигов, приводящих к образованию ледниковых отторженцев. Гляциодислокациям в первую очередь подвергались хорошо выраженные в рельефе поднятия. Поэтому во многих случаях ледниковая тектоника оказывается в закономерной связи с эндогенной.

В Предтаймырском прогибе установлены и соляно-купольные структуры. О молодом возрасте этих структур свидетельствует часто отчетливая морфологическая выдержанность в виде сопок (купол Нордвик, Белый и др.), локальная трещиноватость ископаемых льдов (Пономарев, 1940) и другие данные. Можно думать, что купола Нордвика развивались конседиментационно и кепрок соляного купола вышел на поверхность только после межледниковой трансгрессии (М. К. Колинко, 1951 г.). Помимо семи установленных диапировых структур, предполагается наличие и невыраженных в рельефе.

С востока Предтаймырский прогиб ограничивается крупным предполагаемым разломом, протягивающимся от берега Пропчищева к устью р. Анабара и вверх по ее течению. О наличии указанной линии говорят не только морфологические данные, но и эпицентры трех землетрясений силой 6—7 баллов, лежащие приблизительно на этой линии (Райко и Линден, 1935).

К югу от Обско-Енисейской синеклизы в широтном направлении через всю низменность протягивается валообразное поднятие, соответствующее Сибирским увалам. Большинство авторов считают это поднятие тектоническим (другие или сомневаются в этом или совершенно отрицают его тектоническое происхождение). Присоединяясь к большинству, предлагаю назвать его Кондинско-Дубчесской наложенной антеклизой. С ней совпадает широтная полоса краевых ледниковых образований Тазовского оледенения, а также выходы третичных и верхнемеловых пород. Антеклиза является границей распространения антропогеновых морских трансгрессий к югу. В пределах антеклизы, поднятой менее чем на 50 *м*, намечаются отдельные локальные вздутия, например, изометричное Казымовское поднятие (более 50 *м*) и др.

К востоку антеклиза меняет направление на юго-восточное и в ее пределах могут быть выделены отдельные локальные структуры Раттское поднятие в верховьях Таза (по Б. С. Шацкому, 1958 г.) с амплитудой суммарных движений более 100 *м*, которое далее в юго-восточном направлении переходит в «Дубчесский вал» (по Б. С. Шацкому), являющийся северо-западным продолжением структуры Енисейского кряжа. В данном случае старые идеи М. К. Коровина (1956 г.) о продолжении выступа докембрийского фундамента Сибирской платформы (Енисейский кряж), в виде погребенной структуры северо-западного направления, неожиданно находят подтверждение в неотектонике и в данных геофизики. На продолжении этого направления выявляются Часельское поднятие и другие локальные поднятия (по Б. С. Шацкому).

В пределах Обско-Енисейской синеклизы на этом направлении располагается крупная обособленная структура — Табяхинское поднятие (по Б. С. Шацкому) с суммарными значениями более 100 *м*. В нем просвечивают два как бы пересекающихся направления: северо-западное и северо-восточное.

В пределах южной части Западно-Сибирской плиты выделяется крупная Чулымо-Енисейская синеклиза, заливом вдающаяся в смежную область горообразования, обнимающую Кузнецкий Алатау, Восточный Саян и Енисейский кряж. Синеклиза выполнена мощной толщей мезо-кайнозойских отложений. Ось ее ориентирована в северо-

западном направлении. В пределах синеклизы выявляются дополнительные структуры северо-восточного и широтного простираний, имеющие орографическое выражение и подчеркнутые гидрографической сетью (Рагозин, 1948; Лебедев, 1959; Г. Я. Кац, 1959 г. и др.). В данном районе наблюдается частично унаследованное и главным образом зависимое развитие неотектонических структур от структурных форм подстилающих структурных этажей. Следует добавить, что вдоль Енисейского кряжа, в северо-западном направлении, протягивается узкий Касский прогиб.

Западнее по краю плиты намечается Иртышская синеклиза, ориентированная в северо-западном направлении. Она соответствует Прииртышской равнине. Крайние юго-восточные ее части, примыкающие к области горообразования и Казахскому щиту, поднимаются. В северо-западном направлении амплитуда поднятий значительно уменьшается. К востоку от Иртышской синеклизы располагается Обь-Чумышская (или Бийско-Барнаульская) впадина, выполненная мезо-кайнозойскими отложениями. На примере данной структуры хорошо выявляются два направления: северо-восточное, унаследованное от палеозойских структур, и северо-западное, по которому осуществляются молодые поднятия Салаирского кряжа. Сочетание этой системы основных тектонических направлений отражается в строении впадин и распределении новейших отложений и форм рельефа (Матвеевская, 1956 и др.).

Упомянутые направления сказываются в новейшей структуре низменности и на участке между Чулымо-Енисейской синеклизой и Обь-Чулымской впадиной в образовании Камень-Чарышского вала, имеющего северо-восточное направление, которое подчеркивается петлей р. Оби; северо-западное направление соответствует Обь-Иртышскому водоразделу, являющемуся продолжением Салаирского кряжа, переходящего в слабое поднятие — Васюганскую антеклизу (Васюганский вал). Во многих местах этого поднятия обнажаются неогеновые отложения; в осевой зоне почти полностью отсутствуют среднеантропогеновые отложения, широко развитые по его окраине. По мнению В. Г. Лебедева (1959), тектоническая природа водораздела не вызывает сомнений. Им отмечается также миграция водораздела с течением времени с северо-запада на юго-восток.

К юго-западу от Васюганской антеклизы располагается Омская и Кулундинская унаследованные впадины с глубиной погружения у последней до — 100 *м*. Они образуют в рельефе общее понижение, вытянутое в северо-западном направлении. Ось понижения намечается рядом бессточных озер. Каждая впадина имеет северо-восточное простирание, с которым согласуется и направление гидрографической сети. Крупная впадина широтного направления — Ханты-Мансийская, с погружением ниже уровня моря более 100 *м*, занимает центральное место в пределах Западно-Сибирской плиты, располагаясь между Васюганской и Кондинско-Дубчесской антеклизами. В юго-восточном направлении она переходит в Чулымо-Енисейскую синеклизу, а в юго-западном — в обширную Притоболь скую синеклизу, унаследующую депрессию восточного Приуралья, выраженную в фундаменте плиты.

Сложным далеко еще не расшифрованным строением обладает неотектоническая структура Предуралья к северу от рассматриваемого района. В схеме С. Г. Боча и И. И. Краснова (1952 г.) крупные возвышенности на левобережье р. Оби рассматриваются как положительные мезо-кайнозойские структуры, а депрессии современного рельефа — как впадины (рис. 64). Здесь преобладают северо-западные простирания. К северу эти поднятия и прогибы приобретают преобладающие меридиональные и северо-восточные простирания. Наиболь-

шее из унаследованных поднятий — Сосьвинское — местами достигает 100 *м*, максимальные погружения более —100 *м*.

Таким образом, главные структурные формы Западно-Сибирской плиты характеризуются крупными размерами, плавными очертаниями

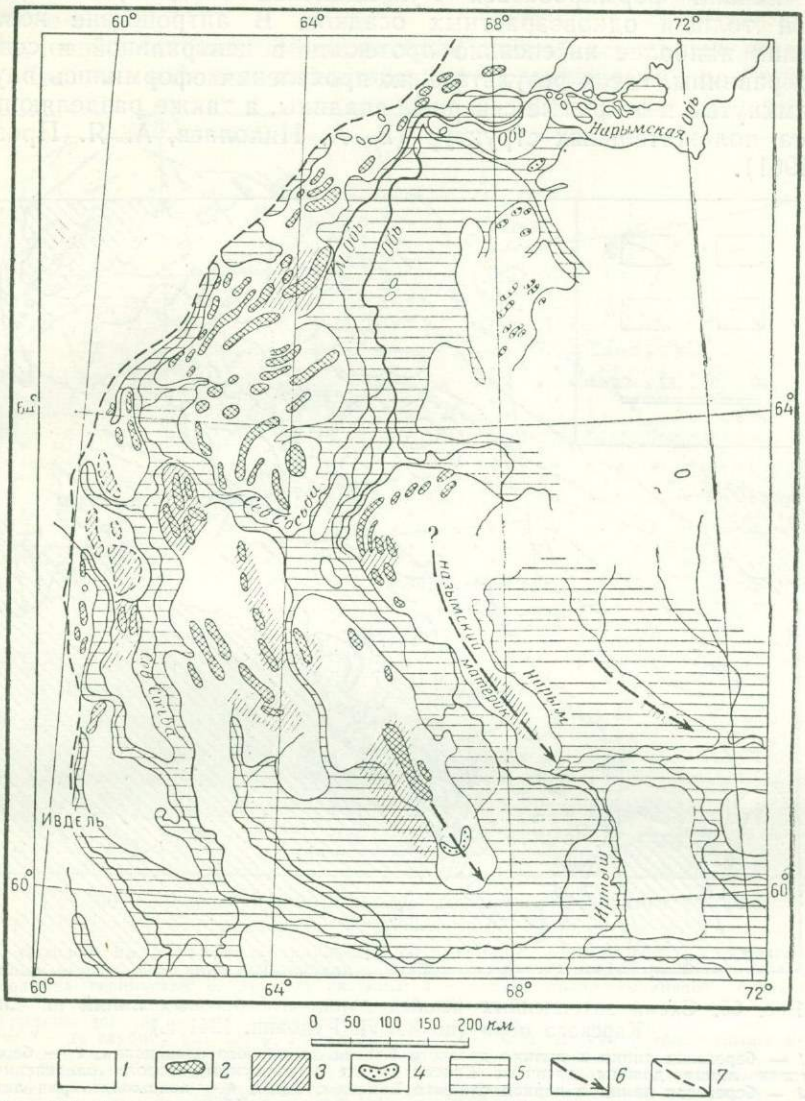


Рис. 64. Схема, показывающая зависимость между главнейшими элементами орографии и структуры в северо-западной части Западно-Сибирской низменности (по С. Г. Бочу и И. И. Краснову, 1952 г.)

1 — материк; *2* — наиболее возвышенные части материков (увалы); *3* — районы, характеризующиеся поверхностным залеганием третичных и мезозойских пород; *4* — конечноморенные аккумулятивные образования; *5* — депрессии современного рельефа; *6* — направление простирания и погружения структур в третичных и мезозойских породах; *7* — граница орографического Урала

и очень небольшим размахом движений. К периферии плиты может быть отмечено увеличение градиентов движений.

Современный рельеф низменности развивался на фоне преобладающих медленных опусканий, вследствие чего в ее пределах господствуют молодые аккумулятивные равнины. Денудационные равнины встречаются только по ее окраинам. Развитие рельефа здесь началось с момента регрессии палеогенового моря, вызванной поднятиями. Последние

привели к эрозионному расчленению равнины и образованию системы глубоко врезанных речных долин, местами на 150—200 *м* глубже современных водоразделов (рис. 65).

В неогеновое время в южных районах Западно-Сибирской низменности начала формироваться Кулундинская впадина, выполненная мощной толщей одновозрастных осадков. В антропогене новейшие движения наиболее интенсивно протекали в центральной и северной частях равнины, где в результате их проявления оформились внутренние замкнутые и открытые северные впадины, а также разделяющая их система положительных структур (В. А. Николаев, А. Я. Проводников, 1961).

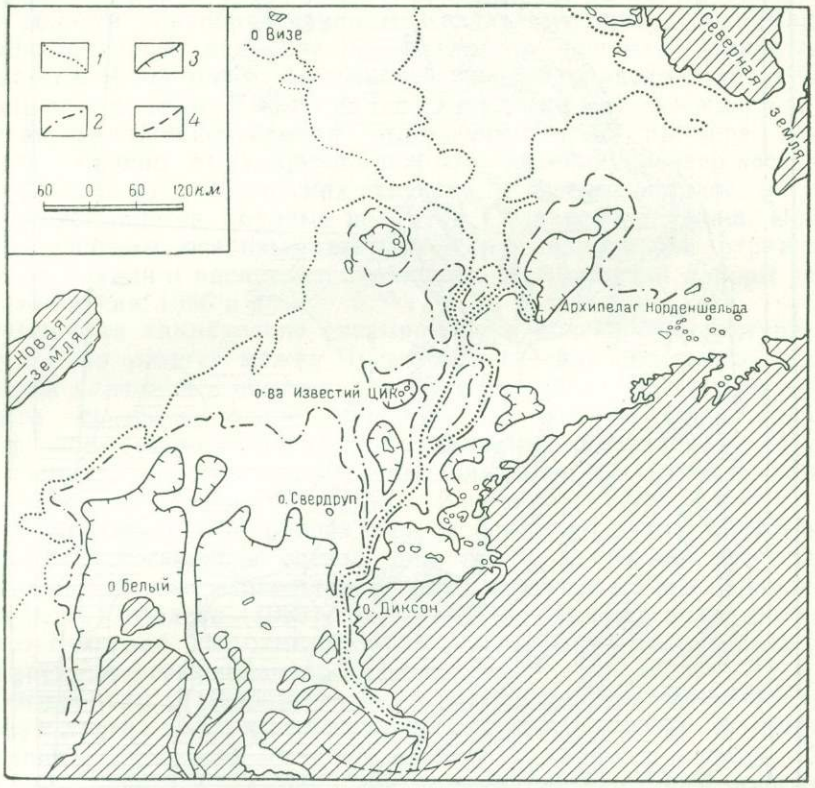


Рис. 65. Схема затопленных речных долин и береговых линий на дне Карского моря (по Ю. Л. Рудовиц, 1941 г.)

1 — береговая линия и долина древнего Енисея до первого оледенения; *2* — береговая линия долины древнего Енисея перед максимумом второго оледенения; *3* — береговая линия в период слияния Енисея с Обью; *4* — положение края ледника в период слияния Енисея с Обью

Казахский щит

Обширный выступ складчатого фундамента эпигерцинской платформы в Центральном Казахстане, на юго-востоке примыкающий к области горообразования и во всех других направлениях погружающийся под толщи мезо-кайнозойских отложений, получил название Казахского щита (Петрушевский, 1954). Используя этот термин, мы, однако, понимаем его в отличных от принятых Б. А. Петрушевским границах, не включая в это понятие ряд горных стран, вошедших в область интенсивного горообразования. Впрочем, следует подчеркнуть, что именно в этих районах разграничение указанных крупных неотектонических зон вызывает ряд вопросов и может трактоваться по-разному.

Казахский щит представляет собой огромный плоский свод, осложненный рядом неогектонических прогибов и поднятий. Геоморфологически это обширная выровненная и деформированная денудационная поверхность, над которой местами возвышаются остаточные (возрожденные) горы платформенного типа (Улутауские, Кокчетавские, Барнаульские и др.).

Изучением описываемой территории занимались многие исследователи. Сводки по мезо-кайнозойскому развитию и по вопросам

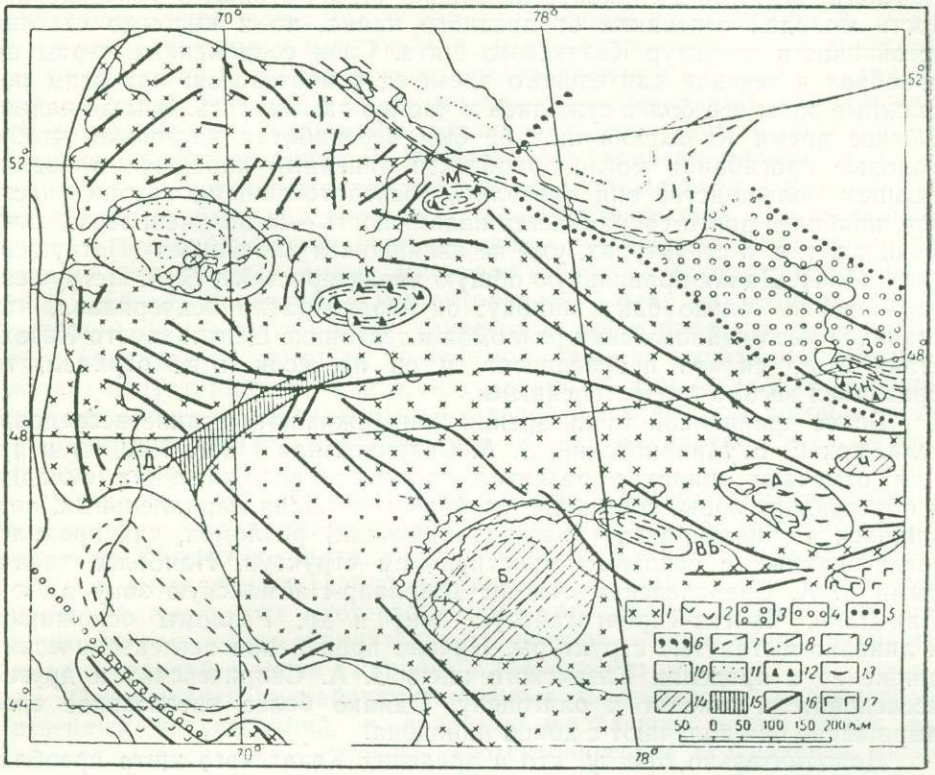


Рис. 66. Схема мезо-кайнозойской структуры Казахского нагорья (по Б. А. Петрушевскому, 1954)

Области выходов на поверхность складчатых сооружений: *1* — докембрийско-каледонско-герцинской стабилизации, *2* — герцинской стабилизации, *3* — позднегерцинской стабилизации; *4* — восточная граница герцинской складчатой системы; *5* — граница позднегерцинской складчатой системы; *6* — то же в районе, где сооружения этой системы переработаны позднейшими прогибаниями Границы зон погружения домезозойского фундамента: *7* — на глубину 100—150 *м* от поверхности; *8* — на глубину 200—300 *м*; *9* — на глубину 350—450 *м*; *10* — на глубину свыше 450—550 *м*. Верхнепалеозойские мульды, прогибавшиеся: *11* — в меловое и третичное время; *12* — в юрское, меловое и, возможно, третичное время, *13* — в юрское (очень слабо) и четвертичное время; *14* — районы, прогибавшиеся в меловое, третичное и четвертичное время, не связанные с верхнепалеозойскими мульдами (наложенные мульды); *15* — Атасу-Сырысуйская эрозионно-тектоническая депрессия; *16* — главные антиклинальные структуры в области выхода на поверхность фундамента; *17* — Джунгарский межгорный прогиб. Мульды: Т — Тенизская; К — Карагандинская; М — Майкюбенская; Кн — Кендерлыкская; А — Алакульская; З — Зайсанская; Д — Джезказгольская; Б — Балхашская; Ч — Чуучакская; ВБ — Восточно-Балхашская

неотектоники можно найти в работах Н. С. Шатского (1951); Б. А. Петрушевского (1951, 1954, 1955$_1$ и др.); И. П. Герасимова (1943); Г. Ц. Медоева (1944, 1946); К. В. Никифоровой (1948, 1959); В. А. Обручева (1936, 1951); Н. И. Николаева (1945 г.); Н. Г. Кассина (1947); Е. Е. Милановского (1957); В. Ю. Малиновского (1960); А. Е. Михайлова (1958); З. А. Сваричевской (1958, 1961), В. И. Бабака (1962) и др.

Ряд закономерностей в проявлении кайнозойских, в том числе неотектонических движений, выявлен Б. А. Петрушевским, который один из первых, вслед за Н. С. Шатским (1951), выделил ряд альпийских молодых структур и дал их характеристику (рис. 66). При этом

отмечалось, что рельеф Казахского щита следует называть тектоническим, так как наклоны поверхностей выравнивания обусловлены «слабыми движениями в альпийское время». Была выявлена зависимость этих изгибов от палеозойского структурного плана, т. е. их унаследованность. Было отмечено также, что антиклинальные новейшие структурные формы представлены и линейными образованиями и брахиформными, тогда как синклинальные принадлежат только мульдам, близким к крупным брахисинклиналям. Это, по мнению Б. А. Петрушевского, резко подчеркивает не только строгую общую унаследованность молодой тектоники от древнего плана, но и высокую степень устойчивости структур Казахского щита. Свои современные черты он приобрел в течение длительного времени, с протерозоя; при этом подвижные зоны все более сужались и частью замыкались. В мезо-кайнозойское время Казахский щит не был переработан настолько, чтобы молодые прогибания могли приобрести линейный характер; в подавляющем большинстве они оказались сосредоточенными внутри участков, наиболее долго сохранявших подвижность — в позднепалеозойских мульдах, т. е. в структурах, уже не являвшихся линейными (Петрушевский, 1954). Давая правильную общую характеристику, Б. А. Петрушевский сделал только одну ошибку: он неоднократно подчеркивал, что значение мезо-кайнозойских разломов в тектонике Центрального Казахстана было сильно преувеличено, и он их, если и не отрицал, то признавал весьма второстепенными.

Более правильной точки зрения придерживаются такие исследователи, как Е. Е. Милановский, З. А. Сваричевская (1958, 1961 г.) и др. Они отмечают широкое развитие разломов, осложняющих складки и образующих зоны, состоящие из большого числа параллельных, ветвящихся и сливающихся (анастомозирующих) разломов, как правило, согласованных с основным простиранием структур. Наиболее типичными З. А. Сваричевская считает Джалаир-Найманскую зону в Бет-Пак-Дале, Чингиз-Тарбагатайскую зону и др. Разломы осложняют и линейно вытянутые структуры. Начало проявления неотектонических движений в пределах Казахского щита З. А. Сваричевская и другие исследователи относят к олигоцену. Однако более интенсивное свое выражение они получают с конца плиоцена.

Дополнительно отмечу, что в пределах Казахского щита преобладающими простираниями новейших тектонических структур являются северо-западное и субмеридиональное при более подчиненных северо-восточных и субширотных направлениях.

Говоря о неотектонической структуре Казахского щита в целом, следует обратить внимание на неодинаковое поднятие его частей: западной половины, где амплитуда суммарных неоген-антропогеновых движений редко превышает 300—350 *м*, и восточной, несколько большей половины, где амплитуда составляет 700 *м* и более.

Н. Г. Кассин в 1931 г. отмечал, что палеозойская складчатость Казахского щита отделена от окружающих его кайнозойских прогибов огромными разломами, протягивающимися на многие сотни километров по границе между палеозоем и более молодыми отложениями. Позже большинством исследователей было доказано, что палеозой имеет постепенное погружение. Останцы палеозойского фундамента, выступающие среди мезо-кайнозойских отложений, рассматривались как неровности древнего рельефа фундамента. Таким образом, представления Н. Г. Кассина были отвергнуты (Шатский, 1938, 1951; Петрушевский, 1938 г., 1954 и др.; Быков, 1937 и др.). Вместе с тем В. К. Василенко (1951) наметил Каройскую тектоническую линию на границе Западно-Сибирской плиты и Казахского щита в виде уступа в фундаменте длиной свыше 1500 *км*, который начинается около г. Серова на Урале и прослеживается в сторону г. Семипалатинска. Отрицательно

относясь к таким построениям, Н. Н. Ростовцев отметил что эта «тектоническая линия» пересекает многие структуры, развитые в мезозойских и кайнозойских отложениях низменности» (Н. Н. Ростовцев, 1958 г.).

Рассматривая новейшую тектоническую структуру в направлении, перпендикулярном линии, намеченной В. К. Василенко, отмечается некоторое сгущение изобаз движений, как бы перегиб в движениях и деформациях, которые в пределах Западно-Сибирской плиты обладают несколько меньшими градиентами, чем на территории Казахского щита. Это совершенно определенно указывает на наличие здесь внутриконтинентальной флексуры, слабо выраженной на поверхности. Поэтому я присоединяюсь к мнению Н. С. Шатского и других исследователей, критиковавших Н. Г. Кассина за представления о разломах по границе между палеозойскими и более молодыми отложениями. По-видимому, разломов нет ни в мезо-кайнозойских отложениях, ни в палеозойских. Однако Каройская линия В. К. Василенко, вопреки мнению Н. Н. Ростовцева, является тектонической линией, отражающейся в неотектонике и хорошо подтверждающейся данными геофизики. Вдоль большей части этого направления зафиксированы крупные положительные магнитные или гравитационные аномалии («Геологическое строение СССР», т. 3, 1958 г.). Вероятно, в неотектонический этап развития в кристаллическом фундаменте ожили какие-то древние разломы северо-западного направления, которые, по-видимому, еще не выразились в вышележащих структурных этажах в виде разломов, а привели к образованию неотектонической внутриконтинентальной флексуры, за которой можно сохранить название, предложенное В. К. Василенко, Каройская флексура.

Аналогичную внутриконтинентальную флексуру, но уже местами осложненную разломами, можно предполагать и по западному ограничению Казахского щита. С юга границей Казахского щита является область интенсивного горообразования; с юго-запада щит обрамляется цепочкой вытянутых неотектонических прогибаний (суммарная величина которых имеет отрицательное значение — ниже нуля), в какой-то мере связанной с зоной Главного Каратауского разлома.

Основываясь на работах указанных выше авторов и данных собственных исследований, в пределах Казахского щита могут быть выделены следующие основные неотектонические структурные формы.

Наиболее крупной впадиной можно считать Сарысуйскую впадину. В последнее время она подробно была изучена Б. А. Петрушевским, К. В. Никифоровой, автором и др. Ее юго-западным ограничением являются указанная зона Главного Каратауского глубинного разлома и область интенсивного горообразования. На севере впадина охватывает низовье р. Сарысу и часть Бет-Пак-Далы. Впадина наследует древнюю палеозойскую мульду, выполненную меловыми и палеогеновыми породами и неравномерно перекрывающимися неоген-антропогеновыми отложениями. Она имеет неправильные очертания, сложное строение и простирается в двух направлениях: северо-западном (Чуйское направление) и северо-восточном (Сарысуйское направление). Таким образом, ось впадины оказывается как бы выгнутой в юго-западном направлении. В пределах Чуйско-Сарысуйской впадины, в 114 *км* от Карсакпая, в области сплошного распространения кайнозоя отмечаются диапировые структуры так называемые «гипсовые» купола, расположенные близко друг от друга и выделяющиеся в виде невысоких неотчетливых округлых сопок. В их формировании играли роль и неотектонические движения (Зайцев и Петрушевский, 1940; Петрушевский, 1954).

Располагающаяся севернее Тенизская впадина отделяется от только что описанной структуры широтно ориентированным небольшим Сарысу-Тенизским поднятием (суммарно более 300 *м*).

В пределах этого поднятия проявлялись дифференцированные движения, выразившиеся в рельефе в виде одноименного водораздела, осложненного местами разломами. На рис. 67 хорошо видны наклоны поверхности пенеплена четвертой и третьей террас (Милановский, 1957; Малиновский, 1960). По отношению к обрамляющим с запада и востока крупным поднятиям, область Сарысу-Тенизского водораздела представляет пониженную седловину. В ее пределах прослеживаются структуры третьего порядка в виде отдельных молодых депрессий или местных поднятий. Неоген-антропогеновое Сарысу-Тенизское поднятие унаследовано от древнего палеозойского одноименного поднятия, а некоторые структуры третьего порядка наследуют верхнепалеозойские грабен-синклинали и горст-антиклинали.

Тенизская впадина наследует верхнепалеозойскую мульду, которая прогибалась в мезо-кайнозойское время и в настоящее время представляет очень пологую и неглубокую впадину. Она имеет как бы

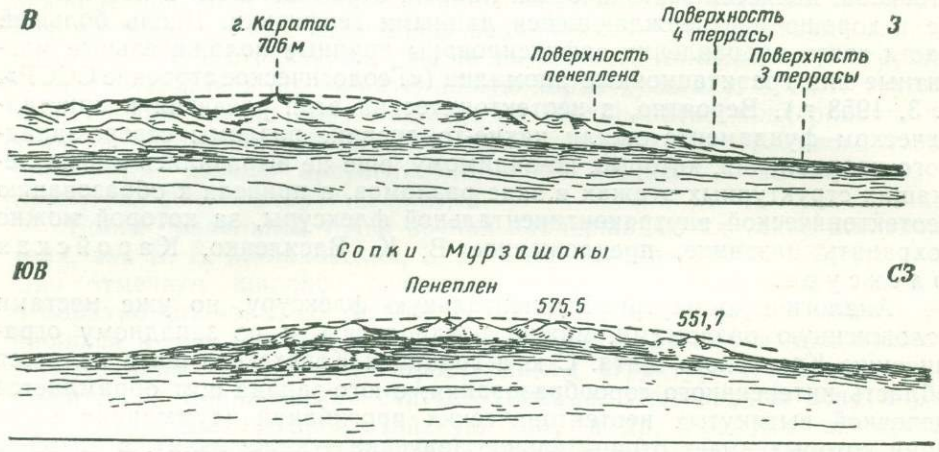


Рис. 67. Каратасское поднятие, выраженное в рельефе (Сарысу-Тенгизский водораздел), по Е. Е. Милановскому (1957). Хорошо видны наклоны поверхности пенеплена, четвертой и третьей террас

два широтно ориентированных фокуса прогибания, ограниченных изобатой суммарных движений +200 *м*. Несмотря на крайне незначительную мощность миоценовых отложений в районе оз. Тенгиз, послемиоценовые поднятия не превышали здесь 100 *м*.

На севере впадину ограничивает гакже широтно ориентированное Кокчетавское поднятие с амплитудой суммарных положительных движений 300—400 *м*. Это поднятие унаследовало простирание палеозойского антиклинория, на месте которого оно развито. По восточному краю Казахского щита, в его юго-западной части, располагается вытянутое в субмеридиональном направлении Улутавско-Аргантинское поднятие с амплитудой суммарных движений более 400—500 *м*. Оба названных поднятия венчаются невысокими омоложенными горами (абсолютная высота Улутавских гор более 1000 *м*). Улутавско-Аргантинское поднятие асимметрично. Его западный склон крутой, местами оборванный сбросами. Неоген-антропогеновое поднятие унаследовало древний палеозойский Улутавский антиклинорий. Более детальное рассмотрение западной границы Казахского щита показывает, что по границе с Тургайским прогибом намечается единая приподнятая зона с выдерживающейся асимметрией (западный склон более крутой), отражающаяся в современном рельефе в виде крутых уступов или ступеней, местами осложненных сбросами.

Восточная половина Казахского щита представляет сложно при-

поднятое Центрально-Казахстанское поднятие, увенчанное субширотно ориентированными Каркалинскими омоложенными горами с суммарными неоген-антропогеновыми поднятиями до 1000 *м* и более. Центрально-Казахстанское поднятие представляет устойчивую область дифференцированных движений с суммарной амплитудой до 700 *м*, и местами превышая ее. Преобладающими простираниями отдельных мелких неотектонических структур являются северо-восточное и северо-западное. Они представляют выраженные в рельефе унаследованные от герцинской структуры валы и более мелкие структурные формы в виде изолированных локальных поднятий и опусканий. В рельефе они выражены в виде холмов и островных гор в плане округлой или неправильной формы и ориентированы также в северо-западном или северо-восточном, реже субмеридиональном направлениях. Тектонические понижения, выраженные в рельефе, используются речными долинами, чем часто объясняется их бóльшая ширина по сравнению с длиной. Большую роль в неотектонической структуре играют разломы, большинство из них представляют омоложенные и живущие в неотектонический этап герцинские разломы и зоны разломов. Расчленение Центрально-Казахстанского поднятия на отдельные неотектонические структурные формы и их характеристика является очередной задачей неотектонического изучения этой территории.

Во всех случаях хорошо видна тесная зависимость структурных форм от подстилающего их складчатого палеозойского основания. Она выражается или в унаследовании некоторых черт тектоники складчатого фундамента, или в зависимом развитии неотектонических структур от тех или иных структурных особенностей фундамента.

Крупным структурным элементом в пределах Казахского щита является Балхашская наложенная впадина. Это очень неглубокая и плоская впадина, возникшая в результате слабых тектонических движений в сочетании с эрозионными процессами. Начало образования впадины относят к верхнемезозойскому и третичному времени. В основном она сформировалась в антропогене. Балхашская впадина состоит из двух частей: западной, слегка вытянутой в северо-западном направлении и в большей своей части сложенной антропогеновыми отложениями, и восточной, расположенной к востоку от р. Картал, где породы фундамента выходят непосредственно на поверхность. Здесь впадина имеет меньшую глубину и выполнена грубообломочными плиоценовыми и антропогеновыми породами. Балхашская впадина отличается отсутствием связи с каким-либо районом прогибания верхнепалеозойского времени (Петрушевский, 1954). Разломы в ее образовании играли второстепенную роль. Описанную структуру Б. А. Петрушевский называет наложенной, так как она сформировалась на площади, занятой самыми различными структурами фундамента, в том числе антиклинальными, не испытавшими прогибаний с середины палеозойской эры. Следует добавить, что в крайней восточной части Восточно-Балхашская впадина резко меняет свое направление с широтного на северо-западное, переходя в Баканасский прогиб того же направления, идущий параллельно валообразному поднятию, соответствующему отрогу области горообразования — Чингизскому хребту, далеко вдающемуся в Казахский щит.

С запада от Балхашской впадины также выявляется хорошо выраженный в рельефе Чу-Илийский вал северо-западного простирания, с суммарной величиной поднятий более 400 *м*. Вал осложнен разломами и более мелкими неотектоническими структурными формами. На севере Чу-Илийский вал присоединяется к Центрально-Казахстанскому поднятию.

Рассматривая выраженные в рельефе отдельные, отчасти перечисленные выше неотектонические структурные формы, можно видеть, что

они достаточно четко выявляют основной план палеозойской структуры.

Вследствие аридности современного климата и почти повсеместного отсутствия постоянных водотоков в речной сети, а также вследствие проявления дифференцированных движений можно наблюдать большое количество бессточных озер, столь свойственных всему рассматриваемому региону. В большинстве случаев образование озер связано с тектоническими процессами (дифференцированными движениями).

Туранская плита

Территория Туранской плиты и прилегающего Тургайского прогиба занимает обширные пространства пустынь, полупустынь и предгорных оазисов Южного Казахстана и Средней Азии. Структурно эта территория представляет собой часть эпипалеозойской платформы, рассматриваемой нами, однако в несколько иных границах, чем принято Н. С. Шатским и А. А. Богдановым (1957).

Изучением новейшей тектоники Туранской плиты занимались очень многие исследователи. Основные данные по неотектонике этой территории имеются в работах А. Л. Яншина (1948, 1951, 1953), Н. С. Шатского (1951), Б. А. Петрушевского (1955), А. А. Борисова (1958), Н. К. Овечкина (1954), Ю. Н. Година, Н. П. Луппова и др. (1958), В. И. Самодурова (1958), П. Я. Кошелева (1959, 1961), А. Г. Доскач (1959), Б. М. Михайлова и В. А. Ларионова (1961), Д. П. Касаткина (1960), В. П. Мирошниченко (1958 г. и др.), С. С. Шульца (1955), А. П. Сигова (1958), Д. А. Туголесова (1960), А. С. Кесь (1939), Б. А. Федоровича (1940, 1953 и др.), Н. И. Николаева (1957, 1961) и многих др.

Между Уралом и Казахским щитом, соединяя Западно-Сибирскую и Туранскую плиты, расположен четко выраженный Тургайский прогиб, выполненный верхнемеловыми, третичными и антропогеновыми отложениями и местами лежащими под ними в грабенах юрскими и, по-видимому, триасовыми отложениями. В средней части прогиба намечается поперечный перегиб — Кустанайский вал (Быков, 1937), в пределах которого положительные неотектонические движения достигали наибольших значений (200—250 *м*). В сторону Западно-Сибирской и Туранской плит интенсивность неотектонических суммарных поднятий уменьшается, и на юге отдельные впадины характеризуются отрицательно направленными движениями. Интересно отметить, что П. Я. Кошелев и А. Г. Доскач в пределах Кустанайского вала намечают долготно вытянутое небольшое прогибание, по оси которого располагается цепочка озер. По-видимому, это понижение является одним из многочисленных вторичных нарушений, которые отмечаются для прогиба многими авторами. Особенно много таких нарушений отметил А. Л. Яншин в южной части прогиба. Некоторые из них представляют субмеридиональные вытянутые складки, осложненные местами сбросами и флексурами. По мнению А. Л. Яншина, эти дислокации по своему плану являются унаследованными от герцинской эпохи орогенеза, они развивались в течение мезозоя и кайнозоя, продолжают развиваться и в неотектонический этап.

Другим типом нарушений является описанное В. И. Самодуровым (1957, 1958) Нижне-Сырдарьинское поднятие, которое он считает наложенным. Оно начало формироваться в начале палеогена в связи с заложением Тургайского прогиба и Чу-Сарысуйской впадины и возобновлением вертикальных движений блока фундамента, ограниченного разломами. Указанными и другими нарушениями определяются многие особенности геоморфологии этой территории. По геофизическим данным в направлении оси Тургайского прогиба выявляется несколько глубинных разломов.

Орографически выраженная ложбина Тургайского прогиба состоит из двух самостоятельных древних долин пра-Убагана и пра-Тургая, между которыми, по мнению П. Я. Кошелева, всегда существовал водораздел. Размытый участок водораздела является долиной перехваченного пра-Тургаем бывшего притока пра-Убагана — древнего Сары-Узеня. Максимальный врез долин пра-Убагана и пра-Тургая, по мнению П. Я. Кошелева, произошел в конце верхнего плиоцена. Вместе с тем П. Я. Кошелев считает, что образование современного рельефа Тургайской столовой страны нельзя связывать со стоком ледниковых вод из Западной Сибири, так как основные черты рельефа были сформированы еще в плиоцене, задолго до максимального оледенения Западной Сибири.

Тургайский прогиб, расширяясь в южной части, постепенно переходит в Северо-Кызылкумскую синеклизу. Длинная ось ее вытянута в северо-западном направлении, и по наиболее прогнутой части ее протекает р. Сыр-Дарья. Это относительно прогибающийся участок с суммарными движениями за неоген-антропогеновое время менее +50 *м*. По восточному берегу Аральского моря относительные прогибания сменяются абсолютными опусканиями (ниже 0), которые сказываются на образовании своеобразной бухтовой береговой линии, выделенной Б. А. Федоровичем в особый аральский тип. Новейшие движения не являются плавными и местами оказываются дифференцированными. Интересным участком в этом отношении является район долины р. Сыр-Дарьи к югу от Яны-Кургана, где в последнее столетие отмечается миграция русла и все признаки современных поднятий, приведших к изменению уклонов, нарушению древней оросительной системы и исчезновению в связи с этим средневекового города Майрамтобе (XIII—XIV в.), крепости Кумуян и др. (О. С. Грум-Гржимайло, 1961 г.).

В различных частях Северо-Кызылкумской синеклизы можно отметить и другие древние со значительными амплитудами унаследованные поднятия и прогибы, испытывающие движения и в настоящее время.

В северной части Устюрта хорошо выявляется очень пологий Северо-Устюртский прогиб. Он сложен мощной и почти непрерывной толщей осадков мезозоя, палеогена, нижнего и среднего миоцена и намечается по залеганию хвалынской террасы, которая, как отмечает А. Л. Яншин (1948), против оси прогиба опускается почти до нуля, а севернее постепенно поднимается до отметки 100 *м*. К центральной части этого прогиба приурочена полоса крупных бессточных впадин Северного Устюрта, занятых большими солеными озерами и массивами развеянных песков.

Прогиб имеет субширотную ориентировку и на востоке сливается с пологим Челкарским прогибом субмеридионального простирания, вдоль оси которого также расположен ряд крупных соленых озер и большие площади аллювиальных отложений. На южном продолжении этого прогиба лежит зона максимальных глубин Аральского моря, которая имеет тектоническое происхождение. По мнению А. Л. Яншина, молодой Северо-Устюртский прогиб представляет очень слабое унаследованное отражение общей структуры древнего краевого прогиба широтной полосы погребенных герцинид.

Южная часть Туранской плиты имеет сложное строение. В самой общей схеме, в ее пределах могут быть выделены: Центрально-Устюртский вал, вытянутый в запад-северо-западном направлении и являющийся продолжением Доно-Каспийского вала, и Мангышлакские омоложенные горы. Вал состоит из вытянутых поднятий, местами затухающих, с суммарными поднятиями до + 200 *м* и более. Как указывает А. Л. Яншин, на всем протяжении этого вала палеоген, видимо, отсутствует, и сармат лежит прямо на меловых отло-

жениях. Вал хорошо выражен геоморфологически. В направлении к Аму-Дарье Центрально-Устюртский вал затухает. Интересно отметить что, как и Доно-Каспийский вал, он ограничен глубинными разломами запад-северо-западного простирания, которые выявляются в складчатом фундаменте плиты. Прослеживание этой линии разломов по геофизическим данным позволяет проводить ее южнее Нукусско-Султан-Уиздагского поднятия, ориентированного в том же направлении (Касаткин, 1961; Яншин, 1948) и представляющего выход на поверхность фундамента Туранской плиты, испытавшего в неотектонический этап суммарные поднятия до 200 *м*. Этот пояс разломов В. Е. Хаин (1958) объединяет в единый Манычско-Бухарский глубинный разлом. Далее к юго-востоку зона разлома совпадает с южной границей выходов палеозоя Зеравшана в пределах области горообразования. Исходя из этих данных, мне кажется неправильным в Центрально-Устюртский вал включать и Нукусско-Султан-Уиздагское поднятие (Шульц, 1955), поскольку последнее представляет одну зону поднятий, связанную с выходами палеозоя к северу от Бухары.

К югу от Центрально-Устюртского вала хорошо прослеживается ориентированный в том же субширотном направлении Карагие-Сарыкамышский прогиб. Он хорошо выделяется геоморфологически расположенным вдоль его центральной части рядом крупных бессточных впадин, дно которых лежит во многих случаях значительно ниже уровня Каспийского моря. С запада на восток это впадины: Карагие, с отметкой дна —132 *м*, Каунды, Бишгурлы, Карын-ярык, Асакаудан и Сары-Камыш, с отметкой дна —42 *м*. А. Л. Яншин эту полосу называет «синклиналью бессточных впадин». Вся зона располагается в области отрицательных значений суммарных неотектонических движений, местами достигающих величины 100 *м*. Проявление молодых прогибаний хорошо выявляется высотным положением уровня каспийских террас, которые в пределах прогиба оказываются значительно опущенными по сравнению с высотой их залегания на п-ове Тюб-Караган и на берегах Кара-Богаза. Карагие-Сарыкамышский прогиб А. Л. Яншиным рассматривается как остаточный прогиб, унаследующий прогибание межгорной депрессии, в которой происходило накопление мощных толщ перми и триаса Мангышлака.

К югу от прогиба в субширотном направлении прослеживается полоса геоморфологически выраженных тектонических поднятий, разделенных относительно глубокими тектоническими впадинами, также выраженными в рельефе. С запада на восток могут быть отмечены следующие структуры: Туаркырское поднятие, простирающееся до берегов Каспийского моря, вытянуто в северо-западном направлении своей восточной частью, где суммарные поднятия достигают более 300 *м*. Отделяясь от него областью неотектонических погружений, северо-западных направлений, располагается узкое Карашорское поднятие, также ориентированное в северо-западном направлении. Наконец, Сернозаводское поднятие, имеющее изометричную форму, отделяется от предыдущего поднятия меридионально-ориентированным Узбойским прогибом, к которому приурочена сухая долина р. Узбоя. С запада на восток суммарная величина неотектонических поднятий убывает до 50 *м* и несколько менее.

Данный район интересен тем, что в неотектонических структурных формах, выраженных в рельефе, хорошо отражается унаследованность простираний герцинских структур. К северу и югу эти структуры затухают, будучи ограниченными областями прогибов (рис. 68).

На восток вдоль р. Аму-Дарьи протягивается узкий Чарджоу-Ургенчский вал, распадающийся на отдельные небольшие вытянутые поднятия. Северо-западное простирание вала меняется на широтное в районе Чарджоу, где он значительно расширяется и ам-

плитуда суммарных неотектонических движений достигает 500 *м* и более. Чарджоу-Ургенчский вал отделяет сложную Бухарскую впадину, повторяющую на севере его ориентировку, от глубокого погружения, идущего вдоль его западной границы, — узкой Унгузской впадины. Последняя небольшой перемычкой разделяется на две части: северную и южную. Южная часть впадины испытала за неоген-антропогеновое время суммарное погружение более 1000 *м*.

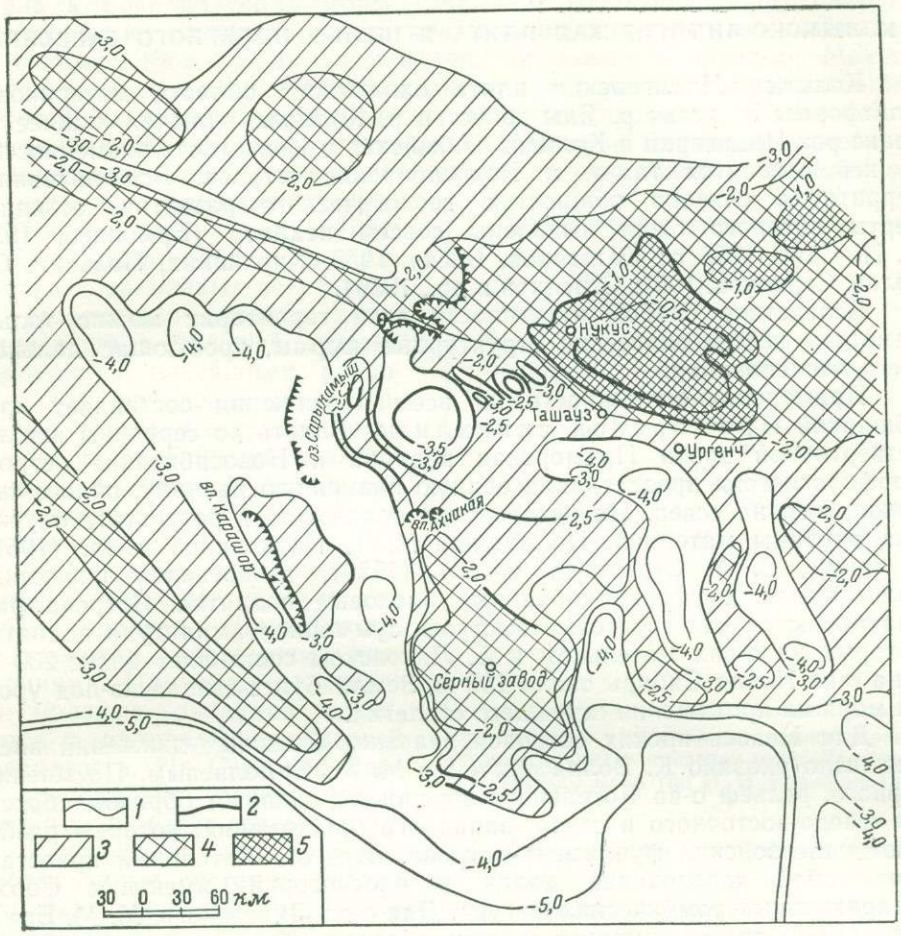


Рис. 68. Схема структуры поверхности палеозойского фундамента района Северной Туркмении и Каракалпакии и сопредельных с ними областей (по Д. П. Касаткину, 1960 г.)

1 — изогипсы кровли палеозойского фундамента и ее отметки в километрах; *2* — то же по данным сейсморазведки; области отметок: *3* — > 3 *км*; *4* — > 2 *км*; *5* — > 1 *км*

К югу от описанной полосы поднятий (Туаркырского и Сернозаводского) располагается обширная сложная Каракумская впадина, имеющая общее северо-западное простирание с глубиной суммарных неотектонических опусканий более 2000 *м*. После небольшого пережима (к северо-западу от г. Мары) наиболее прогнутая часть впадины приобретает широтное направление, при этом уменьшается суммарная величина прогибания до 1000 *м*.

Следует отметить, что вследствие аридности климата все неотектонические структурные формы как крупные, так и мелкие хорошо выражены в рельефе. Таким образом, рельеф всего этого района в своей основе является тектономорфным.

Происходившие на рассматриваемой территории неотектонические движения не только определили основные черты рельефа, но наряду с климатическими факторами являются причиной трансгрессий и регрессий неогеновых и антропогеновых морей, а также миграции русел крупных рек, как Узбой и др. (Кесь, 1939 и др.). О самых молодых движениях земной коры свидетельствует нарушенность хвалынских и новокаспийских отложений и каналов древней оросительной системы.

КОЛЫМСКО-ИНДИГИРСКАЯ ПЛИТА И ШЕЛЬФ ПОЛЯРНОГО БАССЕЙНА

Колымско-Индигирская плита охватывает область материковой платформы от устья р. Яны до устья р. Колымы, включая нижнее течение рек Индигирки и Колымы (Абыйская и Колымская низменности). К ней относятся также и Новосибирские острова. Вся названная территория связана общностью геологического развития, основные черты которого были выявлены совсем недавно (Ермолаев, 1932; В. Н. Сакс, 1953 г.; Катасонов, Бискэ, 1959; Кирюшина, Полькин, Соколов, Стрелков, 1961; Стрелков и др., 1959).

Вследствие слабой изученности этой территории можно только наметить неотектонические структурные формы, требующие дальнейшего исследования.

Приморская низменность на всем протяжении составляет край обширной Приморской синеклизы. Вплоть до середины верхнечетвертичной эпохи Приморская равнина и Новосибирские острова морфологически представляли единую низменную равнину, полого снижающуюся на север. Их расчленение произошло в результате опускания окраины материка. По данным М. Т. Кирюшиной и др. (1961), а также С. А. Стрелкова и др. (1959), в пределах синеклизы проявляются дифференцированные блоковые поднятия. Острова рассматриваются как горстовые выступы, суммарная амплитуда поднятия которых на о-вах Котельном и Б. Ляховском составляет более 200 *м*, а на о-ве Новая Сибирь около 100 *м*. Земля Бунге вышла из-под уровня моря на протяжении истекшего столетия.

Для Новосибирских островов значение блоковых движений впервые было указано К. Волласовичем и М. М. Ермолаевым. По мнению первого, рельеф о-ва Котельного обусловлен главным образом сбросами северо-восточного и северо-западного простираний, которые разбивают палеозойский фундамент острова. Весь о-в Котельный представляет собой чередование долин и плоскогорий, имеющих форму «неправильных ромбических фигур». Для о-ва Ляховского, М. М. Ермолаев (1932) также намечает систему сбросов, обусловливающих современное распределение возвышенностей на острове. Возраст сбросов предположительно относится им к концу третичной эпохи.

В различных частях синеклизы выявляется мощный покров антропогеновых отложений (100—120 *м*), что позволяет говорить о новейшем погружении Приморской синеклизы более чем на 100 *м*. Для настоящего времени отмечаются неравномерные поднятия. Наиболее приподнят участок, располагающийся к востоку от Янского залива. Отдельные приподнятые блоки прослеживаются в направлении к о-ву Котельному.

В состав Приморской синеклизы входят Омолойская впадина, рассматриваемая некоторыми исследователями как грабен (Кирюшина и др., 1961), и впадина дельты р. Лены. Последняя, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961), отделена от материка системой крупных разломов и распадается на несколько террасовых поверхностей. Аллювиальные отложения, слагающие дельту, повсеместно дислоцированы. Они образуют широкие пологие валообразные структуры, разорванные поперечными сбросами. В структуре дельты Г. Ф. Лунгерсгаузен выделяет западную и восточную части, разделенные кру-

ным поперечным разломом, вдоль которого южнее проходит долина современной р. Лены. Все дислокации дельты достаточно уверенно датируются второй половиной верхнечетвертичной эпохи.

Описываемый район и располагающееся на его продолжении в северо-западном направлении море Лаптевых отличаются повышенной сейсмичностью, с землетрясениями до 6 баллов и глубиной фокуса до 60 *км*. Эта зона прослеживается в западную котловину Ледовитого океана к Гренландскому морю (рис. 69). Некоторые исследователи рассматривают данный район как зарождающуюся геосинклиналь (В. Н. Сакс, 1958 г. и др.), с чем вряд ли можно согласиться. Можно присоединиться к исследователям, рисующим в указанном направлении глубокие разломы, с которыми связываются проявления подводного вулканизма. На крыле континентальной флексуры Западной котловины располагается Таймыро-Североземельская группа блоков, выделенная как активная новейшая структура (Кирюшина и др., 1961; В. Д. Дибнер, 1954 г. и др.). В своих современных очертаниях все особенности рельефа суши и дна моря в большей степени объясняются новейшими разломами. Так, по мнению Н. Н. Урванцева (1937), Северная Земля отделилась от Таймыра в послеледниковое время, вследствие образования грабена пролива Вилькицкого.



Рис. 69. Карта эпицентров землетрясений (черные точки) в пределах моря Лаптевых и Полярного моря (по Н. В. Райко, 1934 г.)

Современные очертания Северной Земли, как и глубокий грабен пролива Шокальского, определяются радиальными дислокациями. При этом простирания молодых разломов согласуются с направлением древней складчатости. На Северной Земле преобладают северо-северо-восточные и северо-северо-западные направления линейных структур. Особенности рельефа острова и объясняются системой указанных ступенчатых сбросов. Амплитуда блоковых движений о-вов Северной Земли суммарно достигала 400—500 *м*.

На северо-западном продолжении континентальной флексуры, уже в пределах шельфа Баренцева моря, вблизи его границы с Полярным бассейном располагается архипелаг Земли Франца Иосифа. Он также представляет собой систему блоков, различно перемещенных один относительно другого. Амплитуда движений здесь достигает 700 *м*. Отмечены пологие изгибы и в базальтовых покровах, подчеркнутые современным рельефом. Для современной эпохи отмечается общее поднятие на 25—30 *м* и разлом, продолжающий сохранять свою активность (Кирюшина и др., 1961; В. Д. Дибнер, 1956 г.; М. В. Кленова, 1960 г.).

Наконец, говоря об Арктическом бассейне, нельзя не упомянуть подводный хребет Ломоносова, испытавший поднятия. Существует мнение, допускающее частичное появление хребта выше уровня моря в отдельные моменты неотектонического этапа развития. Следует добавить, что над хребтом Ломоносова отмечаются моретрясения (толчки) и выделения сероводорода, что рассматривается как результат усиления сольфатарной деятельности или подводного извержения. В облом-

ках грунтов, взятых со дна моря, обнаружено содержание вулканического стекла. Все это, по мнению Я. Я. Гаккеля (1958), свидетельствует о недавней вулканической деятельности.

Большинство исследователей, изучавших побережье континента и островов, убедительно доказывают, что движения земной коры привели к отрицательному перемещению береговой линии. Положительное движение суши является основным и на его фоне протекают все остальные изменения в положении береговой линии (А. Д. Соколов, 1930; М. М. Ермолаев, 1932; Н. Н. Урванцев, 1935 г.; Ф. А. Матисен и Н. И. Евгенов; С. Г. Пархоменко, 1928; П. К. Хмызников, 1934; А. В. Колчак, 1903; В. П. Кальянов, 1934 и др.). Необходимо подчеркнуть, что несмотря на продолжающееся поднятие берегов, в ряде случаев наблюдается фактическая убыль континента и площади островов, обусловленная проявлением различных процессов денудации.

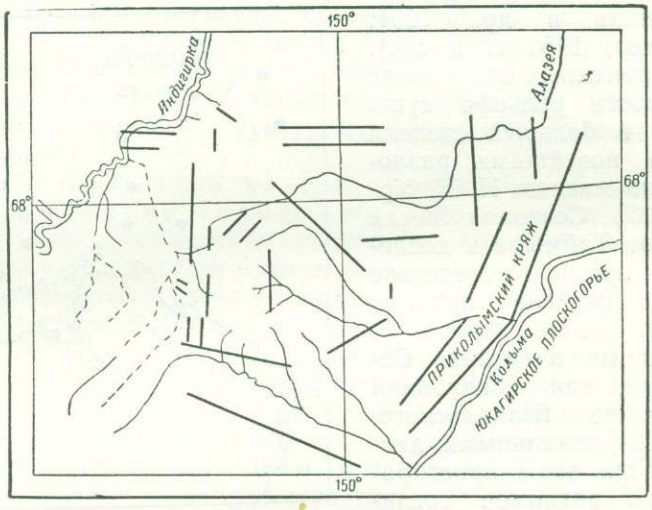


Рис. 70. Схема тектонических кайнозойских линий в районе Алазейского плато (по В. Н. Саксу, 1941). Линии — предполагаемые кайнозойские разломы

Впервые эту особенность подметил М. М. Ермолаев. Наиболее резко данный процесс выражен на небольших островах. В некоторых случаях убыль континента может достигать 40 *м* в год в горизонтальном направлении. Одной из главных причин этого процесса является наличие ископаемых льдов и состав слагающих пород, представленных исключительно рыхлыми антропогеновыми отложениями. Указанное обстоятельство не всегда учитывается исследователями, выясняющими причины перемещения береговой линии. Может быть к ним надо отнести заключение о современном наступании моря в области долины р. Колымы и прилегающего побережья (В. А. Вакар, 1937). Наличие дельт также указывает на вероятное поднятие побережья этой части материка Азии.

Помимо Приморской синеклизы, в пределах Колымо-Индигирской плиты выделяются сложное Алазейское поднятие, которое с севера обрамляется низкими омоложенными горами, и Юкагырское поднятие, представляющее расчлененную равнину. Эти структуры испытали суммарные неотектонические поднятия до 100—200 *м*.

При геоморфологическом изучении этих районов отмечают, например, на Алазейском плато проявление многочисленных кайнозойских разломов (рис. 70), повлекших за собой вертикальные перемещения отдельных участков относительно друг друга. Только этим можно

объяснить ряд особенностей рельефа, не допускающих эрозионного происхождения. В. Н. Сакс (1941) предполагает, что это были разломы типа ступенчатых сбросов, каждый с очень небольшой амплитудой (Лазуркин, Сакс, 1939 и др.). Преобладающие направления сбросов — субширотное, долготное и северо-восточное, при подчиненном значении других направлений.

Наличие подобной системы сбросов устанавливается и для более южного района, северного склона Момских гор, где Л. А. Зимин (1938 г.) указывает на антропогеновые сбросы как по простиранию, так и под углом к складчатости и глыбовые поднятия отдельных небольших участков.

В какой-то мере со ступенчатыми погружениями связан Ожогинский прогиб, который некоторыми рассматривается, как большой грабен. По-видимому, аналогичное происхождение имеют плоская Абыйская впадина и Зырянская впадина, выполненная антропогеновыми отложениями и суммарно опустившаяся за неоген-антропогеновое время более чем на 200 *м*. Все эти структуры представляют низменности. Между поднимающимися Юкагырским и Алазейским поднятиями располагается относительно прогибающийся участок — Нижне-Колымский прогиб, занятый долиной р. Колымы.

ЗЕЙСКО-АМУРСКАЯ ПЛИТА

Зейско-Амурская плита почти целиком располагается в бассейне р. Зеи и занимает на территории СССР незначительную площадь. Изучением неотектоники этой площади занимались главным образом С. А. Музылев (1943 г.), Ю. Ф. Чемеков (1959, 1960, 1961), а также Лю Минь-хоу (1961) и др. Для рассматриваемого участка является характерной Зейская синеклиза. Наиболее прогнутая ее часть соответствует нижнему течению р. Зеи. Синеклиза имеет небольшие размеры и изометричную форму; она выполнена комплексом рыхлых отложений, разделенных на две серии: 1) верхнемеловую — палеоценовую и 2) зейскую, верхнеолигоценово-нижнеантропогенового возраста, аллювиального и озерно-болотного происхождения, лежащую с размывом и несогласием на первой и имеющую мощность до 150—260 *м* (Чемеков и др., 1960). По новым данным (Лю Минь-хоу, 1961), водораздельная зейская свита, которая делится на сазанковскую и белогородскую, должна датироваться не олигоценом — нижним плейстоценом, как считает Ю. Ф. Чемеков (1960), а верхним плиоценом — средним плейстоценом. Накоплению этих отложений на территории Амуро-Зейской депрессии предшествовал период, когда шло интенсивное развитие процессов денудации. Этим объясняется отсутствие достоверно датируемых отложений олигоцена и миоцена и сильный размыв отложений верхнего мела и палеогена.

Геофизические исследования показали, что наиболее глубокое погружение фундамента (до 1200 *м*) наблюдается в южной части Амуро-Зейской депрессии, где обнаружены три мульды почти меридионального простирания. К этой части приурочено максимальное прогибание и в неотектонический этап развития.

По данным В. Т. Вебера (1960 г.), структура Амуро-Зейского междуречья представляет платформенный участок на палеозойском основании, подчиненный в своем развитии древним сооружениям Хингано-Буреинского антиклинория и Северо-Маньчжурского массива. Формирование платформы закончилось в конце нижнего мела. Верхнемеловые — палеогеновые отложения цагаянской свиты залегают практически горизонтально. В формировании этой области, перспективной на нефть и газ, В. Т. Вебер существенную роль отводит глубинным разломам,

которые, по его мнению, контролируют не только основные элементы Амуро-Зейской платформы, но, быть может, и ее границу на всем протяжении Амура.

В геоморфологическом отношении северная и восточная части плиты представляют собой поверхность денудации с мощной корой выветривания олигоценово-миоценового (?) возраста. К югу и юго-западу указанная поверхность погружается и скрывается под покровом рыхлых осадков, которыми сложена вся юго-западная часть депрессии (Чемеков, 1960).

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ НЕОТЕКТОНИКИ И РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Приведенные выше данные о материковых платформах позволяют сделать ряд общих выводов по неотектонике, типам и генезису их рельефа. Для материковых платформ характерно отсутствие каких-либо проявлений новейшего вулканизма, который распространен только в смежных более активизированных участках (например, излияние лав щелочного состава в сопредельных участках Северо-Восточного Китая). Рассматриваемая территория отличается слабым проявлением сейсмичности (менее 4—5 баллов). Рельеф ее представляет слабо расчлененные равнины, низменности и плоскогорья с амплитудами, редко достигающими первых сотен метров. Характерно, что и гравиметрическая поверхность, выявляющаяся на одноименных картах, имеет такой же плоский рельеф, как и орографическая поверхность платформы. Материковой платформе соответствует толщина земной коры (до поверхности Мохоровичича) в 30—35 *км*.

Следует отметить, что новейшая тектоника определила границы распространения фаций и формаций неоген-антропогеновых отложений, в целом для материковых платформ они подчиняются широтной климатической зональности. Так, например, распространение парагенезиса ледниковых и перигляциальных отложений, а вместе с ними и соответствующих зональных форм рельефа, отражает характер неотектонических движений отдельных структур первого и второго порядков, оказавших влияние на движение и распространение льда. Таким образом, границы оледенений в ряде случаев оказываются изолиниями новейших движений. По существу говоря, особенностями проявления неотектоники определялось распространение морских фаций неоген-антропогеновых отложений, которые приурочены главным образом к краевым частям материковых платформ, разнообразных других фаций континентальных отложений и связанных с ними различных полезных ископаемых (см. стр. 332).

Анализ проявлений новейших тектонических движений на территории материковых платформ позволяет наглядно выявить их ритмичность. Последняя находит свое отражение в формировании поверхностей выравнивания, перемещениях береговых линий моря, в усилении или ослаблении процессов денудации и аккумуляции, в изменении климатических условий, а вместе с ними и экзогенных геологических процессов, в явлениях оледенения, создавших разнообразные формы рельефа поверхности равнин. Ритмы движений, проявляясь по-разному, определили собой четкие фазы развития и перестройки рельефа. Как указывалось ранее (Николаев, 1948_3, 1954_2, 1956_1 и др.), фактический материал позволяет говорить о ритмичности неотектонических движений и их взаимном наложении, в результате чего они или усиливаются или ослабевают. Исходя из приведенного выше материала можно установить четкую взаимосвязь между проявлением неотектонических движений и ходом процессов денудации, формирования и развития

рельефа равнин и накопления различных генетических типов отложений, создавших разный облик указанных выше равнинных стран.

Ниже рассматриваются намечающиеся общие фазы развития материковых платформ.

1. **Первая материковая фаза** развития приходится на миоцен (для большей части территории). Местами, однако, она начинается в олигоцене, а в некоторых районах и несколько позже. В пределах Русской плиты и Балтийского щита происходит возрастание абсолютных высот водоразделов, достигающих максимума на грани с последующей фазой развития. Рельеф сильно расчленен, его амплитуда определяется сотнями метров (400—600 *м*). Склоны крутые. Наблюдается энергичное врезание речных потоков с преобладанием глубинной эрозии и относительным опусканием базисов денудации. Происходит образование переуглубленных впоследствии речных долин.

Денудация преобладает над выветриванием. Значительно распространены гравитационные отложения. Увеличиваются размеры континентов; понижение базиса эрозии вызывает сильное эрозионное расчленение шельфа и частично материкового склона. Следует, однако, подчеркнуть, что особенности и характер развития рельефа, а также проявление процессов денудации и аккумуляции строго дифференцируются по описанным выше неотектоническим структурным элементам, многие из которых приобретают черты только им свойственные (рис. 71, *I*).

Проявление этой фазы в пределах Западно-Сибирской плиты отличалось значительно меньшим поднятием, происходившим неравномерно. Однако по всем данным эти поднятия проходили синхронно с Русской плитой. Они привели к отступанию палеогеновых морей, покрывавших эту территорию, отчего климат Сибири стал холоднее и континентальнее. По-видимому, сократилось общее количество осадков, понизились температуры (рис. 71, *II*).

Сибирская платформа была в это время значительно приподнята, местами до 300 и даже до 500 *м* (Путоран). Относительно быстрые, неравномерно проявлявшиеся положительные движения местами вызвали перестройку направления речной сети, вырабатывавшейся на протяжении многих периодов континентального развития. Изменившиеся климатические условия, однако, не позволили рекам глубоко врезаться в приподнятую страну, вследствие чего общее расчленение рельефа оставалось небольшим. Оно было значительным только на окраине плато. В это время береговая линия в пределах Баренцева, Карского морей и моря Лаптевых отодвинулась далеко к северу (см. рис. 65).

Менее резкие движения в пределах Казахского щита позволили сохраниться гидрографической сети, которая начала вырабатываться в палеогеновое и меловое время. Развитие рельефа Туранской и Колымо-Индигирской плит было близким к Западно-Сибирской плите. В пределах Сибирской платформы и в прилегающих областях местами начала формироваться вечная мерзлота (рис. 71, *III*).

2. **Морская фаза**, падающая в основном на плиоцен, на Русской равнине характеризовалась постепенным уменьшением абсолютной высоты водоразделов и амплитуды рельефа (для Балтийского щита и Русской плиты — десятки, первые сотни метров). Заметное и значительное повышение местных базисов денудации сопровождалось ослаблением процессов эрозии и развитием боковой эрозии. Широкое развитие получили процессы аккумуляции (особенно в пределах Западно-Сибирской плиты, Предтаймырского прогиба и Колымо-Индигирской и Туранской плит). Энергично проявились процессы выветривания, зашедшие на большую глубину вследствие ослабления энергии процессов денудации. Характерно общее выравнивание рельефа с образованием

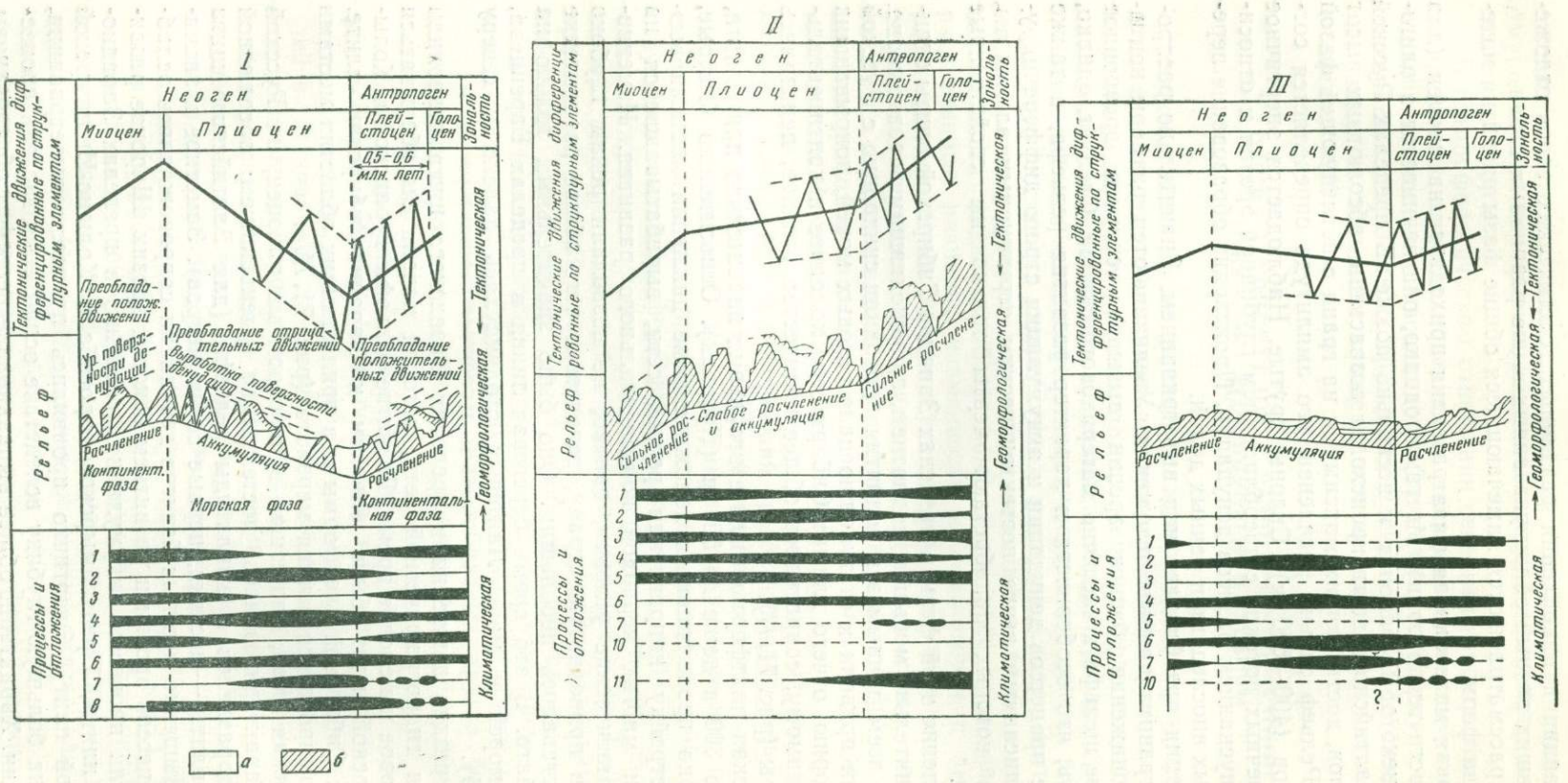


Рис. 71. Схема связи развития рельефа с проявлением неотектонических движений и рельефообразующих процессов:

I — для Восточно-Европейской платформы; *II* — для Сибирской платформы; *III* — для Западно-Сибирской плиты

1 — элювий обломочный; *2* — элювий химический; *3* — гравитационные отложения; *4* — аллювиальные отложения; *5* — отложения конусов выноса; *6* — делювиальные отложения; *7* — морские ингрессионные отложения; *8* — вулканогенные отложения (в смежных областях с интенсивным проявлением неотектоники); *9*—развитие вечной мерзлоты; *10* — ледниковые отложения; *11* — солифлюкционные отложения

плоских склонов. Выравнивание почти совершенно не коснулось Сибирской платформы, которая только на небольшой территории испытала некоторое опускание, в целом сохраняя, хотя и ослабленные, восходящие движения. Меньшей интенсивностью отличались движения в пределах Казахского щита и Зейско-Амурской плиты.

На территории Русской плиты, Западно-Сибирской плиты и Предтаймырского прогиба в связи с указанными особенностями движений происходила трансгрессия моря. Она охватила большую часть северного побережья материковых платформ. Образовались подводные долины, лиманы, губы, эстуарии, переуглубленные речные долины, известные по всему побережью (с переуглублением в устье до 150—200 *м*). В последних отложения накапливались главным образом в такой последовательности: гравитационные, аллювиальные, лиманно-морские, делювиальные. На водоразделах образуется элювий большой мощности. Мощность всех указанных типов отложений на Русской плите достигает 200—300 *м*. При этом следует иметь в виду, что накопление разных генетических типов осадков строго дифференцируется в соответствии с климатической зональностью и более мелкими ритмами движений земной коры, проявляющимися в пределах разных структурных форм по-разному.

Ингрессия моря охватила и юг Русской плиты и часть Туранской плиты. Имеются данные, на основании которых можно предполагать, что это море одно время соединялось с бореальным морем на севере. В это же время на Западно-Сибирской плите в пределах территории с равнинным, выровненным рельефом накапливались лиманно-морские и озерные отложения. По указанным выше причинам, на Сибирской платформе и в пределах Казахского щита процессы аккумуляции были развиты слабее. Увеличение площади моря привело к новому смягчению климата, по-видимому, он был более мягким, чем в настоящее время (Криштофович, 1946; Пармузин, 1954).

Трансгрессия моря, сокращение площади материков, уменьшение относительных и абсолютных высот суши, проявившиеся на больших территориях, и выработка в это время полигенетических поверхностей выравнивания, по-видимому, указывают на проявление планетарных (колебательных) движений, на которые сложно накладывались подкоровые и коровые движения.

3. **Вторая материковая фаза,** падающая на антропоген, так же, как и первая, характеризуется преобладанием поднятий, неравномерно проявляющихся на территории материковых платформ. Наиболее интенсивные движения были в пределах Сибирской платформы и Казахского щита. В пределах Русской плиты, Балтийского щита, Западно-Сибирской, Туранской и Колымо-Индигирской плит эта фаза поднятий еще не компенсировала суммарных опусканий предыдущей фазы. Наложение тектонических движений разного периода и амплитуды отразилось как в формах рельефа (террасы), так и в геологических процессах и связанных с ними накоплениях антропогеновых отложений различных генетических типов (например, бореальные морские ингрессии и проч.). Поднятие наблюдается и в настоящий момент, с чем связана регрессия северных морей, но оно идет неодинаково и неравномерно в районах новейших структурных форм с разной геологической историей.

На указанные движения земной коры, дифференцировавшиеся по структурным элементам, накладывались эвстатические колебания мирового океана, что создавало сложную для расшифровки картину. Эта сложность усугубляется различной оценкой величины эвстатического фактора. Не отрицая наличия эвстатических движений для уровня мирового океана, мы должны признать, что значение его в настоящее время не может быть точно установлено, но относительное

значение этих колебаний значительно меньшее, чем суммарное проявление неотектонических платформенных движений (см. стр. 291).

Указанный выше комплекс взаимосвязанных явлений (дифференцированный характер проявлений тектонических движений, их ритмичность, разная амплитуда, перемещение береговых линий, усиление и ослабление денудации и аккумуляции, изменение климатических условий и вместе с ними внешних геологических процессов, оледенения) привел к образованию на материковых платформах равнинных форм рельефа следующих генетических типов: 1) аккумулятивных равнин — морских, ледниковых, флювиогляциальных (перигляциальных), аллювиальных, эоловых; 2) слоевых ступенчатых равнин и пластовых возвышенностей; 3) цокольных денудационных равнин с мелкосопочным рельефом и эрозионным рельефом «кряжей» и «массивов»; 4) остаточных гор, часть из которых оказалась омоложенными.

Различие же в географическом распределении указанного комплекса факторов, связанных также с разно проявляющимися геофизическими процессами, привело к обособлению двух геоморфологических типов равнинных областей материковых платформ: низких и высоких (Ю. А. Мещеряков, 1960).

Как уже указывалось (Николаев, $1950_{2,4}$, $1954_{1,2}$, 1955; 1957), крупные ритмы проявлялись более или менее одновременно на больших территориях и приводили к крупнейшим изменениям облика рельефа страны и к другим физико-географическим изменениям, которые сказывались на всех элементах географического ландшафта; мелкие ритмы детализировали крупные черты в развитии рельефа, проявляясь по-разному в разных неотектонических структурах.

Крупные ритмы могут быть связаны с планетарными движениями, мелкие — с подкоровыми. Интенсивность и напряженность проявлений неотектонических процессов в пределах материковых платформ позволяет отнести их главным образом к колебательно-волновым платформогенным движениям. Более слабо проявлялись регматические движения, шедшие в основном по направлениям, предопределенным предшествующей историей геологического развития.

Для всей территории СССР (вероятно, и всего Азиатского континента) установлено резкое возрастание интенсивности движений, или преобладание определенной их направленности на строго фиксированных стратиграфических рубежах: на границе олигоцена и миоцена, миоцена и плиоцена, плиоцена и плейстоцена, на границе нижнего и среднего ярусов антропогенового периода и др. Это усиление движений охватывает огромные территории и проявляется в структурных элементах первого и второго порядков по-разному. В уже указанных работах автора подчеркивалось большое значение этой особенности для установления стратиграфии неоген-антропогеновых отложений и их корреляции, а также для решения сложной проблемы — установления верхней границы неогена. Стратиграфическое значение ритмичности движений в последнее время подчеркивается также работами Л. А. Рагозина, Г. Ф. Лунгерсгаузена, Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина и др. Нельзя не отметить, что проявление некоторых ритмов движений, фиксирующихся формированием основных поверхностей выравнивания и террасовых уровней, является общим для разных континентов и отражает общепланетарные закономерности их проявления.

В настоящее время, некоторые исследователи еще сомневаются в единовременности проявления крупных ритмов движений на территориях, удаленных друг от друга. Тем не менее весь имеющийся материал, безусловно, позволяет говорить о г о м о т а к с и и, представляющей низшую ступень параллелизации для такого крупного структурного элемента земной коры, как материк. Изложенный материал,

мне кажется, хорошо доказывает этот вывод. Если и возникают сомнения в его правильности, то они вполне сопоставимы с сомнениями, возникающими при применении биостратиграфического метода при корреляции разрезов, удаленных друг от друга. И сомнения и возможные ошибки здесь одного порядка.

Суммарная скорость новейших тектонических движений в пределах материковых платформ незначительная. Для разных структурных форм она оказывается разной. В среднем для территорий с инверсионным режимом движений их размах достигает ±300—500 *м*, что в сумме составляет около 1 *км*. Для территорий с направленным режимом движений суммарный эффект может достигать ±1—2 *км*. Характерными являются крайне незначительные градиенты движений.

Указанные особенности режима проявления неотектонических движений привели к формированию преимущественно равнинного рельефа. Для структурных форм первого порядка с преобладанием инверсионного режима движений характерными являются низкие равнины (Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская плита, Туранская плита); для структурных форм с преобладанием положительно-направленных движений — высокие равнины (Казахский щит, Сибирская платформа).

Структуры, созданные новейшей тектоникой, в большинстве случаев обнаруживают тесную зависимость от характера погребенных более древних структурных форм. При этом намечается прямое соотношение древних положительных структур с районами поднятий и отрицательных с районами опусканий или с районами отставания от общих поднятий. Такая связь находит отражение и в современных крупных формах рельефа.

Многие новейшие структурные формы второго порядка в пределах и древних, и молодых платформ оказываются связанными с выступами фундамента. План проявления новейших тектонических движений в общих чертах наследует структуру фундамента или обнаруживает зависимость от него. Поднятиям фундамента соответствуют относительно восходящие движения и они представляют зоны преобладающей денудации, им отвечают возвышенности; опусканиям фундамента соответствуют относительные опускания, представляющие зоны преобладающей аккумуляции, выраженные в рельефе низменностями.

Такие прямые соотношения хорошо выявлены, например, для Русской равнины: Приднепровская и Приазовская возвышенности совпадают с Украинским кристаллическим массивом; Приднепровская, Причерноморская, Кубано-Азовская и Прикаспийская низменности — соответствуют впадинам и синеклизам; Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностям (частично) соответствуют сводовые поднятия кристаллического фундамента — Токмаковское, Средневолжское и Татарское; Воронежскому выступу соответствует возвышенность; низменное Среднее Заволжье отвечает Мелекесской впадине и т. д. Таким образом, план современной орографии Русской равнины обусловлен структурным планом платформы (Геренчук, 1960; Николаев, 1961 и др.). Этот вывод может быть вполне обоснованно сделан и на других участках материковых платформ. Он находит свое подтверждение на территории Западно-Сибирской низменности и Среднесибирского плоскогорья и на многих других участках. Соответственно этому и план проявления новейших тектонических движений в общих чертах наследует структуру фундамента. Вот почему большой интерес представляет сравнение проявлений неотектоники с характером, особенностями и положением глубинных структур по геофизическим данным. Не следует забывать, что неотектоника в своих основных чертах отражает подкоровые процессы.

Как правильно отмечает К. И. Геренчук (1960), рельеф фундамента зафиксировал в себе всю сумму предшествующих движений, тогда как современный рельеф равнин отражает собой только последние новейшие тектонические проявления этих движений. Связь рельефа материковых платформ с движениями фундамента устанавливается для структур не только первого порядка, но и более мелких. Во многих случаях они обнаруживают тесную зависимость от характера более древних структурных форм, т. е. являются в какой-то мере унаследованными. В других случаях, являясь унаследованными, новейшие тектонические структуры отличаются деталями конфигурации, степенью активности и часто знаком движения, а также и преобладающей ролью разрывных дислокаций.

Кроме указанных, могут быть отмечены наложенные структурные формы неотектоники в виде разнообразных сводовых поднятий и различных блоковых структур. Они накладываются на различные элементы подстилающих структурных этажей. В пределах молодых и древних платформ такие гетерогенные образования, выраженные в рельефе, отражают особенности строения и развития кристаллического основания или особенности рельефа поверхности фундамента, часто устанавливаемого только геофизическими методами исследования и бурением.

Примеры таких наложенных структур дают работы С. С. Шульца (1958) по северо-западу Европейской территории СССР, работы Н. Н. Ростовцева (1958 г.) и другие по Западно-Сибирской низменности, где местами новейшие прогибания накладываются на поднятые участки фундамента и, наоборот, неотектонические поднятия соответствуют прогнутым частям фундамента.

Из сказанного видно, что взаимосвязь современного рельефа с древней структурой и проявлением новейших тектонических движений не всегда является простой и требует внимательного изучения

Изучение строения отдельных блоков материковых платформ убеждает, что в рельефе и размещении новейших отложений отражаются не только движения структурных форм второго порядка (прямые и обращенные синеклизы, антеклизы, массивы и проч.), но также разломы и флексурообразные перегибы, связанные со структурой фундамента и заложившиеся в древнейшие этапы развития земной коры (архей, протерозой). Направление этих структурных линий унаследованно отражается на крупных чертах рельефа, плане гидрографической сети, распределении формаций неоген-антропогеновых отложений, их мощностях. К такого рода структурным образованиям следует отнести «сквозной» глубинный разлом, прослеживающийся через Кавказ, восточное Ставрополье и Поволжье. Он определяет границы распространения неоген-антропогеновых каспийских трансгрессий, отражаясь во флексурообразном перегибе новейших отложений; к нему приспосабливается гидрографическая сеть (см. рис. 54).

Аналогичные древние глубинные разломы, унаследованно проявляющиеся в неотектонический этап развития, отмечаются для Украины, где они находят подтверждение в геофизических данных и к которым приспосабливается план гидрографической сети. Кроме отмеченных разломов субмеридионального направления, выявляются разломы субширотного и близкого к северо-западному направления. На Русской плите к ним относятся флексуры — разломы, ограничивающие Прикаспийскую и Украинскую синеклизы и многие другие. К этой же категории относятся субширотные «валы» и прогибы, отчетливо выражающиеся в Приуралье и в Зауралье (В. Л. Яхимович, Н. А. Преображенский, В. П. Трифонов). Необходимо отметить и выявляющуюся сеть субширотных и субмеридиональных разломов на севере Сибирской платформы, первоначально намеченную работами Н. Н. Урванцева (1931, 1937), позже В. А. Вакара, П. С. Воронова и Р. М. Деменицкой

(1958). В первом приближении здесь выявляются три главных направления глубинных разломов древнего заложения, которые пересекают смежные крупные структурные элементы (Сибирскую платформу и Таймырскую складчатую область). Отмечаются три разлома, расположенные почти перпендикулярно указанным направлениям: из них два разлома ограничивают Таймырскую депрессию. Они проявляются в виде дизъюнктивных зон в различной мере активизированных в новейший тектонический этап развития. В какой-то степени они выражены в современном рельефе. Наличие таких зон подтверждается некоторыми геофизическими данными, но не может считаться окончательно доказанным.

В пределах Казахского щита разломы также выражены в виде зон, представленных как бы системой сложных более мелких «анастомозирующих» разломов, выраженных в рельефе и наследующих разломы палеозойского возраста, омоложенные в новейший тектонический этап (Сваричевская, 1961; Михайлов, 1958; Милановский, 1957; Малиновский, 1960 и др). Местами разломы и флексуры оказываются очень замаскированными и выявляются только при применении комплексных методов. Примером такой флексуры может явиться перегиб, отделяющий Московскую обращенную синеклизу от других структурных форм, примыкающих к ней с юга.

Для большинства сбросов и флексур, представляющих линейные элементы структуры, характерным являются их очертания в плане. Это редко прямолинейные, чаще полого выгнутые или ломанные линии, состоящие из отдельных прямолинейных отрезков разных размеров. Именно для линейных структур отмечается наиболее устойчивая унаследованность (Шатский, 1951$_1$; Пейве, 1956), что позволяет говорить об отражении в неотектонике материковых платформ древних направлений структурных линий. Таким образом, следы неотектонических линейных структур следует искать в фундаменте.

При наличии двух (и более) древних (докембрийских) тектонических направлений молодые разломы стремятся следовать старым структурным направлениям. Этим можно объяснить изломы в линиях неотектонических разломов и флексур, которые, следуя на некотором расстоянии по одному из древних направлений, затем поворачивают и следуют по другому направлению, образуя зигзагообразную линию.

Система линейных структурных форм разделяет блоки на отдельные глыбы очень различных размеров, которые, испытывая дифференцированные движения, отражаются в орографии и влияют на ориентировку гидрографической сети. Это, например, ярко выражено в пределах Сибирской платформы. Речная сеть, как правило, своим размещением и особенностями отражает поведение древних и новейших структур. В большинстве случаев она приурочена к структурным понижениям (типа впадин, прогибов, синеклиз и пр.), к границам между структурами, тектоническим разрывам. Можно сказать, что план речной сети той или иной территории в своих главнейших чертах определяется планом ее тектонического строения. При дренировании территорий, отличающихся различной подвижностью, реки характеризуются разной степенью извилистости: на участках погружений — долины расширяются, река свободно меандрирует и русло ее подразделяется на протоки и старицы, мощность аллювия возрастает; на участках поднятий — долины суживаются, река течет в одном русле, меандры оказываются врезанными, долина реки приобретает характер антецедентной долины. Извилистость русла сокращается.

Для равнинных областей материковых платформ характерна определенная устойчивость речных долин и водоразделов во времени. В большинстве случаев они унаследованы от предыдущих тектонических этапов развития, древние по возрасту и отличаются устой-

чивостью своего плана (Зеккель, 1947; Геренчук, 1960; Марков, 1931; Спиридонов, 1957 и др.).

В районах развития мощных мезозойских и кайнозойских отложений (как, например, в Западно-Сибирской низменности) на поверхности при кажущейся однородности различными методами все же можно выявить связь неотектоники с обособленными глыбами фундамента. Устанавливается частая приуроченность строго прямолинейных отрезков течения рек, резких прямоугольных их перегибов и участков с сильно и сложно меандрирующим руслом к определенным зонам или линиям преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний при подчиненном значении других направлений, что отражает тектонику погребенного фундамента низменности. К указанным направлениям приурочены прямолинейные границы разнотипных ландшафтов, уступы, напоминающие сбросовые линии, подтверждающиеся геофизическими данными (Лунгерсгаузен, 1955; Лебедев, 1959 и др.).

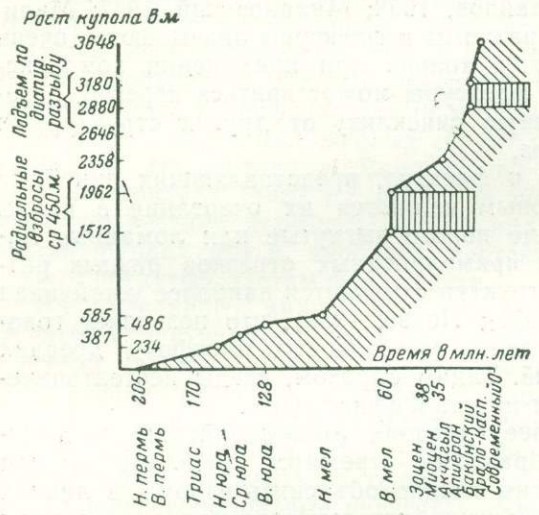


Рис. 72. График роста соляных куполов (Индерский купол, по В. В. Мокринскому, 1937)

Для многих районов материковых платформ отмечаются тектонические деформации третьего порядка. К сказанному по этому поводу добавим следующие факты. В пределах Донбасса, например, отмечена интересная закономерная связь между характером отдельных тектонических структур и степенью развития эрозионно-аккумулятивных форм рельефа: наиболее широкие речные долины, максимальные мощности аллювия речных террас приурочены в структуре Донбасса к синклиналям. В области развития антиклинальных складок долины значительно более узкие, в дне их имеются перепады, скорость потоков увеличивается, мощность аллювиальных отложений сокращается.

Все перечисленные факты указывают на дифференцированное проявление новейших тектонических поднятий в пределах Донбасса, которые целиком соответствуют плану тектонического строения древних пород: антиклинальные структуры испытывают более интенсивные движения, в пределах синклинальных структур интенсивность движений относительно меньшая (Д. П. Назаренко, 1947 г. и др.). Четко выраженные местные дислокации отмечаются в Приднестровье, в долинах рек Русавы, Еланце, Марковки, Ольшанки, Окницы и Каменки (Заморий, 1950 г.). В пределах Украинской синеклизы локальные движения новейшего времени отмечаются в области развития соляных структур (Бондарчук, 1937; П. К. Заморий, 1951 г. и др.). Эти движения отразились на высотном соотношении речных террас и на направлении эрозии рек в виде отклонения течения рек в местах наличия купольных структур. Все это бесспорно указывает на рост куполов в неоген-антропогеновое время. Аналогичные факты выявлены и для Прикаспийской впадины. Ю. А. Мещеряков (1953), М. М. Жуков (1945) и другие исследователи отмечают, что в пределах выровненной низменности наблюдаются выраженные повышениями рельефа купола с нару-

шенным залеганием антропогеновых отложений и рядом других признаков, со всей определенностью указывающих на их рост в антропогеновое время (рис. 72). Локальные движения и рост в неоген-антропогеновое время испытывали солянокупольные структуры Предтаймырского прогиба и аналогичные образования на юге Вилюйской синеклизы и в Чуйской впадине.

Достаточно широко распространенные в западной части Украинской синеклизы по правобережью Днепра (Канев, Табурище, Мишурин Рог и др.) и отчасти по левобережью Днепра (гора Пивиха, Калитва и др.) местные дислокации в виде многослоистого чередования четвертичных и более древних пород, образующих сложную складчато-чешуйчатую структуру, связаны с новейшими тектоническими движениями (рис. 73). Они проявляются в зоне, где предполагаются разломы более древнего возраста, осложненные движением ледника, что и привело к образованию гляциодислокаций (Мирчинк, 1936_2; Выржиковский, 1936; П. К. Заморий, 1950 г.; Славин, 1957 и др.). Совершенно аналогичные явления отмечаются для различных районов Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья (В. Г. Лебедев, Л. А. Рогозин, В. А. Николаев, Л. К. Зятькова, Г. И. Худяев, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Н. Н. Ростовцев и др.).

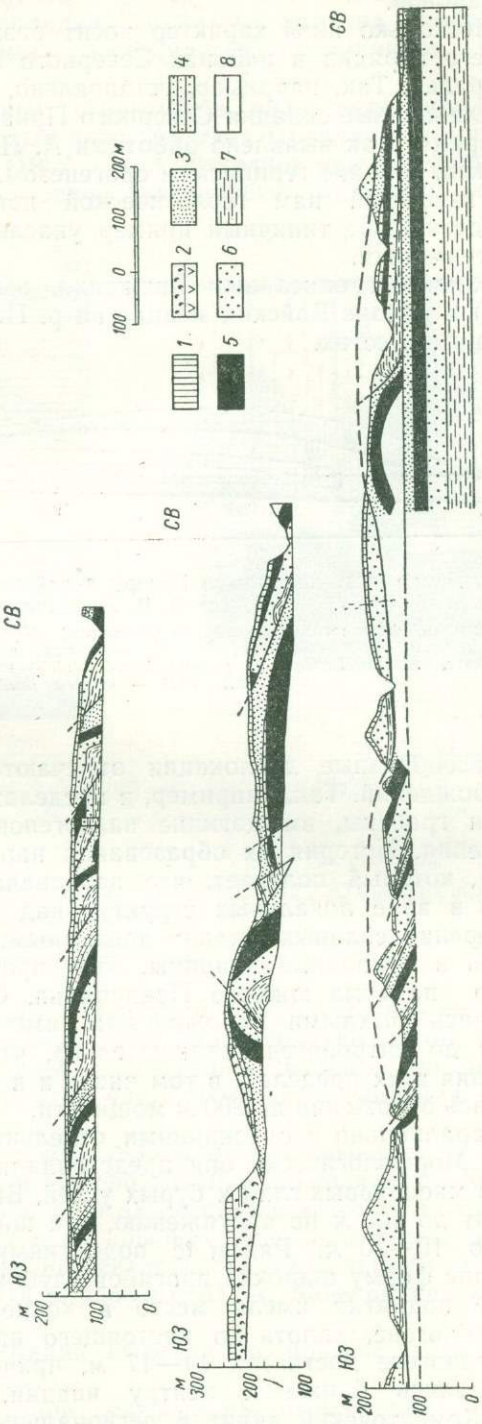


Рис. 73. Схематические разрезы через Каневские ледниковые дислокации (по В. И. Славину, 1957)

1 — лёсс; *2* — озерные отложения (а), морена (б); *3* — древний аллювий; *4* — бучакский ярус; *5* — каневский ярус; *6* — сеномэн; *7* — юрские отложения; *8* — линии нарушений и подошва отторженцев

Часто местные неотектонические деформации связаны с локальными тектоническими структурами типа валов, флексур, плакантиклиналей. Например, продолжающиеся поднятия в новейшее время в центральной части Доно-Медведицких дислокаций обусловили возникновение антецедентных участков у правых притоков р. Иловли и других рек, пересекающих сводовые части структур и их периферию. Такие же поднятия выявлены для Вятского, Окско-Цнинского валов, Жигулевского купола

и др. (Николаев, 1949). Многочисленные локальные поднятия, связанные с местными структурами, выявлены для Ульяновско-Саратовской синеклизы (Андреев, 1948, 1949; Краузе, 1951), для Заволжья (Розанов, 1956; Рождественский, 1960; В. Л. Яхимович, 1959 г. и др.) и для других районов.

Несколько иной характер носит развитие локальных деформаций третьего порядка в районах Северного Приаралья и в ряде районов Приуралья. Так, например, установлено, что некоторые мелкие брахиантиклинальные складки Северного Приаралья развиваются и в новейшее время. Как выявлено работами А. Л. Яншина (1948), эти складки намечены в плане герцинским орогенезом, развивались на продолжении всей известной нам геологической истории в мезозое и кайнозое и представляют типичный пример унаследованного проявления новейшей тектоники.

Близки к описанным движения, выявленные В. В. Ламакиным (1945) в районе Войских меандр на р. Печоре (рис. 74). Известны они и в других местах.

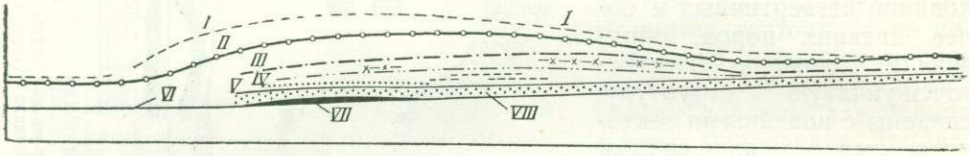


Рис. 74. Продольный профиль р. Печоры в районе Войского тектонического поднятия (по В. В. Ламакину, 1945)

I — уровень флювиогляциальной аккумуляции; *II* — уровень древнеречной аккумуляции; *III* — уровень врезанных террас; *IV* — старая пойма; *V* — уровень высокой поймы; *VI* — дно долины р. Печоры на уровне речки; *VII* — выходы морены и верхнепермских отложений; *VIII* — современный аллювий

Своеобразные дислокации отмечаются в районах буроугольных месторождений. Так, например, в пределах южного Предуралья наблюдаются грабены, вмещающие палеогеновые и неоген-антропогеновые отложения. История их образования нарисована А. С. Хоментовским (1953), который полагает, что первоначальные поднятия кунгурских гипсов в виде локальных структур над соляными телами вследствие растворения соляных штоков подземными водами постепенно превращались в локальные впадины. Этот процесс происходил в условиях общего подъема южного Предуралья. Образовавшиеся впадины заполнялись рыхлыми отложениями, имеющими возраст от среднего триаса до антропогена включительно, что указывает на нисходящие движения в их пределах, в том числе и в антропогене. Местами накапливались отложения до 200 *м* мощности.

Параллельно с опусканиями отдельные участки испытывали поднятия. Морфологически они представляли вытянутые вздутия, состоящие из миоценовых глин и бурых углей. Выявленные размеры поднятия доходят до 400 *м* по протяжению, при ширине от 30 до 300 *м* и высотой до 10—30 *м*. Рядом с поднятиями располагаются опускания, имеющие форму широких прогибов глубиной до 40 *м*. Наиболее интенсивные поднятия имели место в конце плиоцена и продолжались в антропогене, вплоть до настоящего времени. Величина опусканий в антропогене достигала 14—17 *м*, причем максимальные опускания наблюдались ближе к центру впадин. Источник этих движений А. С. Хоментовский видит в региональных вертикальных колебаниях земной коры, вызывавших понижение уровня грунтовых вод и растворение солей, а также увеличение объемов отдельных участков соленосной толщи на дне и в бортах впадин при переходе кунгурских ангидри-

тов в гипсы. Эти движения приводили к возникновению своеобразных молодых деформаций в угольных толщах в виде угольных диапировых структур, которые, по описанию П. И. Ильина (1960), представляют разнообразные дайки, купола, конуса, образующие цепочку (рис. 75). Высота диапировых структур от 60 *м* до 0,5 *км* и более. Кроме этого, наблюдаются и нормальные складки. Такая же картина отмечается для Челябинского буроугольного бассейна (Крашенинников, 1940) и других районов.

Другой характер локальных структур в виде антиклинальных складок описывается на обширных пространствах Поволжья и Ергеней. Изучавший их С. К. Горелов (1957 и др.) выделяет три категории по степени их новейшей тектонической активности: активные, слабо

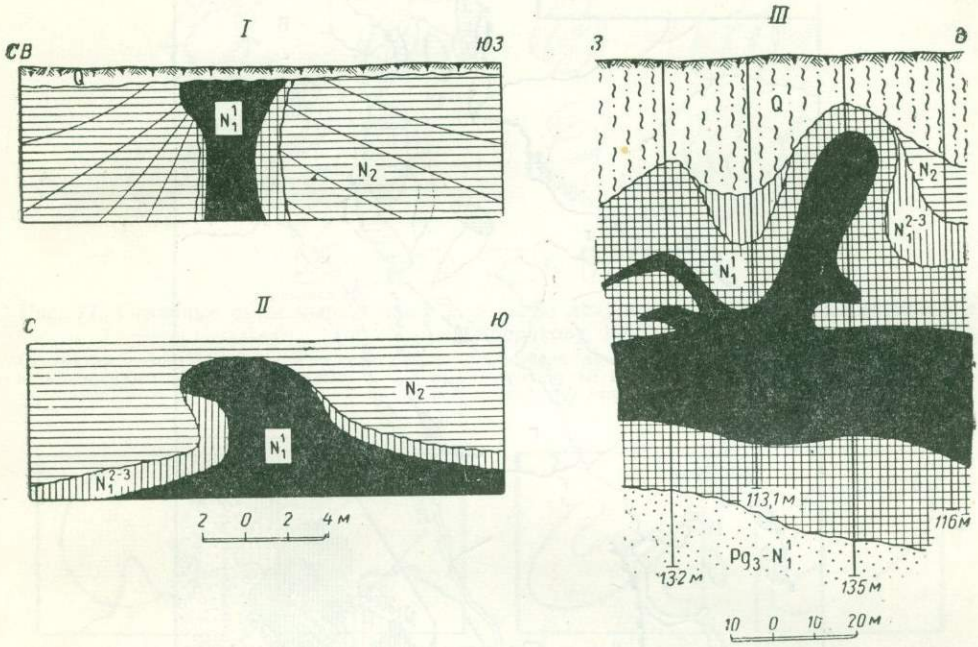


Рис. 75. Угольные диапиры в буроугольных месторождениях Южно-Уральского бассейна (по П. И. Ильину, 1960)

I — у западного борта Тюльганского месторождения; *II* — на Маячном месторождении; *III* — на Бабаевском месторождении

активные и неактивные (рис. 76). При этом выявилось, что активные в неоген-антропогеновое время структуры характеризуются, как правило, прямым «рельефом» по всем структурным этажам (по данным бурения); для неактивных структур часто отмечаются явления инверсии в залегании слоев.

Некоторые авторы (Бизнигаев, 1955 и др.) указывают на конседиментационный характер ряда платформенных локальных брахиантиклинальных складок в Ставрополье. Как следствие этого, они отмечают различную мощность в сводах и на крыльях. Многочисленные данные по локальным структурам, их неотектоническим движениям и выражению в рельефе можно найти в работах Ю. А. Мещерякова (1960), Г. В. Чарушина (1960) и др.

Среди локальных деформаций выделяются прямые, переходные и обращенные структуры (рис. 77).

Помимо перечисленных типов деформаций, необходимо отметить и разрывные нарушения новейшего времени. Так, например, в большом количестве они отмечаются для Балтийского щита. Они выявлены в пределах Рыбачьего полуострова, на р. Повенчанке, в районе

оз. Кальезера, где хорошо образованные бараньи лбы разбиты тектоническими трещинами с прекрасными зеркалами скольжения, совер-

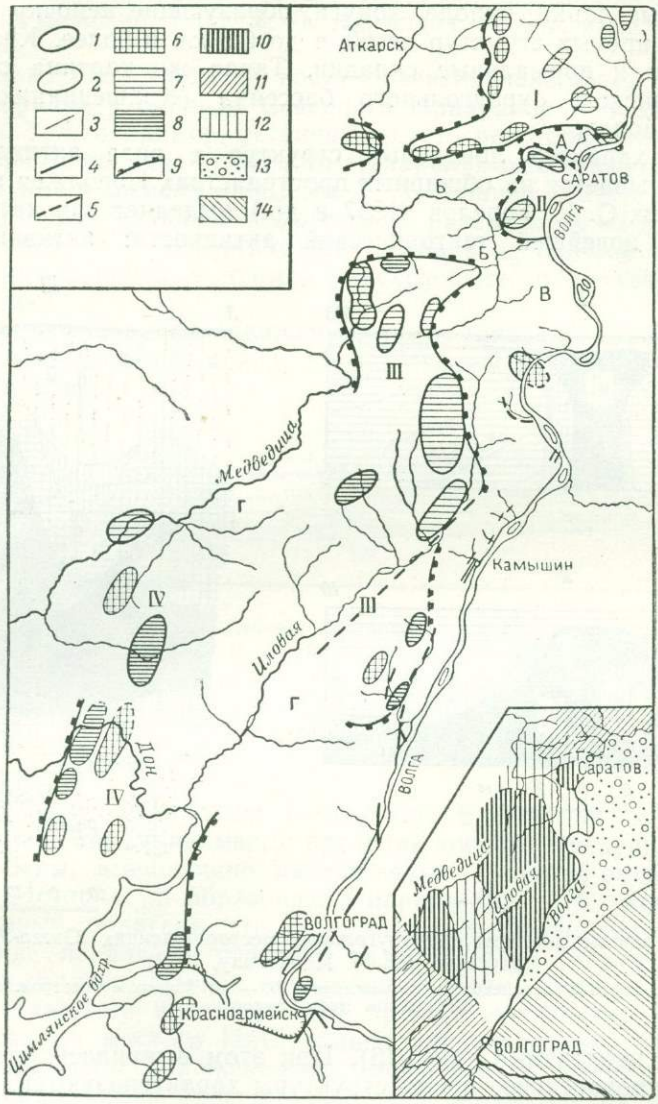


Рис. 76. Схема новейшей тектоники и структурно-геоморфологических особенностей юго-восточного Поволжья (по С. К. Горелову, 1957).

А — Саратовская котловина; *Б* — Латрыкско-Карамышский прогиб; *В* — Золотовский прогиб; *Г* — прогиб в бассейне р. Ольховки

1 — антиклинальные структуры с ясно выраженными признаками новейшего тектонического поднятия; *2* — то же, без этих признаков; *3* — сбросы, испытавшие разрывные движения в третичное время; *4* — то же, в третичное и четвертичное время; *5* — предполагаемые сбросы; *6* — прямое соотношение между рельефом и антиклинальными поднятиями; *7* — то же, обратное, *8* — то же, переходного типа; *9* — региональные уступы или флексуры палео-мезозойских пород. Районы дислокаций: Саратовских (I), Багаевско-Горючкинских (II); Медведицко-Иловлинских (III), Арчедино-Донских (IV)

На врезке (схема составлена по данным Н. И. Николаева, 1949, Ю. А. Мещерякова, 1952 и А. П. Рождественского, 1954 и по материалам автора схемы): *10* — участки интенсивного общего тектонического поднятия; *11* — участки слабого общего тектонического поднятия; *12* — участки относительного тектонического погружения; *13* — участки, испытавшие на фоне поднятий относительные прогибания (по Н. И. Николаеву, 1959); *14* — области интенсивных прогибаний в антропогеновое время с большими градиентами (по Н. И. Николаеву)

шенно не измененными работой льда, что указывает на их недавнее происхождение. Молодые разломы отмечаются по Мурманскому побережью и в других местах Кольского полуострова и Карелии. Особен-

но интенсивно проявились разломы в западной части Кольского полуострова. Эти разломы и в настоящее время являются живыми, что подтверждается регистрируемыми сейсмической станцией слабыми местными землетрясениями.

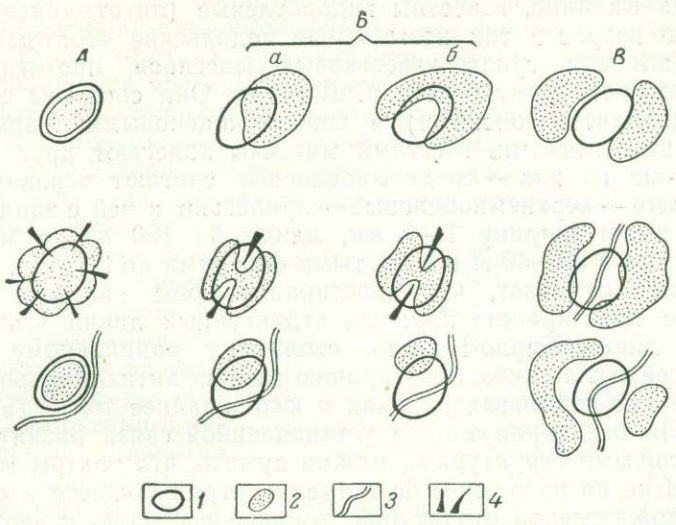


Рис. 77. Основные типы выраженных в рельефе локальных антиклинальных структур (по Ю. А. Мещерякову, 1960).

Структуры: *А* — прямые; *Б* — переходные; *а* — более близкие к прямым, *б* — более близкие к обращенным; *В* — обращенные; *1* — контур структуры; *2* — возвышенные участки рельефа; *3* — реки; *4* — овраги, балки

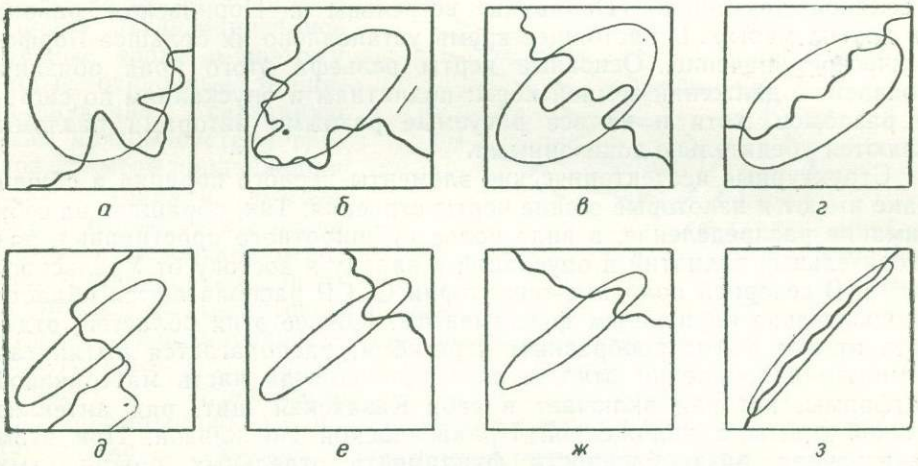


Рис. 78. Соотношение локальных антиклинальных складок с направлением рек на Сибирской платформе в пределах Иркутского амфитеатра (по Г. В. Чарушину, 1960)

а, б, в, г — показаны в относительно крупном масштабе; *д, е, ж, з* — в относительном мелком масштабе

Большое количество неоген-антропогеновых сбросов установлено на территории Среднего и Нижнего Поволжья. Многие из них образовались в неогене (миоцен). В ряде случаев по ним движения происходили и в антропогеновый период. Определенная активизация молодых движений для юго-востока Европейской части СССР отмечается в среднеантропогеновое время.

Нередко разломы, жившие в неоген-четвертичное время, устанав-

ливаются по косвенным признакам. Одним из таких признаков является связь развития рифовых фаций с тектоникой. Установлено, что рифовые фации приурочиваются к положительным формам структур внутри области осадконакопления. Среди неогеновых отложений, развитых на Украине, известны водорослевые (литотамниевые) рифы миоценового возраста так называемые подольские «толтры». Толтры — это высокая гряда известковых массивов, протягивающихся параллельно восточному берегу р. Днестра. Они сложены среднемиоценовыми (верхнетортонскими) и верхнемиоценовыми (сарматскими) рифовыми известняками. Местами массивы налегают друг на друга. Более древние из них — среднемиоценовые слагают основную гряду, более молодые — верхнемиоценовые — прилегают к ней с запада. Рифовая гряда имеет ширину 1—2 *км*, длину до 100 *км*, с мощностью рифовой толщи в 30—40 *м* и с крутыми склонами до 30—80°. И. К. Королюк (1952) отмечает, что простирание зоны рифовых массивов параллельно простиранию крупных структурных линий этого района (например, линии Бердо-Нароль, «великому радиальному антиклиналу» Тейссейра), а также простиранию мелких антиклинальных структур в более юго-восточных районах и юго-западнее толтр (в бассейне Днестра). На основании твердо установленной связи развития рифов с положительными структурами можно думать, что толтры маркируют собой поднятие по разлому в фундаменте, отражающееся в осадочном покрове положительной структурой, жившей в средне- и верхнемиоценовое время. Поднятие вытянуто в северо-западном направлении и затухает севернее г. Каменец-Подольска.

Новейшие сбросы выявлены и в других районах материковой платформы: в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, Западно-Сибирской низменности, Северо-Восточного Казахстана. Они связаны с соляной тектоникой Нордвика, встречены в Норильском районе и в других местах. В настоящее время установлено их большое морфологическое значение. Основные черты рельефа этого края обязаны проявлению движений земной коры: поднятиям и опусканиям по системе разломов, хотя и не все рисуемые разными авторами разломы являются убедительно доказанными.

Структурные неотектонические элементы первого порядка в общем плане имеют и некоторые общие черты строения. Так, обращает на себя внимание распределение, в виде полос субширотного простирания, зон относительных поднятий и опусканий к западу и востоку от Уральского хребта. В северной половине территории СССР располагаются области с относительно опущенным фундаментом. Южнее этих областей, отделяясь от них флексурообразным перегибом, располагается вытянутая в том же направлении относительно приподнятая часть материковой платформы, которая включает в себя Казахский щит, ряд антеклиз Русской плиты с наложенной Прикаспийской синеклизой. При этом значительная раздробленность фундамента отдельных приподнятых глыб отражается не только в геофизических (магнитометрических и гравиметрических) данных, но и в контурах мелких изометричных неотектонических поднятий (высокое Заволжье) (рис. 79). В общее поднятие втянута и южная часть Уральских гор, испытавших наибольшее неотектоническое воздымание. Особенно интересна южная зона, представляющая зону дробления земной коры (шовную зону), отличающуюся большой подвижностью, с резкими изменениями простираний, с различным выражением новейшей тектоники как в проявляющихся движениях, так и в структурных формах. Начинаясь в пределах СССР, в западной части Украинского массива, эта зона включает Припятский прогиб, Украинскую синеклизу, Донецкий кряж (поднятие) и его восточное продолжение. В Закаспии в пределах Туранской плиты в нее входит Центрально-Устюртский вал, соответствующий Мангыш-

лакско-Амударьинской синклинальной зоне, выделенной Д. П. Касаткиным (1960).

Прослеживание подвижной шовной зоны на восток позволяет убедиться, что она из области материковой платформы переходит в область интенсивного горообразования, где фиксируется глубинными разломами. В соответствии с поведением смежных структурных элементов, в различных частях указанной полосы, имеющей длительную историю развития, выявляется различное отражение этой крупной структуры в неотектонике и в рельефе. Однако всюду она хорошо выявляется и подтверждается данными геофизики. Таким образом, эта шовная зона, так же как и более северно расположенные зоны относительных опусканий и поднятий, разделенных флексурным перегибом, имеет «сквозной» характер (пересекает различные крупные геоструктурные элементы). Она является древней по времени заложения, имеет длительное развитие и большую устойчивость.

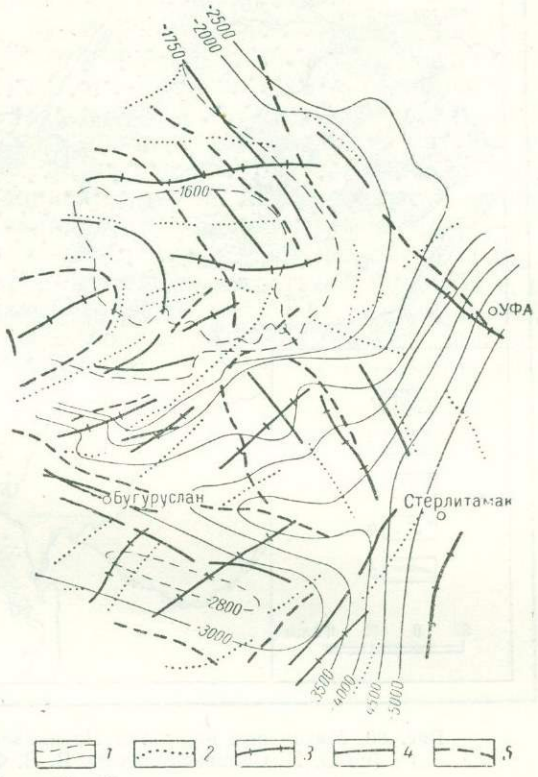


Рис. 79. Характер простираний гравитационных и магнитных аномалий на востоке Русской плиты (по И. С. Огаринову, 1959)

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; *2* и *3* — оси простираний аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля; *4* и *5* — оси простираний аномалий остаточного поля силы тяжести

Н. Ю. Успенская (1961) этот пояс глубинных разломов также называет поясом планетарного масштаба, прослеживающимся на 4000 *км*. В послекембрийское время дислокации этого пояса активизировались в разные эпохи и поэтому мощные осадочные толщи, выполняющие связанную с этим поясом систему грабенов, по мере продвижения с северо-запада на юго-восток оказываются все более молодыми: девонские отложения в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе, средне-верхнекаменноугольные в Донецком бассейне и погребенном кряже, пермо-триасовые на Мангышлаке и юрские — в Бухаро-Хивинской зоне. По мнению Н. Ю. Успенской, это показывает, что возобновление движений по древним разломам началось с западной части платформы, где в палеозое фундамент был наиболее приподнят, затем движения постепенно стали распространяться в юго-восточном направлении, в сторону опускающейся Прикаспийской впадины. При этом отдельные звенья общего пояса разломов в герцинский этап испытывали различный характер тектонического развития: платформенный — в Днепровско-Донецкой впадине, сходный с геосинклинальным — в Донецком бассейне и погребенном кряже, геосинклинальный — в Бухаро-Хивинской зоне, геосинклинальный и переходный — на Мангышлакском горном сооружении.

На примере данной зоны хорошо выявляется также зависимость новейших тектонических движений от направления движений в смеж-

ных структурных участках и отражение этих движений в рельефе, что для более древних шовных зон было выявлено Е. Е. Милановским (1960₁)*.

Наконец, самая южная часть материковых платформ, смежная с областью горообразования, характеризуется значительной раздробленностью фундамента с резко опущенными блоками, испытывавшими направленные движения. К этой полосе приурочены максимальные погружения участков платформ, которые вовлекаются в опускания крае-

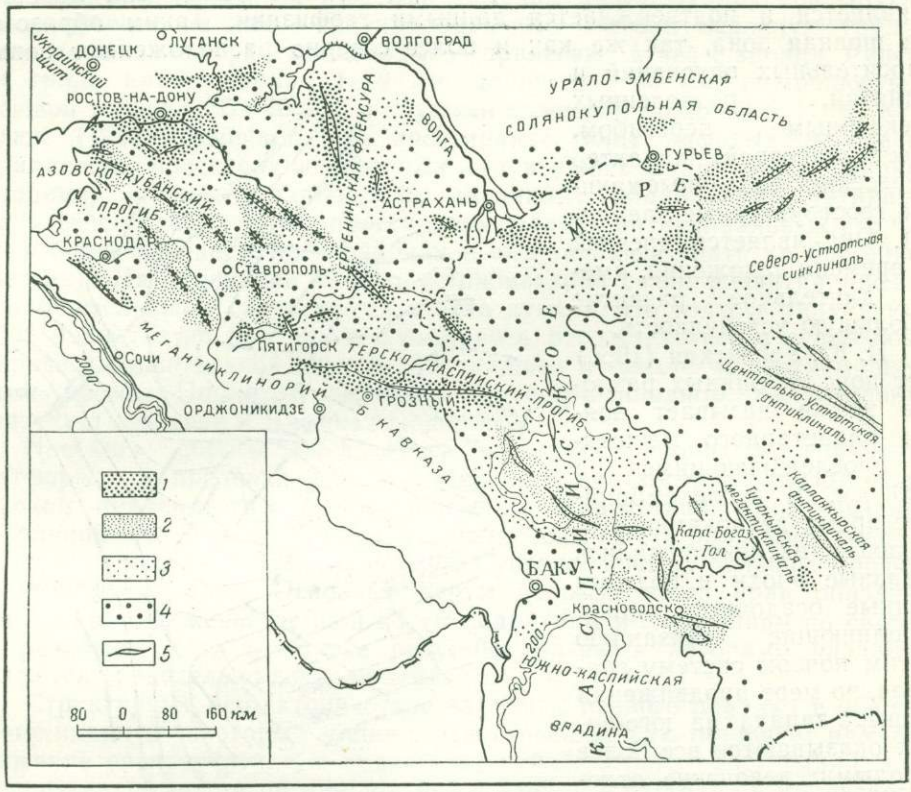


Рис. 80. Магнитные аномалии Предкавказья и Каспийского моря (по О. Н. Соловьеву, из ст. В. В. Федынского, 1959 г.)

1 — зоны повышенных магнитных аномалий; *2—4* — зоны пониженных магнитных аномалий; 5 — оси магнитных аномалий

вых прогибов областей горообразования. Следует подчеркнуть трудность и в ряде случаев условность разграничения этих двух структурных зон. Отметим также различные соотношения простираний зон новейших тектонических поднятий с простираниями структурных элементов, выявляющихся по данным геофизики (рис. 80). Примечательно, что к участкам несовпадения простираний, при наличии локальных структур, приурочены нефтегазоносные районы (Ставрополье, Бухарский район и др.). *Эта закономерность может явиться поисковым признаком при выявлении новых нефтегазоносных районов.* Необходимо дальнейшее ее изучение.

Характеризуя новейшую тектонику материковых платформ в целом, следует отметить, что она определяется: а) степенью сложности тектонического строения подстилающих структурных этажей; б) характером их историко-геологического развития; в) близостью расположе-

* См. статью Е. Е. Милановского в журнале «Советская геология», № 6, 1962 г.

ния к областям интенсивного горообразования, что определяет бо́льшую подвижность платформы в смежных с ними участках; г) разнообразной формой унаследованности древних структурных форм; д) режимом неотектонических движений.

Для материковых платформ устанавливается особый тип тектонического процесса, характеризующийся относительно медленными тектоническими движениями; отсутствием явлений новейшего вулканизма, слабой сейсмичностью и проявлением движений, состоящих из различных сложно накладывающихся друг на друга компонент.

Такое сочетание разных явлений отвечает характеристике подкоровых движений и их разновидности — платформогенных и тесно связанных с ними регмагенных движений (см. табл. 2).

Указанные особенности приводят к формированию различных по величине блоков и глыб земной коры, обусловливают определенное геофизическое строение и мощности коры в 30—35 *км*. Блоки и глыбы отделяются друг от друга разломами или внутриконтинентальными и континентальными флексурами. Выделяется два типа материковых платформ: высокие и низкие, отличающиеся разной приподнятостью фундамента. Испытывая направленные и инверсионные движения и вместе с тем глыбовые и складчато-глыбовые перемещения, формируются изометричные и линейные формы прогибов, поднятий и другие разнообразные структурные формы второго и третьего порядков и, как следствие, разнообразные равнинные формы рельефа, в формировании общего облика которых большую роль играет климат, определяющий комплекс действующих денудационных процессов и процессов выветривания.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ И РЕЛЬЕФА ОБЛАСТЕЙ ГОРООБРАЗОВАНИЯ (ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ)

ОБЛАСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ — ПОДВИЖНЫЕ ПЛАНЕТАРНЫЕ ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Области горообразования характеризуются иным проявлением неотектоники. Здесь преобладают интенсивные, сильно дифференцированные новейшие тектонические движения, с большими градиентами, с преобладанием поднятий. В этих областях наблюдаются проявления не только современного горообразования, но и складкообразования. Некоторые авторы их называют подвижными поясами земной коры, или орогеническими зонами.

Области горообразования, имея ряд общих черт, отличающих их от других геоструктурных зон, оказываются достаточно различными. Характер их новейшей тектонической структуры, а вместе с тем и особенности рельефа, комплекс свойственных им фаций и формаций новейших отложений определяются предшествующей геологической историей, провинциальными особенностями, отражающимися в разном сочетании тектонических процессов с денудационными и, наконец, приуроченностью областей горообразования к Тихоокеанскому или Атлантическому сегментам земной коры (см. ниже).

Среди областей горообразования могут быть выделены: области слабого горообразования, характеризующиеся развитием низких, платформенных гор, и области интенсивного горообразования. В последних выделяют три подобласти:

а) с рельефом гор Тяньшаньско-Байкальского типа, возникшего на месте эпипротерозойской, эпикаледонской и эпигерцинской платформ;

б) с рельефом гор Верхоянско-Колымского типа, возникшего на месте мезозойской складчатости;

в) с рельефом Кавказско-Памирского типа гор, возникшим на основе альпийской геосинклинали Юга СССР (Николаев, 1955, 1956_1).

Основанием для выделения указанных областей и подобластей горообразования является не только различное выражение суммарных деформаций за неоген-антропогеновое время, но и различное соотношение новейших структур с ранее сформированными, а также отличная в каждом случае предшествующая геологическая история. При этом большое влияние на особенности неотектонической структуры оказывал ранее созданный тектонический план: наблюдается известное приспособление вновь образующихся неотектонических структур к ранее созданным, в новом структурном плане, с разной степенью четкости отмечается как бы «просвечивание» ранее сформировавшихся структурных форм. Новый структурный план местами накладывается на древ-

ний с незначительными изменениями простираний и очертаний структурных форм (Кавказ), или в какой-то мере перерабатывает его (район Забайкалья, где область горообразования развивается почти параллельно простиранию древнего структурного этажа, сложенного комплексом отложений байкальской складчатости); иногда имеет место существенная переработка древних структурных этажей (Тянь-Шань).

Таким образом, в большинстве случаев неоген-антропогеновые структуры областей горообразования наследуют свои черты от структур, сформировавшихся в предшествующие тектонические этапы. Это выражается в сходстве региональных планов новейших и древних структур, в унаследовании древних разломов и оживлении глубинных разломов, ограничивающих глыбы, часто выраженные в современном рельефе.

В отличие от других авторов (Шульц, 1958_3 и др.) мы в областях горообразования видим проявление особого типа тектонических движений. По нашему мнению, под процессом горообразования, или орогенным процессом, следует понимать проявление как горизонтальных тектонических движений, так и вертикальных, сильно дифференцированных движений с большими градиентами, с преобладанием поднятий, интенсивность которых больше интенсивности одновременно проявляющихся разнообразных процессов денудации. В той или иной мере этот процесс сопровождается: а) перемещениями по ранее образованным тектоническим швам, б) образованием новых разломов, в) компенсационными прогибаниями отдельных участков, г) проявлениями разного типа складчатости — гравитационной, приразломной и др., д) проявлением интрузивного и эффузивного магматизма, г) интенсивными землетрясениями (более 7 баллов).

Результатом проявления орогенных движений, соответствующим образом локализованных в земной коре, явились: подвижность и сильная раздробленность земной коры, образование горного рельефа и накопление большой мощности неоген-антропогеновых отложений особых фаций и формаций.

Для характеристики областей горообразования можно применить образное выражение А. В. Пейве, дававшего оценку геосинклинальным областям, которые, по его мнению, представляют собой «гигантскую, планетарного масштаба тектоническую брекчию» (Пейве, 1960).

Такой же облик имеют и области горообразования: раздробленные на отдельные разных размеров блоки, подвижные, неоднородные, отличающиеся от материковых платформ большими градиентами движений и быстрыми изменениями знака движений.

Расчлененность горного рельефа зависит не только от эрозионных процессов. В основном она является следствием процессов тектонических (тектономорфный рельеф, усложненный процессами денудации). Как рельеф, так и характер отложений отражают не только особенности проявления неотектонических движений, но и климатические, провинциальные особенности района.

ОБЛАСТИ СО СЛАБЫМ ПРОЯВЛЕНИЕМ ПРОЦЕССОВ ГОРООБРАЗОВАНИЯ (ПЛАТФОРМЕННЫЕ ГОРЫ)

Области со слабым проявлением процессов горообразования характеризуются низким, преимущественно среднегорным рельефом. Образовались они на месте каледонской и герцинской геосинклинальных областей после стадии их замыкания. Примерами таких областей могут являться хребты Урал, Бырранга, Енисейский кряж и некоторые другие. На определенных этапах истории их геологического развития существовали высокие горные хребты, совпадающие со структурными поднятиями — антиклинориями синклинориями, образовавшими

крупные выраженные в рельефе мегаантиклинории. В это время поднятия по интенсивности значительно преобладали над процессами денудации. Однако в дальнейшем интенсивность движений стала ослабевать, перевес получили многообразные процессы денудации, горный рельеф снизился и выровнялся. В виде сниженных древних гор эти горные страны существовали в течение десятков миллионов лет то почти выравниваясь, то слабо расчленяясь. И только в недавнее геологическое время незначительное оживление поднятий привело как бы к омоложению этих горных хребтов, придавшему им современный облик, в котором проглядывают черты дряхлых горных стран.

Среди геологов и геоморфологов нет единства во взглядах на характер новейших движений в омоложенных горных странах. Некоторые считают, что это были глыбовые движения по разломам; другие связывают их со сводовыми прерывистыми поднятиями; третьи допускают и то и другое. По-видимому, в разных случаях мы имеем

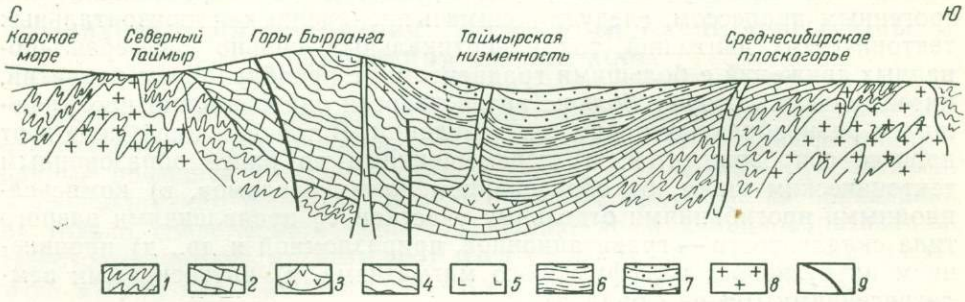


Рис. 81. Схема строения Таймырской геосинклинальной области (восточная часть, по Н. А. Сягаеву, 1960)

1 — гнейсовый комплекс докембрия; *2* — кембрий — карбон, карбонатная факция; *3* — соленосная формация девона; *4* — верхняя терригенная формация перми; *5* — трапповая и вулканогенно-обломочная формация пермотриаса; *6* — песчано-глинистая формация триаса и юры; *7* — молассовая и лагунная угленосные формации мела; *8* — палеозойские гранитоиды; *9* — разрывные нарушения и глубинные разломы

различный характер движений. Одно бесспорно, в этих странах проявились слабые направленные движения, с интенсивностью несколько большей, чем на смежных, преимущественно равнинных территориях.

Нагорье Бырранга начинается от Енисейского залива невысокими грядами, приобретая на востоке характер массива, который многие называют плато. В бассейне р. Таймыра оно значительно повышается и в крайней восточной части приобретает характер горной страны с высотами до 1500 *м* (Л. П. Смирнов, 1934). Таким образом, нагорье Бырранга представляет однобокий массив, на юге ограниченный крутым уступом, восток-северо-восточного простирания, являющимся следствием молодых разломов; на севере нагорье, постепенно снижаясь, переходит в ряд невысоких возвышенностей. Вся эта область целиком соответствует герцинской складчатой зоне. Представление о ее геологическом строении дает рис. 81.

Изучением описываемой территории занимались многие авторы: Н. Н. Урванцев ($1931_{1,2}$), Ю. Л. Рудовиц (1939), В. Н. Сакс (1940 г. и др.), Д. К. Александров (1939), П. С. Воронов (1960), Н. А. Сягаев (1960), Ю. Н. Кулаков (1960).

Для нее отмечаются неравномерные, глыбового характера движения, значительно более интенсивные в восточной и южной частях нагорья Бырранга. В своих современных очертаниях, все особенности рельефа описываемой области объясняются новейшими разломами (Н. Н. Урванцев, П. С. Воронов, Ю. Н. Кулаков). Так, например, образование котловины оз. Таймыр многие исследователи рассматривают как результат молодых блоковых опусканий. Это подтверждают

крупные его размеры, прямолинейность очертаний береговой линии и др.

Обобщение данных показывает, что область Таймырского полуострова после второго оледенения испытывала неравномерные опускания суши более чем на 100 *м*, после чего началось медленное поднятие, происходившее ритмично, оставившее на разных высотах следы регрессии моря. Изучение молодых террас указывает на колебательный характер ритмически проявляющихся тектонических движений. В настоящее время отмечается отрицательное перемещение береговой линии, обусловленное продолжающимся поднятием. Об этом же говорит и оживление эрозионной деятельности в области полуострова. Многие данные указывают на дифференцированные блокового типа движения. Наличие эстуариев, заливов, сложного подводного рельефа и другие признаки показывают, что основные черты эрозионного рельефа вырабатывались при более низком положении базиса эрозии, по-видимому, на фоне крупных поднятий. В последующие моменты происходило значительное погружение, результатом которого явилось образование эстуариев, фиордов и специфичных подводных форм рельефа. Сменившее его поднятие, проявившееся неравномерно, на значительной территории еще не компенсировало предшествующего опускания.

Урал. В неотектоническом отношении Урал является наиболее изученной областью слабого горообразования. Особенности развития его в неотектонический этап освещались в работах В. А. Варсанофьевой, И. П. Герасимова, С. Г. Боча, И. И. Краснова, Н. А. Преображенского, А. П. Рождественского, В. П. Трифонова, Д. В. Борисевича, А. П. Сигова, Е. Н. Щукиной, К. В. Никифоровой, Н. И. Николаева и многих др.

Как складчатая зона, выраженная в рельефе, Урал сформировался в герцинский этап тектонического развития земной коры, когда орографические элементы были целиком связаны со структурами (антиклинориями и синклинориями), имевшими меридиональное простирание. Основные депрессии располагались в синклинальных зонах, хребты — в антиклинальных; уступы в рельефе были связаны с главнейшими линиями крупных разломов (Герасимов, 1948; Краснов, 1958 и др.).

В раннемезозойское время синклинальные понижения герцинского Уральского хребта заполнялись пролювиальными, аллювиальными и озерно-болотными отложениями, достигавшими местами весьма значительных мощностей. Это указывает на еще продолжавшиеся достаточно интенсивные тектонические движения, но уже платформенного характера. Дислоцированность нижнемезозойских отложений указывает на проявление тектонических движений. Однако вряд ли эти движения были интенсивными, так как во многих районах Среднего и Южного Урала хорошо сохранилась кора выветривания триасового и нижнеюрского возраста, образование и сохранение которой могло иметь место только при тектонической устойчивости этой территории.

Длительные процессы денудации уже в мезозое превратили Урал в низкую горную страну с хорошо разработанными долинами. Последующие морские трансгрессии мелового и палеогенового возраста совместно с процессами континентальной денудации, еще более сниве-лировали низкогорный мезозойский Урал. Начиная с олигоцена — миоцена в пределах Урала начали проявляться более интенсивные дифференцированные поднятия. Преимущественно меридионально ориентированная речная сеть, унаследованная еще от верхнего мезозоя, в плиоцене и в антропогене начала перестраиваться. Древние денудационные поверхности подверглись размыву. Речные долины начали углубляться, фиксируя этапы поднятия террасовыми уступами. Многие из речных долин приурочены к основным направлениям трещиноватости (рис. 82).

В геоморфологии Урала еще много спорных вопросов. Однако общая картина развития вряд ли вызывает сомнения. Установлено, что западный и восточный склоны Урала развивались по-разному, испыты-

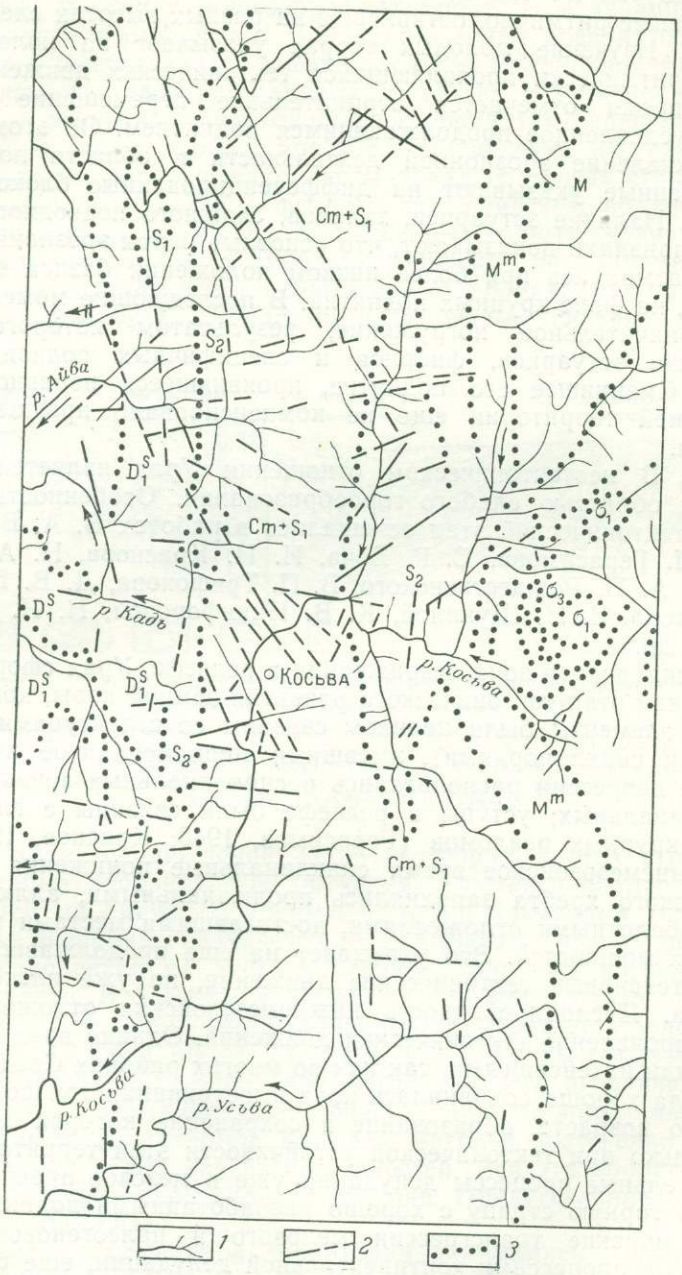


Рис. 82. Трещинная речная сеть западного склона Урала (по В. А. Апродову, 1948)
1 — речные долины; *2* — основные направления трещиноватости; *3* — границы распространения пород разного возраста

вая вертикальные движения различной интенсивности. Разные участки Урала подвергались неравномерным поднятиям в виде глыбовых перемещений и сводовых поднятий. Вместе с тем рельеф Урала является структурно обусловленным. Меридиональное простирание хребтов свя-

зано с таким же простиранием пластов устойчивых пород, слагающих сложные главным образом положительные структуры (рис. 83).

Ряд исследователей (Афанасьев, 1958; Краснов, 1958 и др.) на основании геоморфологического анализа отмечают наличие на Южном, Среднем и Северном Урале пологих волновых сводовых поднятий и прогибов широтного простирания (рис. 84), которые связываются с волновыми (колебательными) движениями очень широкой амплитуды.

Для различных районов Урала отмечены разнообразные разрывные и местами слабо складчатые дислокации (неоген?). Разные исследователи по-разному определяют величину поднятия Уральских гор за неоген-антропогеновое время. Для Южного Урала до 700—800 *м*: Среднего Урала (в бассейне р. Чусовой) до 200—300 *м*; севернее до 500—800 *м* и т. д. Амплитуда относительных глыбовых перемещений определяется от десятков метров до 100—150 *м*. При этом в положительных структурных элементах отмечаются поднятия бо́льшие, чем в отрицательных (синклинории, грабены).

Преимущественно на восточном склоне Урала, в различных районах наблюдаются сравнительно пологие надвиговые перемещения, отдельных крупных блоков. Они привели к разрывным нарушениям в толще глинистых мезо-кайнозойских пород с горизонтальными перемещениями за неоген-антропогеновый этап до 300 *м* (Ампилогов, 1956; Буданов, 1957 и др.).

Урал является слабо сейсмичным. Большинство землетрясений тектонические. Все они приурочены к Среднему Уралу. Сила землетрясений доходит до 6 баллов. Интересно отметить, что все землетрясения падают на участок пересечения предполагаемых нами зон глубинных разломов, отразившихся в неотектонической структуре в виде внутриконтинентальных флексур (см. гл. VI). Именно для этого участка, к востоку от г. Чусового, отмечается резкое поднятие горной части Урала в конце плиоцена более чем на 150 *м*.

Очень характерными являются очертания изосейст землетрясения 17 августа 1914 г. (Вейс-Ксенофонтова и Попов, 1940), вытянутых в северо-восточном и главным образом в северо-западном направлениях по оси Красновишерск — Свердловск — Курган (рис. 85). Такие очертания изосейст соответствуют пересечению долготно ориентированных структур Урала, живущими в неотектонический этап развития древними разломами, выраженными в поднятиях Тимана, Каройской внутриконтинентальной флексуры и флексурообразного перегиба, подходящего к Уралу со стороны Московской обращенной синеклизы. Таким образом, факт повышения сейсмической интенсивности именно в средней части Урала находит свое естественное объяснение.

В пределах южной оконечности Урала А. Л. Яншиным описаны унаследованное Чушкакульское поднятие с общим меридиональным простиранием, повторяющим простирание погребенных герцинских структур Урала.

Полярный Урал и **Новая Земля** как активные структуры, выраженные в рельефе, возникли в неоген-антропогеновое время. В этой зоне отмечаются резко выраженные дифференцированные движения со значительными градиентами. Суммарные положительные движения здесь достигают более 700 *м*. Как указывают М. Т. Кирюшина и др. (1961), амплитуда этих движений местами достигает 1000 *м*. От Западно-Сибирской плиты Полярный Урал отделен, по-видимому, разломом. Предполагают, что разломы отделяют Полярный Урал и от блока о-ва Вайгач, и от горстов Новой Земли, испытывающих в районе Маточкина Шара неотектоническое поднятие до 1000 *м* и более. Глубокий желоб (до 450 *м*), располагающийся к востоку от Новой Земли в Карском море, может рассматриваться как неотектоническое прогибание,

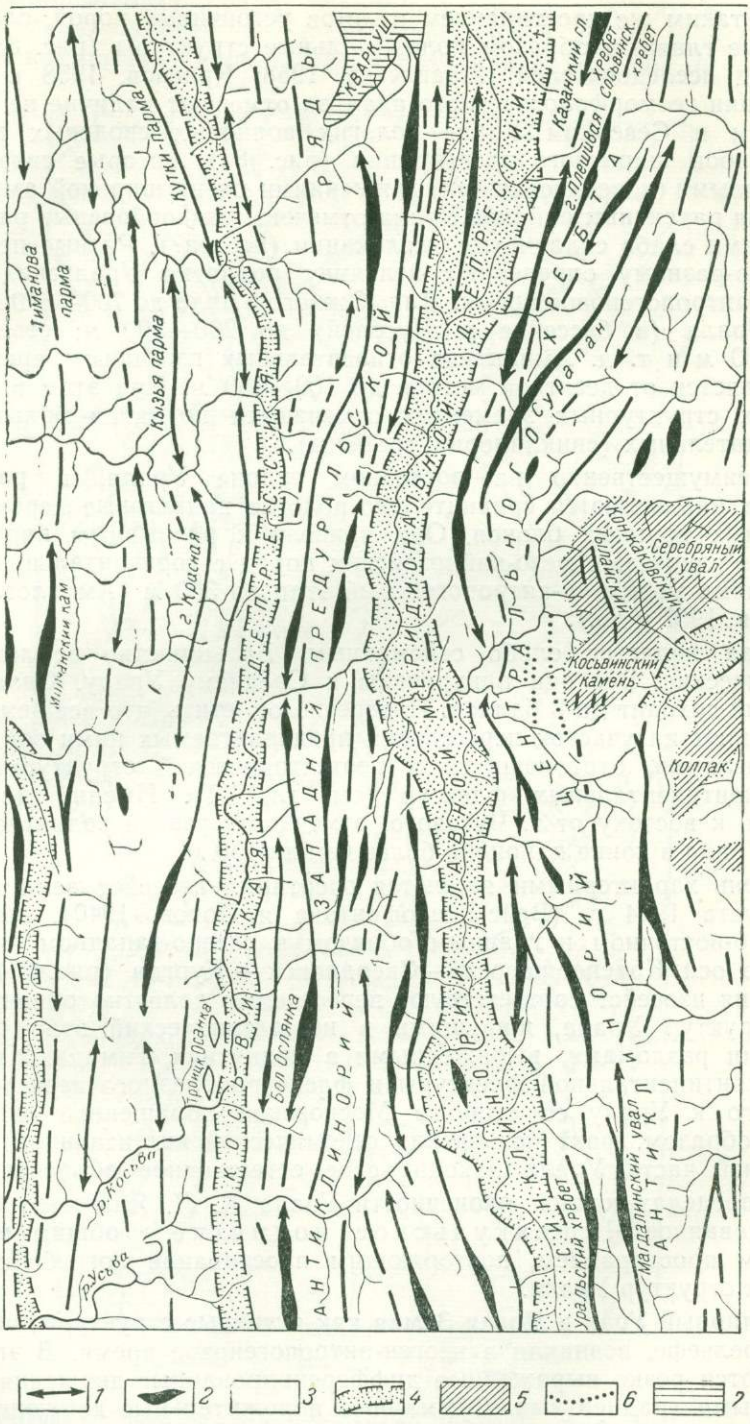


Рис. 83. Схема расположения главнейших структурно-морфологических элементов в восточной части бассейна р. Косьвы на западном склоне Среднего Урала (по И. И. Краснову, 1948)

1 — гребни главнейших хребтов, приуроченных к наиболее устойчивым породам, отражающие зависимость рельефа от структуры и литологии. Стрелки показывают погружение осей меридиональных структур; *2* — главнейшие горные массивы, обычно совпадающие с поднятием осей складок; *3* — антиклинории, зоны неравномерных поднятий и преобладающей денудации; *4* — синклинории, зоны неравномерных опусканий и преобладающей аккумуляции рыхлых отложений; *5* — островные высокогорные массивы основных и ультраосновных пород; *6* — кряжи, сложенные изверженными породами, обладающие меридиональным простиранием; *7* — нагорные плато (горный массив Кваркуша)

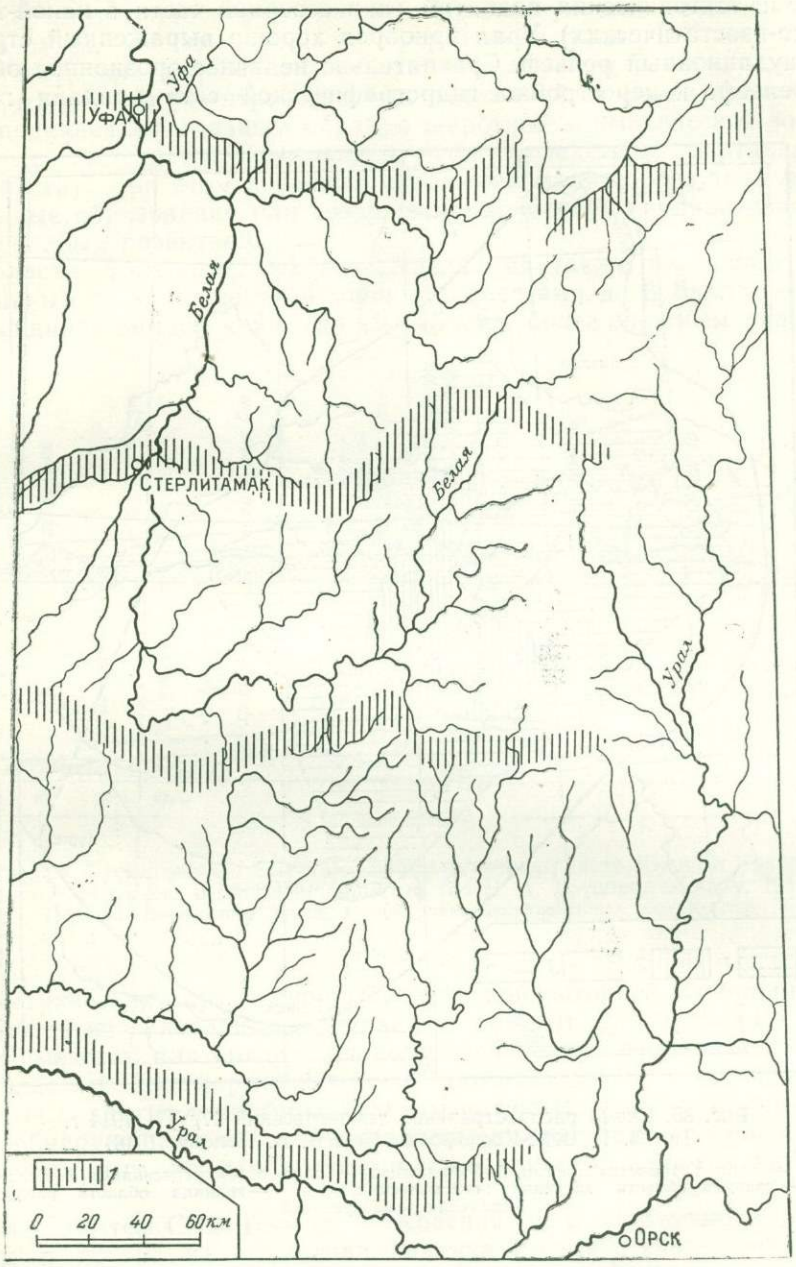


Рис. 84. Схема расположения основных элементов третичной тектоники Южного Урала и Предуралья (по Н. А. Преображенскому, 1948).

1 — широтные «сквозные» (*Н. Н.*) валы

не компенсированное отложением осадков и выраженное в рельефе морского дна.

В результате длительного проявления денудационных процессов на фоне тектонических поднятий (а в северной части в какой-то мере гляцио-изостатических) Урал приобрел хорошо выраженный структурно-денудационный рельеф. Сравнительно недавнее эрозионное обновление рельефа и перестройка гидрографической сети придали горному

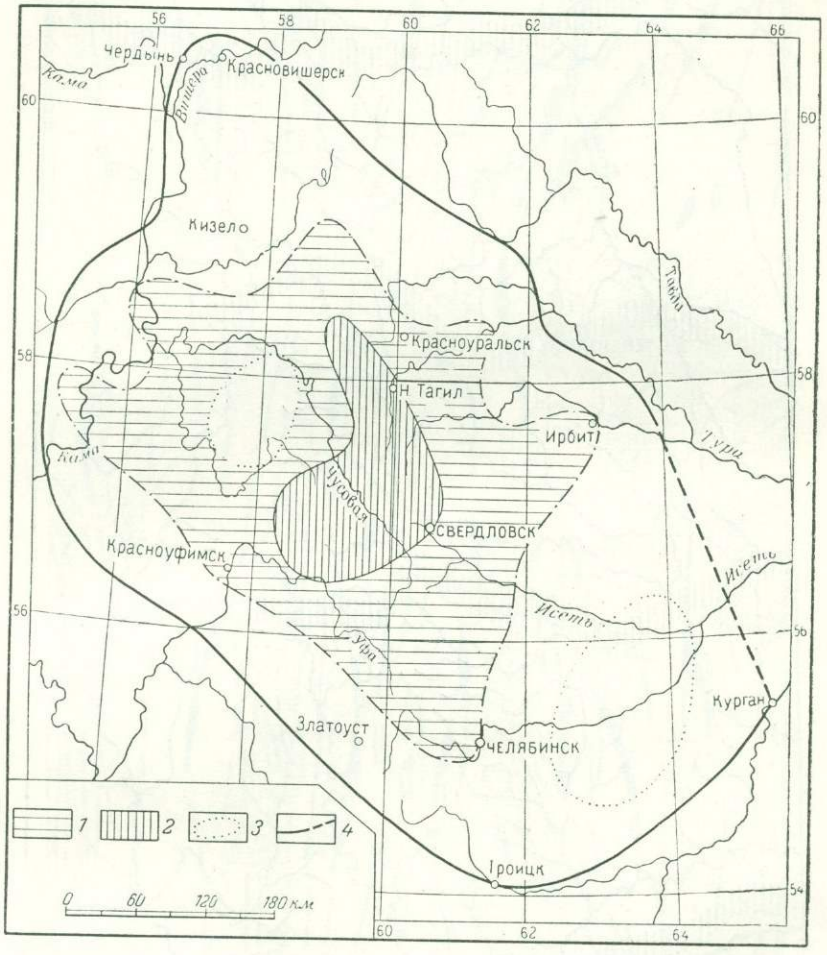


Рис. 85. Схема распространения землетрясений 17/VIII 1914 г. (по З. Г. Вейс-Ксенофонтовой и В. В. Попову, 1940)

1 — зона с землетрясениями 5—6 баллов; *2* — зона с землетрясениями 4 балла; *3* — граница области затухания сейсмических волн; *4* — граница области распространения землетрясений

Уралу с его старыми, «дряхлыми», выровненными формами рельефа омоложенный вид. Поэтому все горные страны с аналогичной Уралу историей, развивавшейся на фоне областей со слабым проявлением неотектоники, получили название омоложенных (В. Е. Хаин, 1952 г.).

Енисейский кряж также представляет собой омоложенную горную страну, начавшую свое континентальное развитие значительно раньше Урала и испытавшую суммарные неотектонические поднятия более 1000 *м*. Имеются и другие горы такого типа. В соответствии со своим положением все они могут быть названы платформенными горами.

Таким образом, в пределах материковых платформ выделяются участки незначительной площади с проявлением несколько более интенсивных направленных неотектонических движений и с относительно увеличенными градиентами движений. Эти участки соответствуют омоложенным, низким горам платформенного типа. Помимо такого морфологического выражения, они характеризуются и иным комплексом формаций неоген-антропогеновых отложений, в своем распространении подчиненных главным образом широтной климатической зональности (с некоторым смещением зон вследствие вертикальной зональности). При этом новейшие отложения молассового типа и вулканогенные образования или совершенно отсутствуют, или отличаются крайне слабым развитием.

Области платформенных гор выделяются также несколько более интенсивным проявлением сейсмичности (местами до 6 баллов), большей толщиной земной коры (до 40—45 *км*), более сложным рельефом

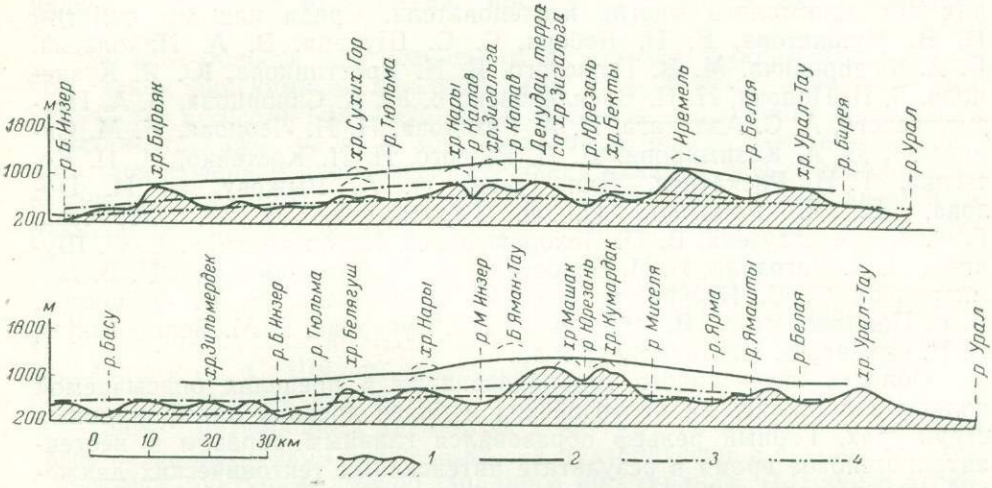


Рис. 86. Схематические широтные профили средней части Южного Урала, свидетельствующие о сводовом поднятии (по Н. А. Преображенскому, 1941)
1 — линия поверхности Земли; *2 — 4* — линии денудационных поверхностей

гравиметрических карт и иной геологической историей на ранних стадиях развития. Указанные признаки позволяют рассматривать платформенные горы как области слабого проявления горообразования.

Областям платформенных гор соответствуют преимущественно линейные поднятия и прогибы, грабены и горсты. Эти структурные элементы обнаруживают теснейшую зависимость от характера более древних структурных форм и в большинстве случаев являются унаследованными.

Вместе с тем С. Г. Боч, И. И. Краснов, Д. В. Наливкин, Н. В. Башенина и другие на основании анализа рельефа, гидрографической сети, изменения мощностей неогеновых и антропогеновых отложений отмечают, что в описываемых областях имеют место сводовые и сводово-глыбовые поднятия (рис. 86).

Новейшие нарушения в участках омоложенных (платформенных) гор почти всегда совпадают с древними тектоническими зонами, заложившимися в палеозое и мезозое в виде грабенообразных опусканий и горстовых поднятий. Например, на Урале структуры типа межгорных грабенообразных меридиональных депрессий прослеживаются на сотни километров и точно совпадают с крупными элементами структуры (синклинориями и крупными структурными опусканиями). Депрессии

выполнены мощными толщами мезозойских, палеоген-неогеновых и четвертичных отложений, что указывает на устойчивые погружения. Эти зоны приурочены к крупным тектоническим линиям, зонам дробления, которые неоднократно обновлялись в мезозое, кайнозое и в новейший тектонический этап.

Амплитуда относительных глыбовых перемещений обычно незначительна (100—200 *м*); и только в пределах Южного Урала, Северного Урала, гор Бырранга, а также Каркаралинских гор и Енисейского кряжа она достигает величины 700—1000 *м* и более.

ОБЛАСТИ ИНТЕНСИВНОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ДОКЕМБРИЙСКОЙ И ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ГОРЫ ТЯНЬШАНЬСКО-БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА)

Изучением неотектоники описываемой зоны на протяжении последних лет занимались многие исследователи. Среди них мы отметим И. В. Мушкетова, В. Н. Вебера, С. С. Шульца, В. А. Николаева, Б. А. Федоровича, М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова, Ю. Я. Кузнецова, В. В. Попова, Н. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова, Б. А. Петрушевского, А. С. Аделунга, И. А. Резанова, Н. Н. Леонова, Н. М. Синицына, Д. А. Казимирова, Д. П. Резвого, Н. Н. Костенко, Н. П. Костенко, Г. И. Раскатова, Дин Го-юй, А. А. Рыжову, В. И. Попова, Е. Я. Ранцман, И. П. Герасимова, В. А. Обручева, Г. Ф. Лунгерсгаузена, В. П. Нехорошева, А. И. Москвитина, Е. Н. Щукину, Л. А. Рагозина, И. И. Белостоцкого, Н. А. Флоренсова, Н. В. Думитрашко, С. С. Воскресенского, В. Н. Олюнина, В. В. Ламакина, Е. В. Павловского, С. В. Обручева, А. И. Суворова, Е. М. Великовскую, В. Н. Огнева, Н. И. Николаева и др.

Область интенсивного горообразования в пределах описываемой полосы заложилась на палеозойских и более древних платформенных структурах. Горный рельеф образовался главным образом в неоген-антропогеновое время в результате интенсивных тектонических движений участков земной коры, до того длительное время находившихся в спокойном состоянии и имевших или равнинный, или в какой-то мере выровненный (Забайкалье) рельеф. Возрождение тектонических движений, интенсивность которых стала значительно преобладать над интенсивностью процессов денудации, и привело к образованию горных стран таньшаньско-байкальского типа; к последнему мы относим Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье. Следует подчеркнуть, что многие из этих стран имеют специфические черты развития и во многом отличаются друг от друга, что позволяет выделить их в самостоятельные подтипы.

Для примера вспомним геологическую историю Тянь-Шаня. В мезозое и палеогене тектонические движения в Средней Азии проявлялись в виде очень пологих изгибов земной коры. К югу от Тянь-Шаня, на месте Памира, тектонические движения отличались большой интенсивностью, свойственной геосинклинальным областям. Там проявлялись интенсивные опускания, сопровождающиеся процессами вулканизма.

В конце олигоцена скорость тектонических движений начала возрастать и в прилегающих с востока участках, при этом преобладали положительные вертикальные движения, которые привели к образованию гор. По данным М. В. Гзовского и др. (1959, 1960, 1961) и В. Н. Крестникова (1961), в неогене намечается общее погружение гор Тянь-Шаня, а также увеличение скорости роста прогибов и поднятий. Однако в конце плиоцена и в начале плейстоцена выявляются наиболее интенсивные поднятия (Шульц, 1950). Они проявлялись прерывисто и неравномерно в пространстве, фиксируясь речными терраса-

ми. Суммарный размах движений при этом достигает многих километров.

Существенной особенностью описываемых горных стран являются ярко выраженные и широко распространенные поверхности выравнивания, имеющие сложный и разнообразный генезис. Для некоторых горных стран характерен высокогорный рельеф, вызвавший развитие многочисленных ледниковых форм (Тянь-Шань, Алтай и др.).

Для рассматриваемого типа горных стран особенность движений заключается в проявлении сводово-глыбовых и глыбовых поднятий, осложненных разрывными и складчатыми дислокациями. Не менее характерны многочисленные межгорные впадины разных размеров, особенно в Тянь-Шане и Прибайкалье, где проявились направленные вертикальные движения, обусловившие длительное погружение и накопление мощных толщ неоген-антропогеновых отложений.

В восточной половине рассматриваемой области имело место проявление молодого вулканизма, преимущественно в виде излияния базальтов.

Во всей области гор, возникших на жестком фундаменте, сложенном докембрийскими и палеозойскими складчатыми образованиями, отмечается большая роль глубинных разломов, что хорошо увязывается с жесткостью субстрата. К зонам разломов, обычно длительно живущим, приурочена и наиболее интенсивная складчатость. Расположение глубинных разломов, их соотношения определяют пространственное размещение прогибающихся впадин и поднимающихся хребтов, их «виргацию».

Точка зрения С. С. Шульца и других, считающих, что горы и впадины Тянь-Шаня есть результат крупной виргации длительно развивающихся, линейно вытянутых часто осложненных разрывами «складок основания» (С. С. Шульц), является неправильной. А. В. Пейве показал, что некоторые виргации в рассматриваемой области состоят из совершенно разнородных элементов, в которых юго-западные ветви не связаны ни историко-геологически, ни тектонически с основными глубинными структурами северо-западного простирания. Подобные структурные связи не могут быть названы виргациями в общепринятом понимании этого термина.

С. С. Шульц, Б. А. Петрушевский и другие исследователи считают, что в Тянь-Шане деформации мезозойского и кайнозойского времени носили исключительно складчатый характер и лишь с конца третичного периода ведущими стали движения по разломам (рис. 87). Однако в последние годы были установлены многочисленные длительно развивающиеся разломы разного возраста (А. В. Пейве, В. И. Попов, В. Н. Огнев, Ю. А. Скворцов, Д. П. Резвой, М. В. Гзовский, В. Н. Крестников, В. А. Николаев, Н. И. Николаев и др.). Было выявлено, что тектонические структуры представляют не складчатые формы, а сложное сочетание разломов и изгибов, характеризующихся длительным и унаследованным развитием (рис. 88). В настоящее время для различных участков этой области хорошо устанавливается унаследованность мезозойского и кайнозойского плана от палеозойского, обусловленного сложной сеткой разломов. В одних случаях они устанавливаются на глубине по косвенным признакам. При этом наиболее характерными оказываются: северо-западное, северо-восточное и субширотное (в западной части Тянь-Шаня), запад-северо-западное и восток-северо-восточное направление (в восточной части Тань-Шаня). Сочетание указанных направлений дает прямоугольную или косоугольную сетку, определяющую преобладающие простирания складчато-глыбовых форм, объединяющих в себе и разломы и изгибы, а также очертания многих наиболее крупных поднятий и изометричной формы впадин. Многие структуры являются унаследованными не только от мезозоя и кайно-

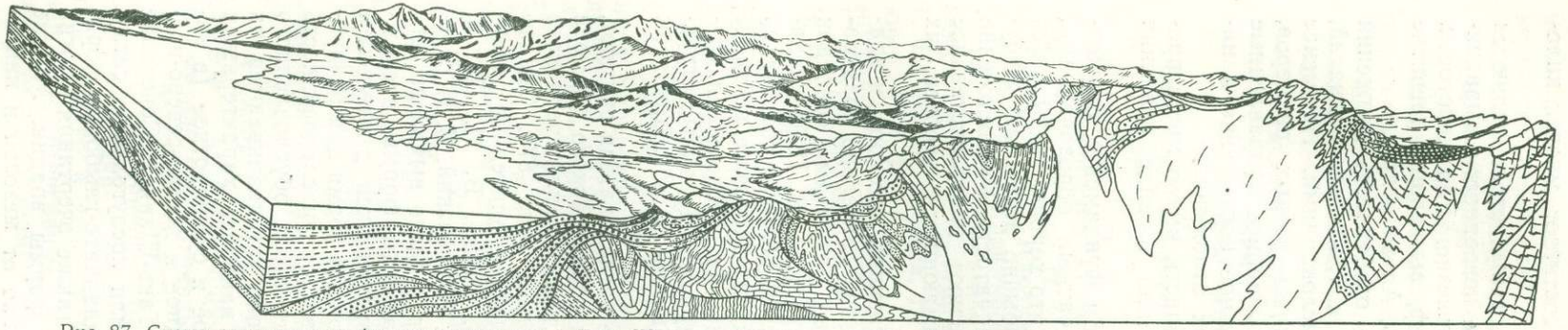


Рис. 87. Схема соотношения формирования гор в Тянь-Шане с процессами кайнозойской складчатости, размывом и аккумуляцией осадков (по С. С. Шульцу, 1948)

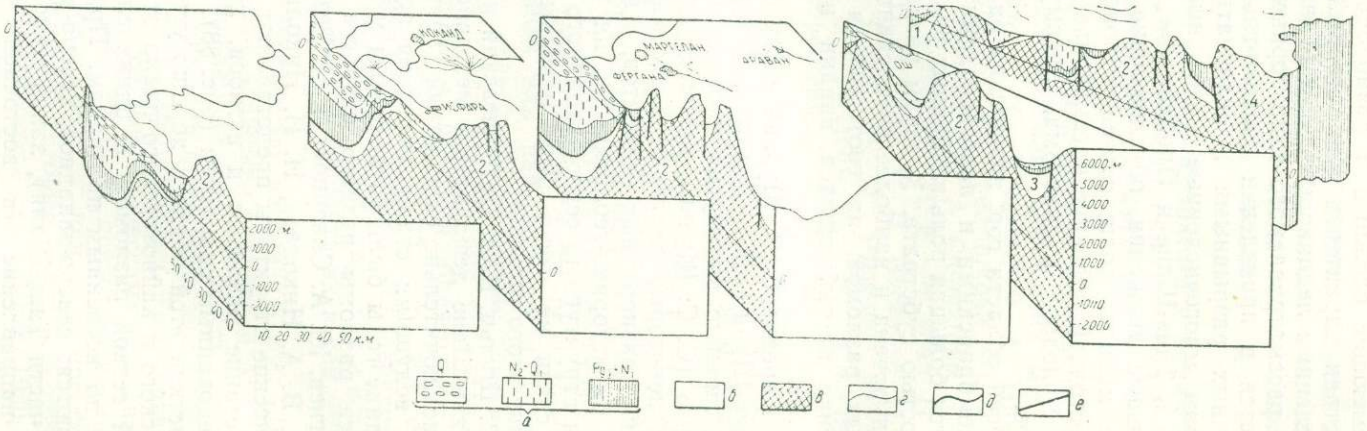


Рис. 88. Схема размещения прогибов и поднятий в неогене и в антропогене (по Д. П. Резвому, 1959)

а — неоген-четвертичные отложения; *б* — мезозойские и палеогеновые отложения; *в* — палеозойский фундамент, *г* — контур современного рельефа; *д* — контур основания новейших прогибов; *е* — крупные разломы. Мегасинклинали: Ферганской долины (1), Алайской долины (3), Мегаантиклинали: Туркестано-Алайская (2), Восточно-Алайская (4)

зоя, но и от палеозоя (М. В. Гзовский и др., Д. П. Резвой, А. Н. Суворов, С. С. Шульц и др.).

«Просвечивание» структурных особенностей прежних этапов развития указывает на исключительную устойчивость крупных тектонических образований, развитие которых растягивалось на многие геологические периоды. В ряде случаев ранее образовавшиеся структурные формы оказывают влияние на формы, развившиеся позднее даже в условиях принципиальной структурной переработки (Тянь-Шань, Алтай). Этим объясняется различие образующихся структурных форм и рельефа гор в разных участках рассматриваемой полосы горообразования.

Для многих участков Тянь-Шаня отмечаются большие неравномерные вертикальные движения с перемещением в 2—3 тыс. *м*. Эти поднятия выражены в современном высокогорном рельефе. Интересно отметить, что на многих высокоподнятых отдельных участках территории Гиссарского хребта сохранились растения, свойственные низким степным пространствам, которые приспосабливаются к новым условиям (Л. Н. Овчинников). Для района границы Тянь-Шаня и Памира свойственна высокая сейсмичность. В пределах Северного Памира отмечаются глубокофокусные землетрясения. Они образуют зону, падающую от северных районов внешней зоны Памира к югу и юго-востоку, под углом 65—70°. Нигде в других местах области горообразования глубокофокусных землетрясений не отмечается (см. ниже).

По существующему мнению, разделяемому многими исследователями, и наиболее обоснованно доказываемому С. С. Шульцем, неотектоническую структуру Тянь-Шаня следует рассматривать как складчатую, осложненную тектоническими разрывами. Современные хребты и межгорные впадины Тянь-Шаня трактуются как выраженные в рельефе складки (хребты — антиклинали, впадины — синклинали). Действительно, многие исследователи в различных частях Тань-Шаня отмечали пологий изгиб и наклон древних поверхностей выравнивания (В. Н. Вебер, В. А. Николаев, С. С. Шульц, Н. П. Васильковский и др.), а также складки большого радиуса в палеозойском основании (А. С. Аделунг, Н. М. Синицын, В. Н. Огнев и многие др.).

Кайнозойские отложения Тянь-Шаня С. С. Шульц разделяет на два комплекса. Нижний, преимущественно красноцветных отложений (T_2+Cr?), распространение которого и фациальные изменения не обнаруживают никакой связи с современным рельефом Тянь-Шаня, и верхний — также континентальных отложений (N—Q_1), фациальные особенности которого тесно связаны с современным рельефом Тянь-Шаня. В работах С. С. Шульца имеется важный вывод, что кайнозойское осадконакопление, новейшая тектоника, образование и развитие рельефа являются взаимосвязанными процессами и протекали одновременно.

Нельзя не отметить, что структуру Тянь-Шаня С. С. Шульц рассматривает с ложных позиций Аргана (1935), объясняющего деформации земной коры надвиганием Индо-Африки на Евразию. Придерживаясь точки зрения Аргана, С. С. Шульц использовал и предложенную им терминологию структурных форм, распространившуюся среди исследователей Средней Азии: «складки основания» и «складки покрова», хотя во многих случаях в эти термины другими авторами вкладываются уже иные понятия. Критикуя эти положения, Ю. Я. Кузнецов (1960) отмечает, что С. С. Шульц допускает крупную ошибку, рассматривая структуры Тянь-Шаня независимо от их размеров. Крупные межгорные впадины Тянь-Шаня — Ферганская, Иссык-Кульская и другие — являются с точки зрения этого автора не синклиналями, а участками платформы, имеющими устойчивую тенденцию к опусканию и сложное строение. Поэтому Ю. Я. Кузнецов не видит в этих образованиях «складок большого радиуса». «Только общая структура Тянь-Шаня в целом может рассматриваться как сводовая структура, в том

отношении, что Тянь-Шань представляет собой область, в которой размер поднятий увеличивается от периферии к центру. Но это сводовое поднятие ни в какой мере нельзя отождествлять со складчатыми структурными формами» (Кузнецов, 1960, стр. 130). Поэтому и точка зрения С. С. Шульца на генезис рельефа Тянь-Шаня (хребты — антиклинали, впадины — синклинали) также является неверной.

В настоящее время неотектоническую структуру Тянь-Шаня понимают так, как ее представляли первые исследователи (П. П. Семенов, К. И. Богданович, Фридрихсен, Девис, Кейдель, Леукс, Принц, Махачек и другие), которые обратили внимание на наличие в Тянь-Шане древних денудационных поверхностей, расположенных на разных гипсометрических уровнях, и на большое значение крупных сбросов. Сложилось представление, что хребты Тянь-Шаня являются не склад-

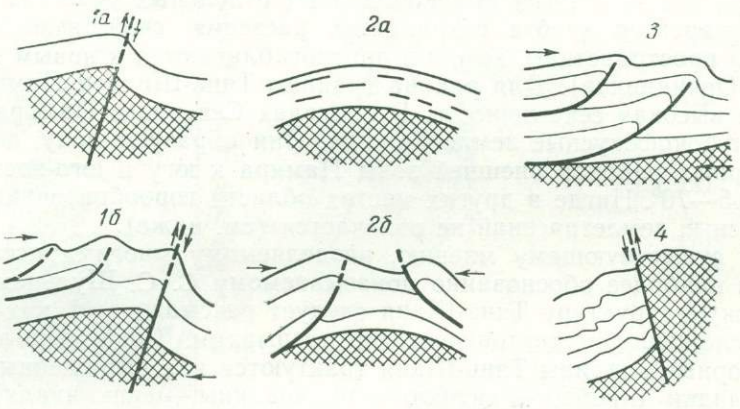


Рис. 89. Типы мезо-кайнозойских складок Ферганской впадины (по А. И. Суворову, 1954)

1а — простейшая флексурная складка; *1б* — усложненная флексурная складка; *2а* — простейшая складка облекания; *2б* — усложненная складка облекания; *3* — складки срыва; *4* — складчатость зон тектонических контактов

чатыми дугами, а остатками пенеплена, расколотого сбросами на полосы, поднятые на различную высоту. Близкие взгляды высказывались позже В. А. Обручевым, Н. Г. Кассиным, Б. А. Федоровичем, А. С. Аделунгом и др.

На основе вновь полученных данных, Тянь-Шань рассматривается как область широкого развития сводово-глыбовых структур, возникших в условиях проявления дифференцированных, преимущественно вертикальных движений земной коры, при взаимодействии жестких ограниченных разломами глыб и пластичных покровных отложений. При этом формировались более мелкие покровные складки, отличающиеся разнообразием и сложностью форм. Они имеют повсеместное развитие в Средней Азии и обычно наблюдаются по окраинам межгорных впадин (М. В. Гзовский, И. П. Герасимов, В. Н .Крестников, В. В. Попов, И. А. Резанов, Д. П. Резвой, А. И. Суворов, Ю. Я. Кузнецов, Ю. А. Скворцов, С. С. Шульц, Н. И. Николаев и многие др.). Морфологическое разнообразие мезо-кайнозойских сводово-глыбовых структур (рис. 89) объясняют механизмом их образования, направлением усилий, вещественным составом деформирующихся мезо-кайнозойских толщ, их мощностью и глубиной залегания фундамента. Для ряда складок отмечается их конседиментационный характер. Деформации покрова при неглубоком залегании палеозойского фундамента обычно выражены резко, при глубоком — слабо. Морфология и строение этого типа складок явно несут следы подчиненности или зависимости от деформаций фундамента (С. С. Шульц, А. И. Суворов, Дин Го-юй,

М. В. Гзовский, В. И. Крестников, Н. И. Николаев и др.). Вся описываемая территория отличается преобладающими восходящими неотектоническими движениями. Наибольшие поднятия достигают 6—7 *км*; отдельные суммарные неотектонические погружения составляют 4 *км* и более. Следует отметить, что участки абсолютных и относительных погружений в пределах области поднятий занимают незначительную площадь. Характерным также является и высокая сейсмичность территории, связь которой с историей структурного развития и неотектоникой освещена в ряде работ Б. А. Петрушевского, М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова и др.

По имеющимся исследованиям глубинного сейсмического зондирования устанавливается мощность земной коры, равная 50—60 *км*. При этом отмечается прямая функциональная связь между величиной неотектонического поднятия и толщиной земной коры: чем сильнее утолщение коры, тем большее поднятие она испытала (М. В. Гзовский, 1961; В. Н. Крестников, 1958 и др.).

Прослеживая описываемую зону на восток, можно видеть значительную тектоническую разнородность территории, которая испытывала в неотектонический этап развития дифференцированные, разнонаправленные движения (рис. 90). В одних участках интенсивность движений длительное время оставалась постоянной (поднятия севернее Джунгарии), в других — движения или ослабевали или усиливались в разные этапы развития (Саур, Зайсан, Пограничная Джунгария). Значительную роль в новейшей тектонической структуре этого района играют омоложенные разломы северо-западного направления, которым подчинены и простирания прогибающихся участков (оз. Зайсан, с неотектоническим погружением более 1000 *м* и др.).

Большое количество работ, в особенности в последнее время, было посвящено неотектонике Калбы и Алтая (Н. Л. Бубличенко, 1937 г.; Е. М. Великовская, 1954, 1959; Г. Гране, 1916; Т. В. Кирова, 1956 г.; Ю. А. Кузнецов, 1950 г.; Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец, 1961; А. И. Москвитин, 1946; В. П. Нехорошев, 1927, 1936, 1939, 1958, 1959 гг.; В. А. Обручев, 1912, 1915; В. Н. Огнев, 1955 г.; В. Е. Попов 1954 г.; Л. А. Рагозин, 1954 г. и др.; Ю. П. Селиверстов, 1956 г.; С. А. Яковлев, 1916 г. и др.). В отношении происхождения рельефа и роли в его образовании тектонических движений для рассматриваемых горных стран, как и для Тянь-Шаня, существуют две точки зрения. Одна из них была высказана Г. Гране и В. А. Обручевым, которые считали основной причиной создания современного рельефа Алтая и Калбы дизъюнктивные дислокации, преобразовавшие выровненную палеозойскую складчатую страну в систему грабенов и горстов. Начало формирования современного рельефа Алтая, по их мнению, имело место не ранее конца неогена. Механизм образования таких горных стран, по В. А. Обручеву, заключается в куполообразном вспучивании плоских валов, их распадении на отдельные глыбы и блоки и смещении относительно друг друга (В. А. Обручев, 1948). Эти представления находят поддержку у ряда геологов. В течение многих лет ее развивает В. П. Нехорошев.

Другая точка зрения (Е. М. Великовская, Е. Н. Щукина и др.) объясняет происхождение рельефа общими сводовыми поднятиями; разрывам и перемещениям по ним отводится второстепенная роль. Медленные колебательные движения сопровождались складкообразованием, о котором свидетельствуют многочисленные антиклинальные и синклинальные складки третичных отложений Зайсанской котловины. Своеобразные представления в этом отношении имеют В. Н. Огнев и Ю. П. Селиверстов, которые все особенности рельефа объясняют не влиянием разрывов и не сводовым поднятием, а складчатостью жёстких палеозойских толщ в кайнозое.

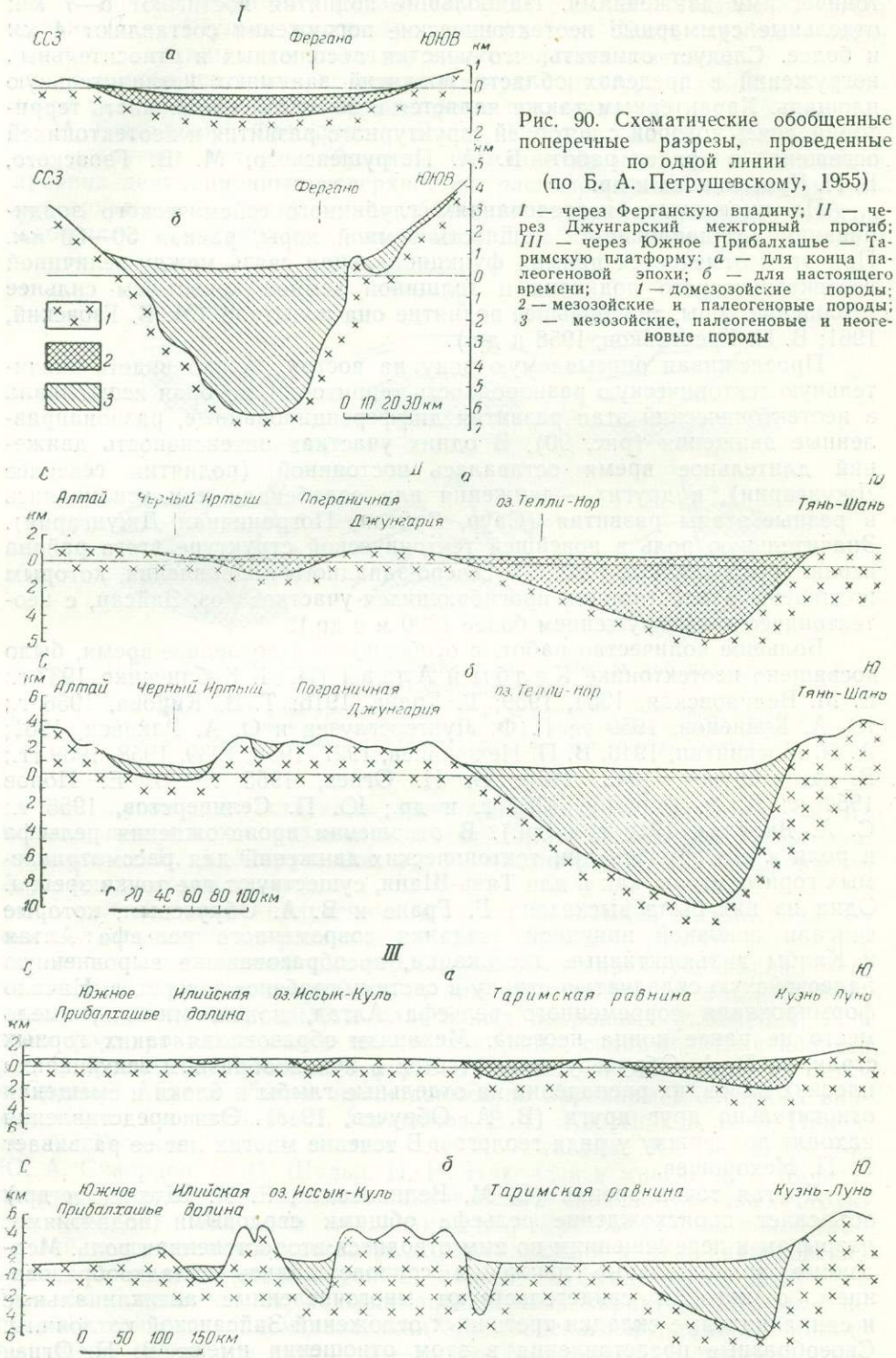


Рис. 90. Схематические обобщенные поперечные разрезы, проведенные по одной линии (по Б. А. Петрушевскому, 1955)

I — через Ферганскую впадину; *II* — через Джунгарский межгорный прогиб; *III* — через Южное Прибалхашье — Таримскую платформу; *а* — для конца палеогеновой эпохи; *б* — для настоящего времени; *1* — домезозойские породы; *2* — мезозойские и палеогеновые породы; *3* — мезозойские, палеогеновые и неогеновые породы

Как указывают работы В. П. Нехорошева, Ю. А. Кузнецова, Т. В. Кировой, Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец и др., последние исследования подтверждают точку зрения В. А. Обручева о крупном влиянии глыбовых перемещений по разрывам на формирование новейшей тектонической структуры и рельефа Калбы и Алтая (рис. 91).

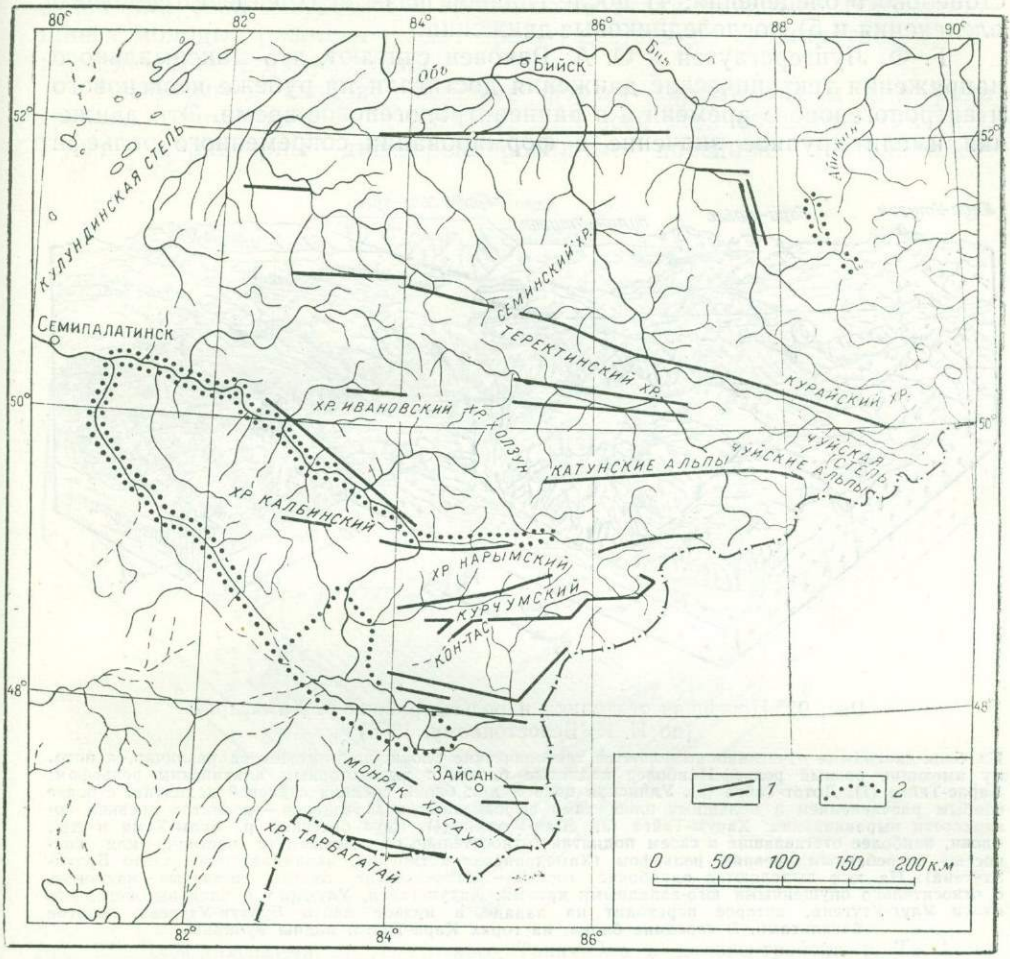


Рис. 91. Тектонические уступы вдоль молодых разломов (1) и древние долины (2) Алтая (по В. П. Нехорошеву, 1959)

По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1961), на месте Алтая до начала деформаций, соответствующих неотектоническому этапу, была горная страна с высотами от 300 до 700 *м*. Амплитуда же максимального послеиеогенового поднятия составляет до 3000—3200 *м*.

Неотектонические движения привели к образованию ряда грабенов: Телецкого озера, Маи-Копчегайского, озера Марка-Куль и других, в отношении которых и сейчас еще высказываются предположения о генетической связи их с выпахивающей деятельностью ледников (А. И. Москвитин, Н. Л. Бубличенко и др.). Новейшие движения иногда идут по старым швам и нередко унаследуют древние направления. Преобладающие направления разрывов северо-западные и широтные. В Рудном Алтае известны факты надвигания палеозойских сланцев на плиоценовые глины (под углом 40—50°).

Для территории Алтая и Калбы устанавливается определенная этапность, ритмичность в проявлении новейших тектонических движе-

ний (В. Е. Попов, 1954 г.; В. П. Нехорошев, 1959 г.; Лунгерсгаузен и Раковец, 1961), отразившаяся на формировании террасовых уступов (см. рис. 91) и соотношении различных форм рельефа. Можно выделить пять таких этапов: 1) конец палеогена и миоцен (слабые движения); 2) конец плиоцена и начало плейстоцена; 3) после среднеплейстоценового оледенения; 4) после главной фазы верхнеплейстоценового оледенения и 5) послеледниковые движения.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец считают, что максимального напряжения тектонические движения достигали на рубеже неогенового и антропогенового времени и в раннеантропогеновое время. Эти движения имели крупное значение в формировании современного рельефа

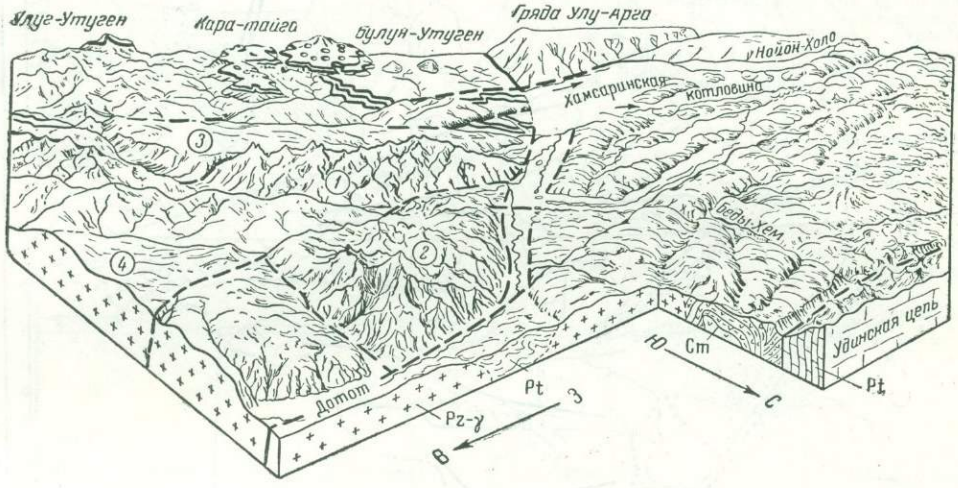


Рис. 92. Новейшая тектоника и рельеф района р. Хамасарлы (по И. И. Белостоцкому, 1958)

На блок-диаграмме отчетливо выделяются тектонические блоки, поднимавшиеся различно, а потому имеющие разный рельеф. Наиболее поднятые блоки, с высокогорным альпийским рельефом: Барас-Тайга (1), Дотот-Тайга (2), Удинская цепь и др.; блоки средних ступеней поднятия, с более слабым расчленением и большими площадями выровненных водоразделов — реликтов древней поверхности выравнивания: Харум-Тайга (3), Шан-Утуген (4), горы бассейна р. Беды-Хема и др.; блоки, наиболее отставшие в своем поднятии (относительно опущенные), с частично или полностью погребенным древним рельефом (Хамсаринская котловина, западная часть плато Булун-Утугена). На юге выделяются однобокие горсты — тектонические глыбы, поднятые наклонно, с относительно опущенными юго-западными краями: Харун-Тайга, Улу-Арга и блок высокогорного плато Улуг-Утугена, которое переходит на западе в низкое плато Бултун-Утугена, залитое базальтами. В середине блока, на горах Кара-Тайга, видны вулканы

Горного Алтая. В пределах Горного Алтая указанные авторы намечают две основные области поднятия: а) современный высокогорный узел Катунских и Чуйских Белков и б) хребты Чихачева, Шапшая и Курайский, отчасти Чуйская степь, вытянутые в субдолготном направлении и охватывающие Чулмышанское плоскогорье. По окраинам поднятия развиты крупные разрывные дислокации. Амплитуда поднятия за одно только межледниковье оценивается в 700—800 *м*.

От прилегающих областей Зайсанской котловины и материковой платформы Алтай отделяется разломами.

В смежных областях, в пределах хребта Салаира, отмечаются относительно небольшие поднятия (суммарно за неотектонический этап до 500 *м*) и мягкий, сглаженный рельеф. На его северо-восточном склоне почти на всем протяжении отмечается хорошо выраженный в рельефе уступ — Тырган высотой до 100—200 *м*, который некоторые исследователи рассматривают как молодой сброс (Обручев, 1936).

В пределах Кузнецкого Алатау, Минусинских котловин, хр. Арга выявляются дифференцированные неотектонические структуры, унаследующие древние структурные формы и зависимо от них

развивающиеся. Предполагают, что при достаточно интенсивных поднятиях горных областей, прилегающие к последним котловины Кузнецкая и Минусинская испытывали относительные недавние прогибания (В. А. Обручев, А. Н. Чураков). При этом следует отметить, что эти впадины, унаследованные от более древних структур, в общих чертах сохранили свои очертания с герцинского этапа развития. Наблюдающиеся молодые разломы имеют преимущественное субширотное и субмеридиональное направления.

Глыбовые и сводово-глыбовые формы характерны и для ряда хребтов, расположенных к востоку. Для всей этой области — Саяны, Тува — характерны дифференцированные новейшие тектонические

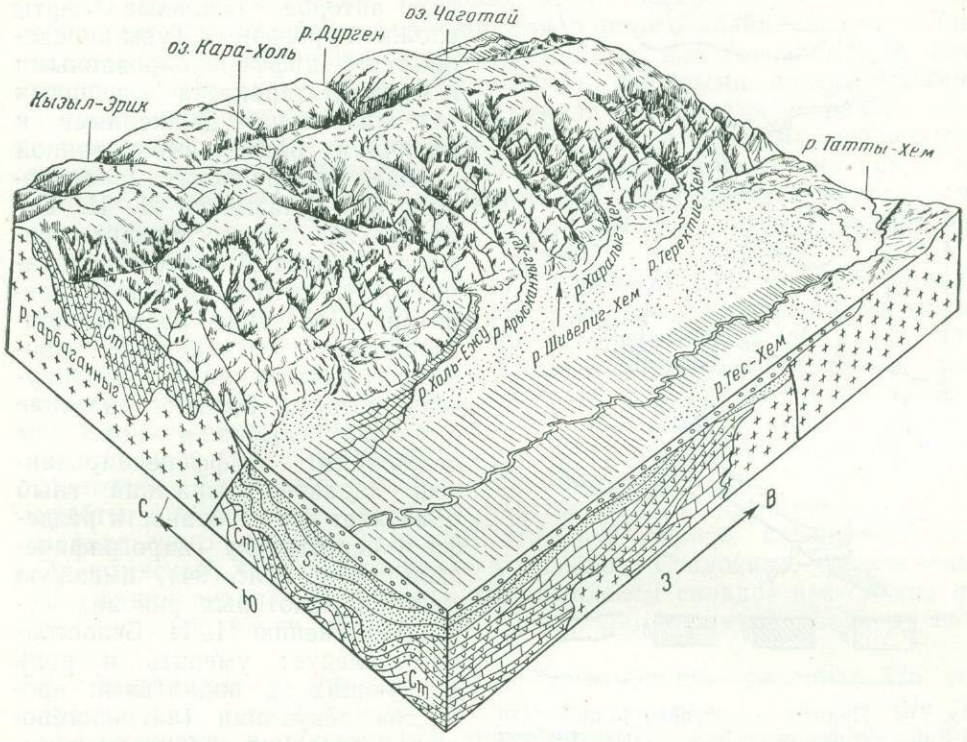


Рис. 93. Блок-диаграмма хр. Восточного Танну-Ола и долины-грабена р. Тес-Хема (по И. И. Белостоцкому, 1958)

Водоразделы выровнены с нагорными террасами и окруженными ими невысокими скалами останцами («тумпы»). Хорошо виден остаточный характер высоко расположенной долины оз. Кара-Коль; прежний восточный конец этой долины отторгнут верховьями р. Дургена, которая глубоко врезалась в хребет. По окраинам Тесхемской долины-грабена из-под мощных антропогеновых отложений местами выступают островные гряды мелкогорья, сложенного палеозойскими породами. У подошвы хребта видны перемытые пролювиальные шлейфы, иногда с четким обособлением отдельных конусов выноса

движения с разной амплитудой, различная скорость перемещения блоков, наклоненных в ту или иную сторону и изогнутых. Дифференцированные блоковые движения создавали многообразные комбинации условий для развития горного рельефа. На блок-диаграмме (рис. 92) отчетливо выделяются тектонические блоки, поднимавшиеся различно, а потому имеющие разный рельеф. Одни из них, являясь горстами, служили областями сноса, другие, представляя грабены, оказывались участками аккумуляции. Новейшая тектоника, особенно для района Тувы, выражена целой мозаикой неодинаково приподнятых и изогнутых блоков. При этом устанавливается относительная кратковременность проявления интенсивных движений и длительный процесс приспособляемости вновь образующегося рельефа к новым условиям, создан-

ным тектоникой (Белостоцкий, 1958). Для большинства районов рассматриваемой территории характерны глыбовые поднятия, местами проявляющиеся в сводово-глыбовых и ступенчатых движениях, развивающихся вдоль разломов весьма древнего заложения. Межгорные впадины, образующиеся при этих движениях, неодинаковы по форме, размерам и степени унаследованности от древних структур (рис. 93).

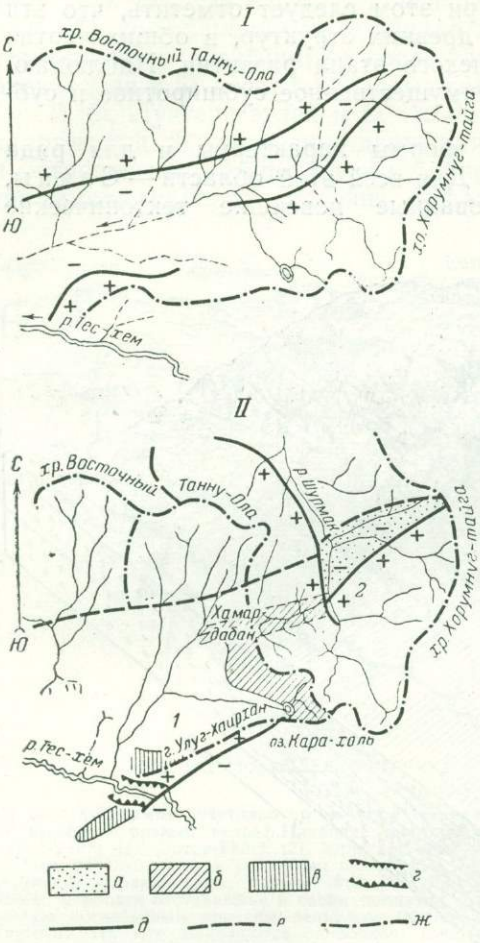


Рис. 94. Пример перестройки речной сети в Самагалтайском грабене у стыка хребтов Восточный Танну-Ола и Хорумнуг-Тайга (по И. И. Белостоцкому, 1958)

I — бассейн древней реки этого участка до перестройки; *II* — современная гидрографическая сеть; бассейн р. Татты-Хема (*1*) и бассейн р. Шурлюка (*2*); *а* — остатки поднятого участка древней долины у Самагалтайского перевала и пологих реликтовых увалов (заштриховано); *б* — опущенный и погребенный участок древней долины; *в* — остатки древней поверхности выравнивания на горах Хаирхон (заштриховано); *г* — долина прорыва р. Тес-Хема; *д* — тектонические разрывы, по которым происходили наибольшие блоковые смещения перед первым (*I*) и вторым (*II*) этапами развития гидрографической сети (крестиками обозначены участки поднятия); *е* — участки относительного опускания; *ж* — границы бассейнов рек

По исследованиям С. В. Обручева, И. И. Белостоцкого и других авторов, основные черты сложной орографии Тувы определяются дифференцированными глыбового характера новейшими тектоническими движениями и наличием ранее выработанной древней поверхности выравнивания. Как указывает И. И. Белостоцкий, до последнего времени Саянский хребет считали результатом сводовых поднятий. Последние работы подтверждают правильность ранних представлений В. А. Обручева, который большое значение придавал глыбовым новейшим движениям. Дифференцированный характер движений глыб объясняет все особенности рельефа и перестройку гидрографической сети (рис. 94), имевшую место в некоторых районах Тувы. По мнению И. И. Белостоцкого, следует умерить и роль следующих за поднятиями процессов денудации (антропогеновые оледенения, процессы солифлюкции, морозного выветривания и др.), которым ранее придавалось большое значение.

С проявлениями глыбовых поднятий связаны многочисленные вулканические извержения, отмечаемые в пределах северо-восточной части Тувы, Восточного Саяна, Забайкалья и других районов. По новым данным базальтовые покровы района Тувы образовались в раннеантропогеновое время. Наиболее ранние извержения происходили или в виде выбросов туфов перед началом интенсивных неотектонических поднятий, или в виде отдельных лавовых излияний вскоре после поднятий. В первой половине или середине антропогенового времени, после поднятия древней поверхности и врезания в нее долин изливались молодые базальты. Базальтовый вулканизм отмечается вплоть до голоцена (Белостоцкий, 1958).

В пределах Прибайкалья и Забайкалья развиты линейно вытянутые хребты и разделяющие их впадины. Н. А. Флоренсов, В. В. Ламакин, Е. В. Павловский и другие большую роль в их образовании отводят как складчатым, так и разрывным деформациям. Общее представление о соотношениях мезо-кайнозойских структурных форм этого района дает рис. 95. Другие исследователи основными неотектоническими формами этой области считают своды-горсты, грабен-синклинали и косые горсты и грабены, сводовые поднятия, с оборванными разломами и флексурами, различной крутизны и подвижности склонами (Думитрашко, Олюнин, 1959). Отмечаются продольные, поперечные и диагональные разломы, определяющие расположение крупных форм рельефа.

Анализ соотношений новейших тектонических структур с более древними структурными формами для района Забайкалья позволяет сделать вывод, что полного их совпадения нет. Как отмечает Н. А. Флоренсов (1959), несогласие между очень сложными докембрийскими и палеозойскими структурами как складчатыми, так и разрывными и более пологими плавными складкоподобными формами, созданными в мезо-кайнозое, проявляется в современном рельефе очень ярко. Ось неотектонического поднятия образует заметный уклон с внутренними элементами (Гобийский Алтай, Хамар-Дабан, хребты Джидинский, Малханский, Яблоновый).

Вместе с тем горные хребты в основном следуют простиранию древних структур и их гребни на значительных отрезках строго совпадают с простиранием древних толщ. Однако, как отмечает Н. А. Флоренсов (1959), контуры горных хребтов Прибайкалья сравнительно редко совпадают с очертаниями целостных структурных форм, созданных в докайнозойское время. Соответствие между теми и другими относительно более полно выражено в Забайкалье и северной части Монголии. Такие же нагорья, как Восточный Саян, Хамар-Дабан, хребты, окружающие Байкал с востока и запада, хребты Северо-Байкальского нагорья, Средне-Витимской горной страны, области Олекминского хребта, Становика и Большого Становика, представляют собой, как правило, либо сложные комплексы складок нескольких порядков, либо части крупных складок, либо поднятые вверх древние глыбы.

Выражение в рельефе находят и глубинные разломы. По ним проявлялись новейшие и более древние движения, установленные для многих участков описываемой территории. Так, по северо-восточному краю Восточного Саяна на протяжении более 700 *км* прослеживается заложенный еще в докембрии и омоложенный в неотектонический этап Главный Саянский глубинный разлом. С ним связан продольный уступ, гольцовый край которого вздымается над приплатформенными отрогами Восточного Саяна на высоту 1000 *м* и более. Хорошее отражение в рельефе находят и другие разломы, описанные в работах В. А. Обручева, Н. А. Флоренсова, В. В. Ламакина, Н. В. Думитрашко, Е. В. Павловского и многих др. Следует отметить, что именно с районом горообразования в пределах Прибайкалья и Забайкалья связывается наиболее широкое и характерное развитие грабенов, образующих межгорные впадины. Грабены возникли в виде удлиненных прогибов с простиранием, унаследованным от более древних структур домезозойского фундамента, и носят характер приразломных прогибов. Дальнейшее развитие последних приводит к образованию грабенов. Их формирование связано со сводообразным поднятием земной коры, являющимся результатом движений, проявившихся на большой площади и движений вдоль древних зон разломов.

В пределах Забайкалья такого рода грабены образовались первоначально в мезозое; позже в неотектонический этап данный тип

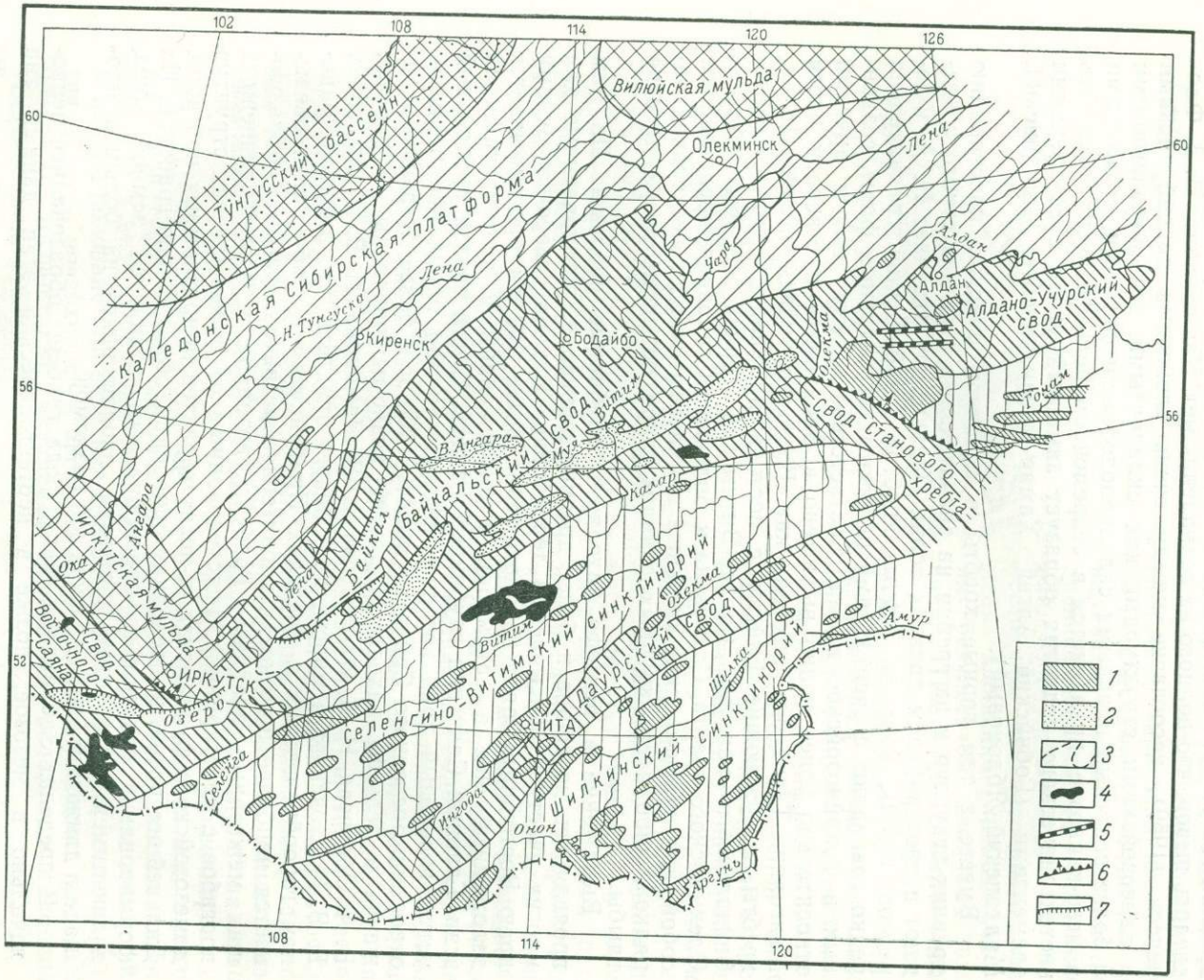


Рис. 95. Схема мезо-кайнозойской тектоники Юго-Восточной Сибири (по Е. В. Павловскому).

1 — синклинали, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями; *2* — впадины байкальского типа; *3* — надводные части антиклинальных гребней; *4* — базальты (кайнозой); *5* — дайки диабаза; *6* — надвиги; *7* — сбросы. Различными видами штриховки показаны крупные структурные формы

движений мигрировал с юга на север к краю Сибирской платформы. Выполнены грабены специфическими свитами (угленосная, туфогенно-осадочная и др.). Для Забайкалья суммарная мощность новейших отложений в такого рода грабенах оценивается до нескольких тысяч метров (до 350 *м*, по Н. А. Логачеву, 1958).

Подошва неогеновых отложений вскрыта бурением в Тункинской впадине на глубине 1500 *м* ниже уровня моря, в дельте Селенги — на 1800 *м* ниже уровня моря.

Наряду с продольными разломами, которые обусловили характерные впадины Байкальского и Забайкальского типов (рис. 96) можно

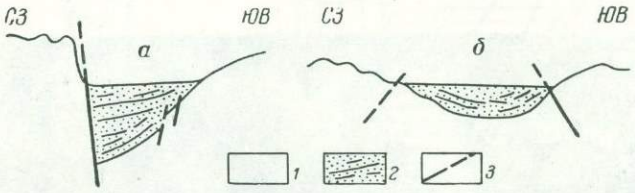


Рис. 96. Типы асимметрии межгорных впадин Восточной Сибири (по Н. А. Флоренсову, 1954)

а — байкальский, *б* — забайкальский, *1* — кристаллический фундамент, *2* — континентальный мезозой и кайнозой, *3* — разломы

отметить разломы поперечные и диагональные. Последние, например, развиты в средней части Байкальской впадины, где они обусловливают кулисообразное расположение крупных форм рельефа (Ольхон, п-ов Святой Нос, Малое море и др.). В пределах крупных впадин система указанных разломов обусловливает образование частых горстовых поднятий (например, описанный Н. А. Флоренсовым в 1954 г.

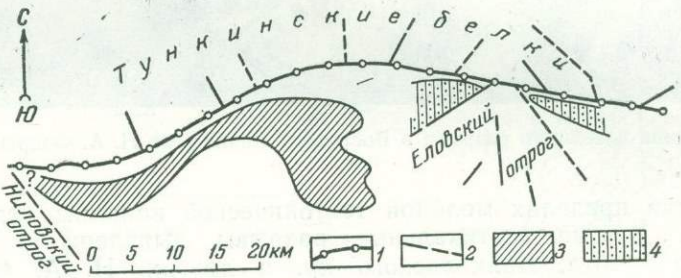


Рис. 97. Соотношение разломов и прогибов в одном из участков Тункинской ветви впадин (по Н. А. Флоренсову 1954)

1 — продольный тункинский сброс; *2* — поперечные сбросы; *3* — область современного опускания во впадине; *4* — кайнозойские прогибы в Еловском отроге

Еловский отрог в Тункинской котловине и др.), а также поперечные перегибы во впадинах, разделяющие крупные тектонические депрессии на ряд более мелких, четковидной формы (рис. 97).

Одной из особенностей рельефа и неотектоники рассматриваемого участка является оз. Байкал и окружающие его хребты. Уровень дна Байкала на 1200 *м* ниже уровня мирового океана. Для него характерна линейность оси впадины и ее узость. Эта впадина расположена на фоне достаточно широкой полосы поднятия, в пределах которой отмечаются и другие аналогичные впадины (Баргузинская, Муйско-Чарская, Коларская и др.), представляющие области аккумуляции. В ряде впадин имеется по нескольку поперечных перемычек. Объяснению особенностей рельефа Прибайкалья, структуры, сейсмичности, истории геологи-

ческого развития этого района в последнее время было посвящено большое количество работ (Флоренсов, 1960; Данилович, 1960; Булмасов, 1960; Гречищев, 1957; Б. А. Петрушевский, 1960 г.; В. В. Ламакин, 1950 г. и др.).

В этих работах приводятся: а) новые интересные данные о молодых — голоценовых и современных — признаках деформаций в виде разломов (Н. А. Флоренсов); б) отмечаются разрывы в антропогеновых отложениях и сложенных ими речных террасах, в моренных грядах; в) выявлены свежие зияющие тектонические разрывы, проходящие в коренных породах, в частности в гранитах. Такие разрывы зарегистрированы близ оз. Ничатка, расположенного на краю Сибирской

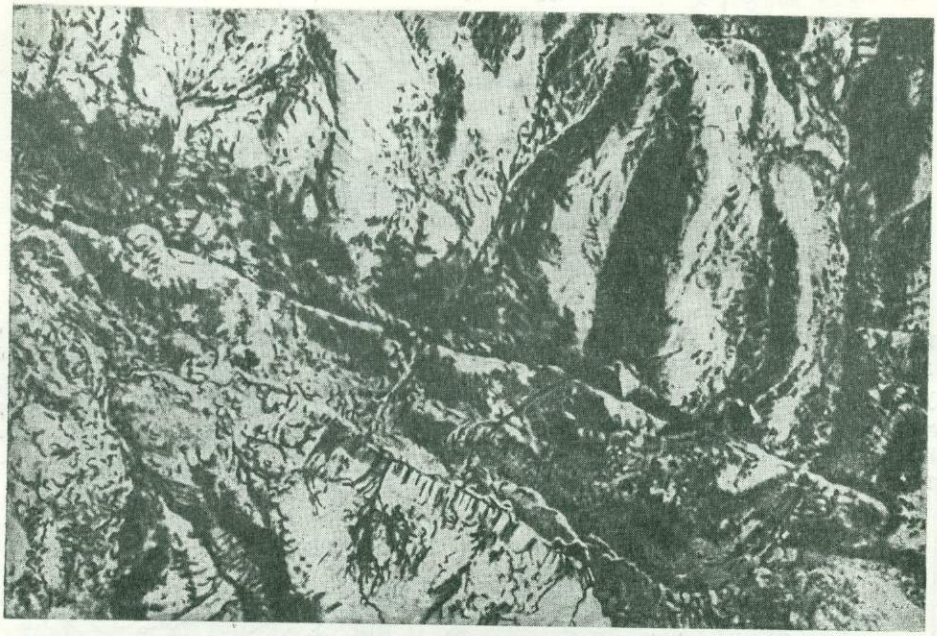


Рис. 98. Трещина новейшего разрыва в Восточном Саяне (по Н. А. Флоренсову, 1960).

платформы в пределах молодой тектонической впадины (хр. Делюн-Уранский). Другие вертикальные разрывы выявлены в пределах Каларского хребта, Байкальского хр. и других, Н. А. Флоренсов считает такие явления региональными. Эти прямолинейные рвы, вытянутые на много километров (рис. 98), рассматриваются им как выражение новейшей разрывной тектоники, связанной с очень сильными землетрясениями (10—11 баллов).

В многочисленных работах отмечаются другие признаки проявления современных тектонических движений. К ним относятся прежде всего наблюдения по береговой линии оз. Байкал. Г. Ю. Верещагин (1937) считал, что наиболее ярко современные дифференцированные опускания выражены в дельтах Селенги, Верхней Ангары и Баргузина. Одни исследователи эти выводы поддерживают, другие считают доказательства, приводившиеся в обоснование выводов об опусканиях, мало убедительными (В. В. Ламакин, Г. К. Гречищев и др.). На подвижность рассматриваемой территории в настоящее время указывают также сейсмические явления, сопровождающиеся значительными опусканиями (залив Провал на Байкале), обвалами и формированием уже указанных рвов.

Изучив магнитное и гравитационное поля и построив схематическую карту мощностей земной коры Прибайкалья (рис. 99),

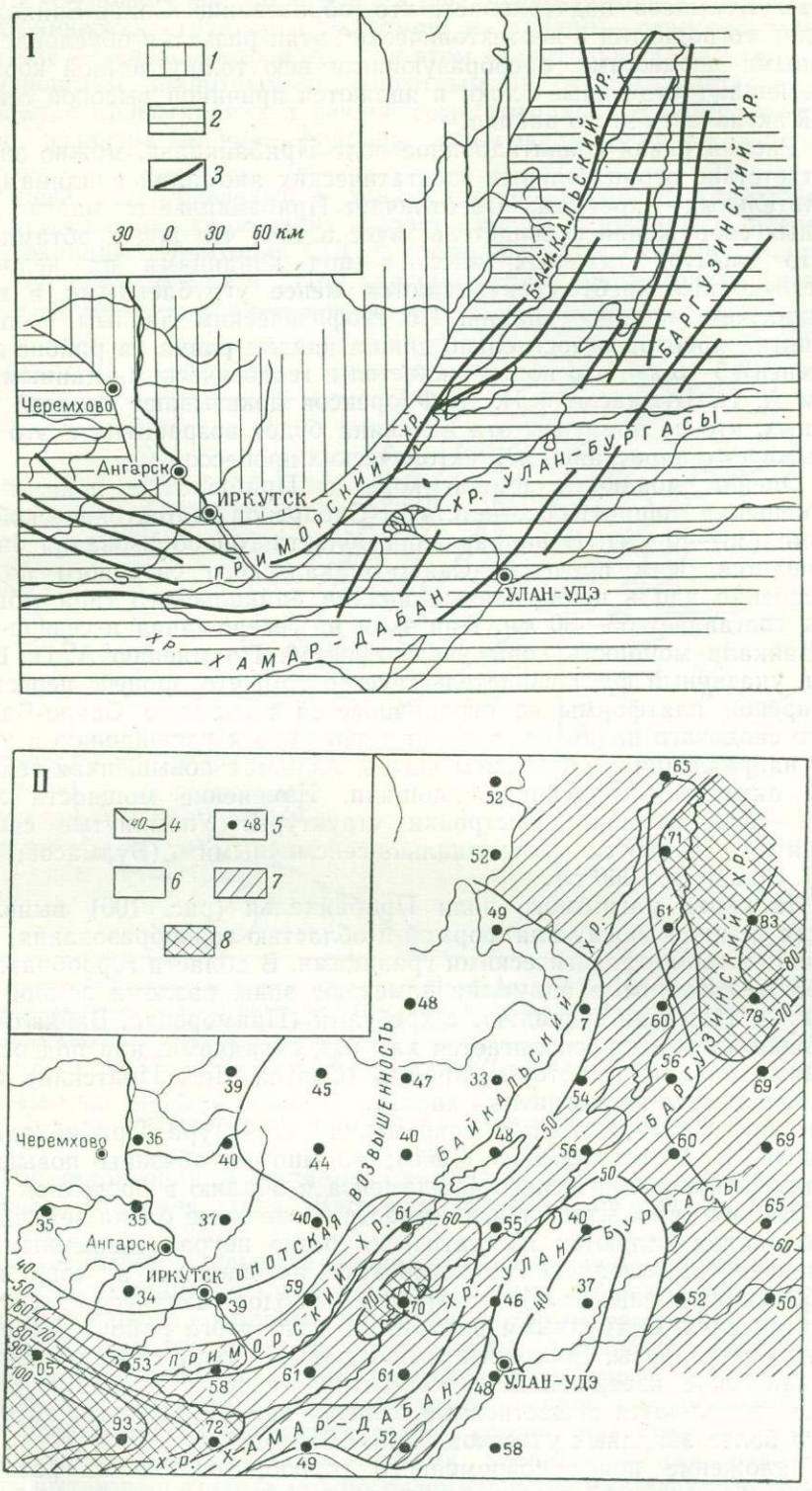


Рис. 99. Магнитное поле (I) и схематическая карта мощности земной коры (II) Прибайкалья (по А. П. Булмасову, 1960)

1 — положительное региональное магнитное поле над консолидированной областью каледонской Сибирской платформы; *2* — отрицательное магнитное поле над Байкальской складчатой областью; *3* — линейные магнитные аномалии над зонами разломов земной коры; *4* — изопахиты мощности коры, *км*; *5* — локальные значения мощности коры, *км*; *6* — мощность коры менее 50 *км*; *7* — мощность коры от 50 до 70 *км*; *8* — мощность коры более 70 *км*

А. П. Булмасов подчеркивает, что образование Саяно-Байкальского сводового поднятия в неотектонический этап развития обусловлено глубинными процессами, преобразующими всю толщу земной коры. Они перемещают отдельные блоки и являются причиной высокой сейсмической активности этого района.

Рассматривая гравитационное поле Прибайкалья, можно заметить соответствие отрицательных изостатических аномалий впадинам, а положительных — хребтам. Это отличает Прибайкалье от многих других горных сооружений и свидетельствует о том, что под хребтами имеет место избыток тяжелых масс, а под впадинами их недостаток, т. е. «корни» хребтов оказываются менее углубленными в мантию Земли, чем «корни» впадин. По геофизическим данным, амплитуда поднятий хребтов относительно днища впадин равна (в районе дельты Селенги) 5—6 *км*, что подтверждается и геологическими данными. При этом А. П. Булмасов и Н. А. Флоренсов доказывают из всей суммы данных, что со временем эта величина будет возрастать, а это свидетельствует о нарастании неотектонических процессов.

Оценка мощности земной коры в Прибайкалье показала, что наименьшая мощность соответствует Сибирской неотектонической платформе (35—40 *км*). В направлении области горообразования она увеличивается, и в пределах Саяно-Байкальского сводового поднятия и особенно вдоль цепи главных впадин байкальского типа мощность коры составляет 55—80 *км*. При этом на северо-запад и северо-восток от Байкала мощность коры увеличивается. По мнению А. П. Булмасова, указанный факт свидетельствует о том, что процесс перестройки Сибирской платформы не ограничивается площадью Саяно-Байкальского сводового поднятия, а имеет тенденцию к расширению в указанных направлениях, следствием чего и является повышенная сейсмическая активность описанной площади. Изменение мощности земной коры — это вестник перестройки структуры. Упомянутые сводовые поднятия являются потенциально-сейсмичными (Булмасов, 1960; С. Л. Соловьев, 1960 г.).

На карте магнитного поля Прибайкалья (рис. 100) выявляется четкая граница между платформой и областью горообразования, совпадающая с геоморфологическими границами. В области горообразования линейные магнитные аномалии намечают зоны разлома земной коры. Местами аномалии совпадают с хребтами (Приморский, Байкальский); бóльшая часть их располагается или над складками, или под осевыми линиями впадин. Некоторые хребты (Святой Нос, Инатский) совсем не проявляются на магнитных картах.

Современный рельеф и современная структура Прибайкалья, по мнению Н. А. Флоренсова (1960), во многом обязаны повышенной хрупкости кристаллического фундамента и обилию в последнем разломов разного типа, масштаба и возраста. Отдельные блоки земной коры Прибайкалья являются изостатически резко неуравновешенными, что объясняет повышенную сейсмическую активность, а современные глыбовые перемещения обусловливают и продолжающиеся интенсивные землетрясения. С крупными разломами всего этого района (северо-восточная часть Тувы, Восточные Саяны, Забайкалье) связаны обильные вулканические извержения, неоген-антропогенового возраста. В этом также проявляются существенные отличия данной части горного пояса от его более западных участков (Тянь-Шаня).

Наложение пояса современного горообразования на различные структуры ранее сформированных структурных этажей (например, Тянь-Шань) приводит в ряде случаев к их энергичной перестройке. Старый тектонический план приобретает черты нового. Как выяснено, такая обстановка обусловливает повышенную сейсмичность (Б. А. Петрушевский, И. А. Резанов, В. А. Растворова).

Для Прибайкалья характерен стык преобладающих простираний неотектонических структур и разломов: на западе — северо-западного, на востоке — северо-восточного. При этом значительная роль принадлежит разломам широтным и долготным. С этими направлениями связывается ориентировка и речной сети, которая в процессе тектонического развития в ряде районов испытывала радикальную перестройку.

Горный пояс, развитый в зонах протерозойской и палеозойской складчатости, представляющих область горообразования в пределах южной окраины территории СССР, продолжается в смежных участках Монголии и Китая. При рассмотрении неотектоники данной

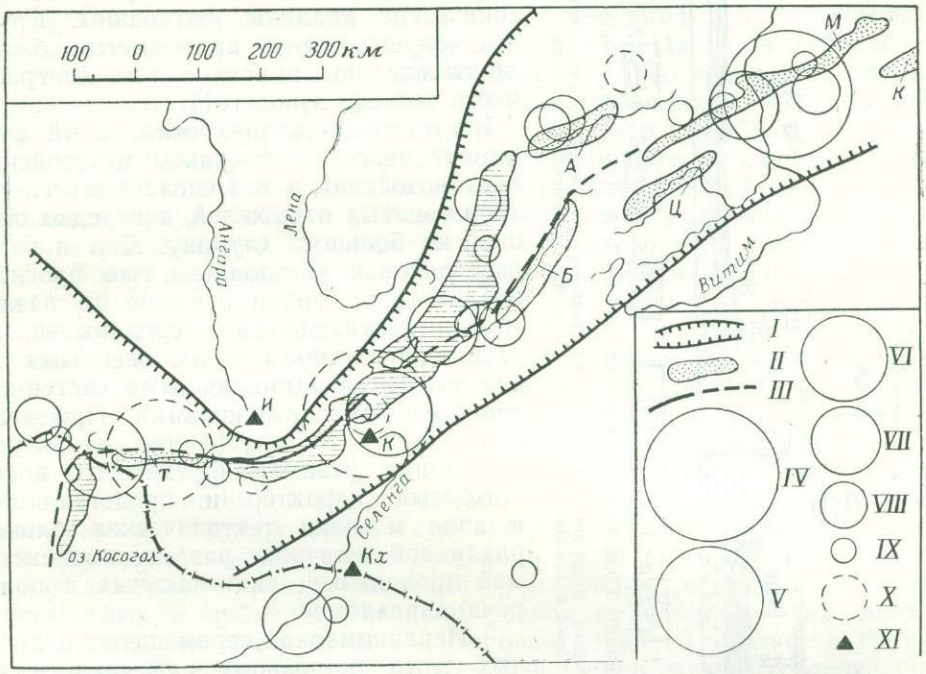


Рис. 100. Сейсмотектонические элементы Прибайкалья (по Соловьеву, 1960)
I — Саяно-Байкальское сводовое поднятие; *II* — впадины Байкальского типа: *Т* — Тункинская, *Б* — Баргузинская, *А* — Верхне-Ангарская, *Ц* — Ципинская, *М* — Муйско-Чарская, *К* — Коларская; *III* — главный байкальский разлом и его вероятное продолжение. Эпицентры землетрясений: *IV* — с $M = 7^1/_2 - 7^3/_4$; *V* — с $M = 7 - 7^1/_4$; *VI* — с $M = 6^1/_2 - 6^3/_4$; *VII* — с $M = 6^3/_4$; *VIII* — с $M = 5^1/_2 - 5^3/_4$; *IX* — с $M = 5 - 5^1/_4$;
X — ориентированные эпицентры сильных землетрясений, происшедших до 1912 г; *XI* — сейсмические станции: *И* — Иркутская, *К* — Кабанск, *Кх* — Кяхте

обширной территории, выявляется следующая картина новейшего тектонического строения (В. Г. Васильев, А. Х. Иванов, Н. А. Маринов и др., 1959).

Вся территория испытала проявление интенсивных новейших движений. Однако поднятия были неравномерными. Местами они выразились в виде глыбово-сводовых поднятий, которым соответствует большинство горных сооружений (Тянь-Шань, Гобийский Тянь-Шань, Алтай, Монгольский и Гобийский Алтай и др.); эти участки отличаются наибольшими интенсивностью и скоростью движений. На общем фоне поднятий указанные горные страны представляют как бы грандиозные горстовые сооружения, в которых многие отдельные линейно вытянутые хребты можно рассматривать как сложные горсты, а разделяющие их продольные тектонические впадины и котловины — как сложные грабены.

Зоны разломов, ограничивающие эти горные сооружения, в большинстве случаев являются глубинными, живущими с палеозоя до наших

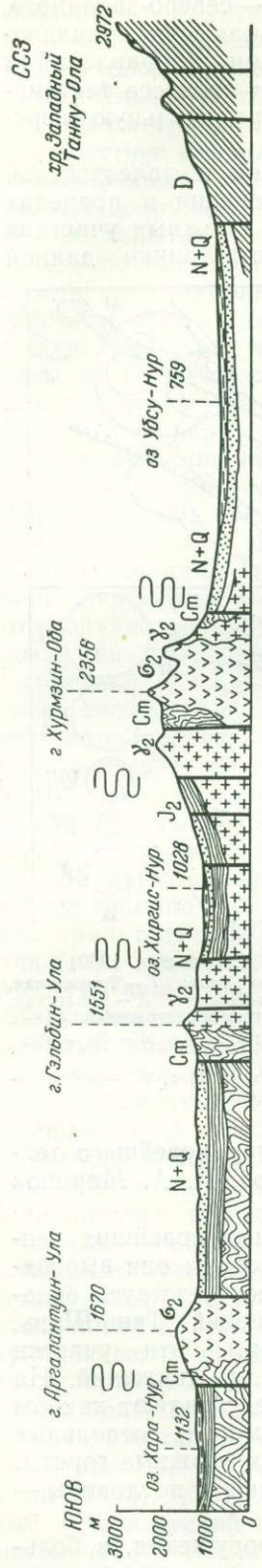


Рис. 101. Глыбовое строение котловины Больших озер в Монголии (по В. А. Апродову, 1960)

1 — кембрийские отложения; *2* — каледонские основные интрузии; *3* — каледонские граниты; *4* — девонские отложения; *5* — юрские отложения; *6* — неоген-антропогеновые отложения; *7* — зоны повышенной сейсмической активности

дней. Они прослеживаются на протяжении сотен километров вдоль главных складчатых сооружений каледонского и герцинского этапов развития. Крупные блоки, как указывал В. А. Апродов (1960), автономны в своем развитии и испытывают различные амплитуды новейших движений. Они разбиты на множество более мелких блоков, ограниченных региональными разрывами, образующими горстовые плато, хребты и тектонические впадины, котловины. Крупные опущенные и приподнятые блоки обусловливают вместе с тем контрастность рельефа (рис. 101).

Во многих впадинах складчатый фундамент перекрыт покровом мезозойских и кайнозойских, в том числе и неоген-антропогеновых отложений, и нередко опущен на большую глубину. Для некоторых районов установлено, что прогибы представляют собой осевшие по разломам и прогнувшиеся в средних частях глыбы фундамента с наложенными на них мульдами, выполненными неоген-антропогеновыми отложениями. При этом отмечается, что внутренняя структура опущенных участков фундамента носит глыбовый характер и представляется в виде мозаики тектонических блоков различной величины, разделенных системой продольных, диагональных и поперечных разломов.

Неравномерное перемещение отдельных глыб по-разному сказывалось на форме залегания местами сохранившегося рыхлого мезозойского и кайнозойского, в частности неоген-антропогенового, покрова, заставляя его приспособляться к новой форме поверхности, возникающей в результате глыбовых и складчато- или сводово-глыбовых движений фундамента. Слои неоген-антропогеновых отложений или приобретали односторонний наклон, или образовывали приразломные складки, сопровождающиеся разломами. Нередко в их толщах формировались сложные складчатые формы, сложные флексурные нарушения, иногда надвиги, выраженные в рельефе в виде разнообразных ступенчатых форм. В последних в ряде мест (Каратау, Тянь-Шань, Алтай и др.) отмечается надвигание блоков фундамента (протерозойские, палеозойские и другие образования) на рыхлые неоген-антропогеновые отложения (В. П. Нехорошев, Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. Н. Крестников, Н. И. Ни-

колаев и др.). Местами складчатые формы образуют покровную складчатость и являются или гравитационными (С. С. Шульц и др.) или оказываются следствием тангенциальных движений, вызванных сложным перемещением отдельных блоков (М. В. Гзовский, А. И. Суворов и др.). Следует подчеркнуть, что в общей структуре всего рассматриваемого района складчатая форма дислокаций имеет подчиненное значение. С зонами разломов, ограничивающими блоки земной коры, связаны землетрясения, проявления неоген-антропогенового вулканизма трещинного и центрального типов, выходы термальных источников и газов, характерных не только для Монголии, но и для описанных областей горообразования на территории СССР.

Вулканическая деятельность на территории Монголии распространена достаточно широко: в районе оз. Терхийн-Цаган, в верховьях р. Орхон, на южном склоне Хингана. Выяснено, что возраст вулканов антропогеновый, у многих из них хорошо сохранился вулканический аппарат и излияния базальтов повторялись неоднократно. Помимо этого, известны антропогеновые базальты трещинного излияния (в Хангае, в Гобийском Алтае, на севере хребта Хасагт и Хайрхан и др.). Вулканизм приурочивается к зонам тектонических разломов, и многие вулканы расположены на линии тектонических трещин. Считают, что вулкан Того в верховьях р. Орхона действовал еще в XIII веке (Нацаг-Юм, 1960).

Тектонические разломы во многих случаях оказываются хорошо выраженными в рельефе, при этом преобладающее большинство глубинных и региональных разломов, разделяющих отдельные орографические элементы, приурочиваются к пониженным (отрицательным) формам рельефа (Нацаг-Юм, 1960).

Для территории Монголии, как и для Прибайкалья, отмечается определенная система и выдержанность простираний важнейших неотектонических структур, унаследующих древние структурные формы. Для Монголии наиболее характерными и господствующими являются северо-западные и северо-восточные простирания разрывов. Система субширотных и субмеридиональных разломов распространена менее широко, но, как отмечает В. А. Апродов (1960 г.), является более сейсмичной. С этими разломами пространственно связаны сильнейшие землетрясения, имевшие место в Монголии. Интересно отметить, что из двенадцати самых сильных землетрясений в Азии, происшедших вне зоны кайнозойской складчатости за время с 1897 по 1957 г., пять падают на Монголию и одно на территорию СССР — Муйское землетрясение 1957 г. (Б. А. Петрушевский, 1960 г.).

Район, расположенный к востоку от Прибайкалья, отличается сложными по конфигурации прогибами, пространственное положение которых менее закономерно. Для него также характерны дифференцированные вертикальные движения с быстрыми изменениями знака, амплитуды и темпа движений.

О новейших движениях во многих случаях говорят сохранившиеся поверхности денудаций, располагающиеся на разных уровнях. План проявления неотектоники во многом определяется геологической структурой. Антиклинории и более мелкие структурные формы соответствуют областям рельефа, которые испытали омоложение. Наоборот, для структур отрицательных характерен рельеф, носящий черты зрелости. Отмечаются факты увеличения количества террас и их высоты от низовьев рек к их верховьям, что указывает на дифференцированность неотектонических движений.

В пределах вытянутых в северо-восточном направлении хребтов (Яблоновый, Забайкальский, Борщовочный и др.) во многих местах наблюдаются остатки поверхности выравнивания, приподнятые на высоту более 1000 м. Вместе с тем всюду наблюдается омоложение ланд-

шафта, вызванное усилением эрозионной деятельности притоков Амура. Бассейны рек Ингоды, Онона, Шилки и Аргуни расчленяют всю страну сетью большей частью глубоких речных долин. Простирание водоразделов согласуется с преобладающим простиранием структур. Между хребтами располагаются котловинообразные понижения в виде относительно прогибающихся участков, выполненных комплексом молодых отложений. Большинство из них представляют тектонические депрессии. Большое значение в формировании горных хребтов и депрессий играли разломы северо-восточного простирания, с которыми связаны излияния антропогеновых базальтов и которые отразились на конфигурации неотектонических структурных форм.

Иллюстрацией дифференцированных неотектонических движений может явиться среднее течение р. Зеи. В районе пересечения ею хребта Тукурингры и гор Соктахон наблюдается типичный антецедентный отрезок долины (рис. 102). Выше и ниже него наблюдается расширение

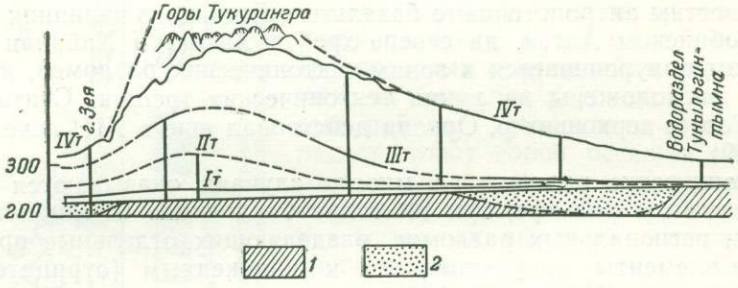


Рис. 102. Схематический продольный профиль террас р. Зеи с указанием глубины залегания кристаллической постели в русле (по Быкову, 1935)

1 — коренные породы; *2* — аллювиальные отложения

долины, понижение террас, увеличение мощностей аллювиальных отложений (Быков, 1935 и др.).

О наличии в бассейне р. Зеи дифференцированных движений говорит также и история гидрографической сети, которая явно носит черты значительной перестройки в антропогене. Например, рост долины р. Зеи в раннеантропогеновое время и привел к захвату реки, протекавшей на месте Верхнезейской равнины и имевшей сток в сторону бассейна р. Уды. Следами захвата являются своеобразные изгибы левых притоков р. Зеи, текущих в верховьях на север, а в низовьях — в противоположном направлении (реки Дудкан, Могды и др.). Неотектонические движения приводили и к местным нарушениям залегания неогеновых отложений и связанных с ними бурых углей, что отмечалось для различных участков описываемой территории.

Если в Забайкалье к востоку от Прибайкалья преобладающими простираниями молодых и омоложенных разломов, а также неотектонических структур являются северо-восточные и в меньшей степени широтные направления, то в пределах верховья р. Зеи и рек бассейна Охотского моря главенствующими являются субширотные простирания. Здесь местами, особенно в пределах переработанного неотектоническими движениями Алданского кристаллического щита, отмечаются резко дифференцированные глыбовые движения со значительной амплитудой (Джугджур) и разное направление простираний разломов.

Таким образом, в пределах обширной описываемой полосы интенсивного горообразования можно видеть определенные закономерности морфологии и развития неотектонических структур, а вместе с тем и главнейших форм рельефа. Они теснейшим образом связаны со струк-

турой фундамента, геологической историей его развития, особенностями проявления новейших тектонических движений.

Неотектоника была главнейшим фактором, определяющим современный облик орографии страны. Экзогенным процессам принадлежит значительно более скромная роль. Они моделировали рельеф, придавая ему черты провинциальных особенностей, связанных с комплексом проявляющихся процессов выветривания и денудации, определяемых климатом и динамикой его развития во времени.

ОБЛАСТИ ИНТЕНСИВНОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ГОРЫ ВЕРХОЯНСКО-КОЛЫМСКОГО ТИПА)

Изучению неотектоники района интенсивного горообразования зоны мезозойской складчатости посвящено, особенно в последнее время, большое количество работ. Среди них мы отметим исследования В. А. Обручева (1936 и др.), С. В. Обручева (1938 и др.), Г. С. Ганешина (1959 и др.), Ю. Ф. Чемекова (1959, 1960, 1961), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961), С. А. Стрелкова и др. (1959), И. И. Берсенева (1959), Н. А. Беляевского (1951, 1956), П. Н. Кропоткина (1956, 1961), А. Н. Криштофовича (1937), А. А. Половинкина (1937), П. К. Чихачева (1958), А. М. Смирнова (1954), Н. А. Лебедевой (1957), А. С. Ионина и других (1960), Е. П. Денисова и Р. И. Никоновой (1960), К. Я. Спрингис (1961), И. А. Резанова (1960_2), Н. И. Николаева (1945 г., а также 1955, 1956_1) и многих других.

Горные сооружения, заложившиеся на мезозойских платформенных структурах, сформировались в результате проявления относительно менее интенсивных новейших тектонических движений. Горный рельеф Верхоянско-Колымского типа образовался главным образом в неогеновое и антропогеновое время, в результате неотектонических движений участков, до того подвергшихся выравниванию.

В истории геологического развития горных стран этого типа могут быть отмечены следующие этапы. В заключительную фазу мезозойского тектонического цикла (верхняя юра — нижний мел) геосинклинального типа погружения земной коры сменились поднятием, сопровождающимся глубоким эрозионным размывом. В верхнемеловое и палеогеновое время образовавшаяся горная страна стала интенсивно выравниваться, приобретая черты холмистого низкого рельефа. В неогеново-антропогеновое время проявились интенсивные дифференцированные тектонические движения земной коры, которые привели к образованию современной горной страны. Образовавшиеся горные системы представляют собой преимущественно среднегорный рельеф; местами развит высокогорный рельеф. Широкое развитие получили древнеледниковые формы рельефа. Особенностью горной страны описываемого типа является также широкое развитие плоскогорий и нагорий, представляющих собой относительно равномерно приподнятые поверхности выравнивания. Местами встречаются вулканические плоскогорья, образованные покровами эффузивов. Для этой территории характерно проявление неоген-антропогенового вулканизма.

Отличие движений, создавших рельеф описываемого типа, заключается в более слабом проявлении сводовых поднятий и в более интенсивном проявлении глыбовых движений, осложненных местами многочисленными разрывными нарушениями.

Для многих участков этой обширной области отмечается согласованность главнейших орографических систем со складчатыми сооружениями, представляющими неотектонические структуры. Например, цепи хр. Черского совпадают со структурами Полоусненско-Балыгчанской синклинальной зоны; высокогорные Верхоянские цепи — со структурами Верхоянской антиклинальной зоны и т. д. Однако

отмечены случаи (К. Я. Спрингис, Г. С. Гашенин, Ю. Ф. Чемеков), когда неотектонические структурные элементы являются гетерогенными и секут древние структуры под различными углами (хребты Верхоянский, Колымский, Чаятын и др.). Следует отметить, что формы рельефа всей описываемой территории находятся также в тесной связи с литологическими особенностями пород. Проявление тектонических движений сопровождалось образованием разрывных форм, часто унаследованных от более древних, в том числе глубинных разломов.

На морфологии гор сказались также провинциальные особенности восточной и северо-восточной части территории СССР: например, широкое развитие горного оледенения и своеобразного проявления процессов денудации. Для этой территории характерно проявление новейшего вулканизма в виде вулканов центрального типа и трещинных излияний базальтовых лав.

История развития неотектонических движений, известная из работ Г. С. Ганешина (1958, 1959), Е. П. Денисова и Р. И. Никоновой (1960), Ю. Ф. Чемекова (1959, 1961), В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958) и других позволяет выделить несколько этапов.

К позднему миоцену описываемая территория испытала значительное выравнивание; высокие горы сохранились только местами. На это указывают сохранившиеся участки поверхности выравнивания. Эпоха тектонического покоя сменилась с позднего миоцена эпохой, когда значительную роль стали играть дифференцированные движения. На фоне общего поднятия, вызвавшего расчленение древнего выровненного рельефа, отдельные впадины испытывали прогибание и в них накапливались грубообломочные отложения. Амплитуда движений этого этапа оценивается в 400—500 *м* (Гашенин, 1958). Поднятия в позднем миоцене сопровождались вулканической деятельностью с выбросами пирокластического материала. Перед излиянием базальтов отмечается значительная расчлененность территории, на что указывают большие (от 20 до 45°) углы наклона нижних базальтовых потоков и значительные колебания их мощности на малых расстояниях (Денисов, Никонова, 1960; Ганешин, 1956). Значительная выровненность была характерна только для предгорных районов.

Центры излияния базальтов приурочивались к разломам по окраинам впадин и к пересечению разломов (рис. 103). Интересно отметить, что в базальтах в ряде мест Сихотэ-Алиня обнаружены ксенолиты ультраосновных пород, что указывает на глубинность разломов (Денисов и Никонова, 1960). Аналогичные случаи отмечались для северо-восточного Китая и других районов (Кипо, 1953; Ross и др., 1954).

Проявление неотектонических движений сказалось на залегании толщи миоценовых и плиоценовых отложений, в которых разные авторы отмечают или угловое несогласие внутри миоцена (Смирнов, 1954; Кропоткин, 1956[2]; Власов, 1957; Чихачев, 1958), или угловое несогласие между миоценом и плиоценом (Берсенев, 1959).

Новая эпоха поднятий соответствует плиоцену и концу плиоцена — началу плейстоцена. Величина этих поднятий оценивается до 600—800 *м*. Некоторые хребты на северо-востоке территории СССР испытали поднятия до 1000—1200 *м*. В результате произошел эрозионный врез, сводообразные деформации базальтовых покровов в Приморье, переуглубление речных долин местами с образованием врезанных меандр. В среднеплейстоценовое время темп неотектонических поднятий замедлился. Межгорные впадины испытывали относительные прогибания.

В верхнеплейстоценовое время вся территория испытала новые поднятия, в результате которых сформировался современный облик рельефа. В высокогорных районах указанные поднятия сказались на развитии ледников, местами каровых (хребты Черского, Верхоянский, Ям-Алинь, Сихотэ-Алинь и др.).

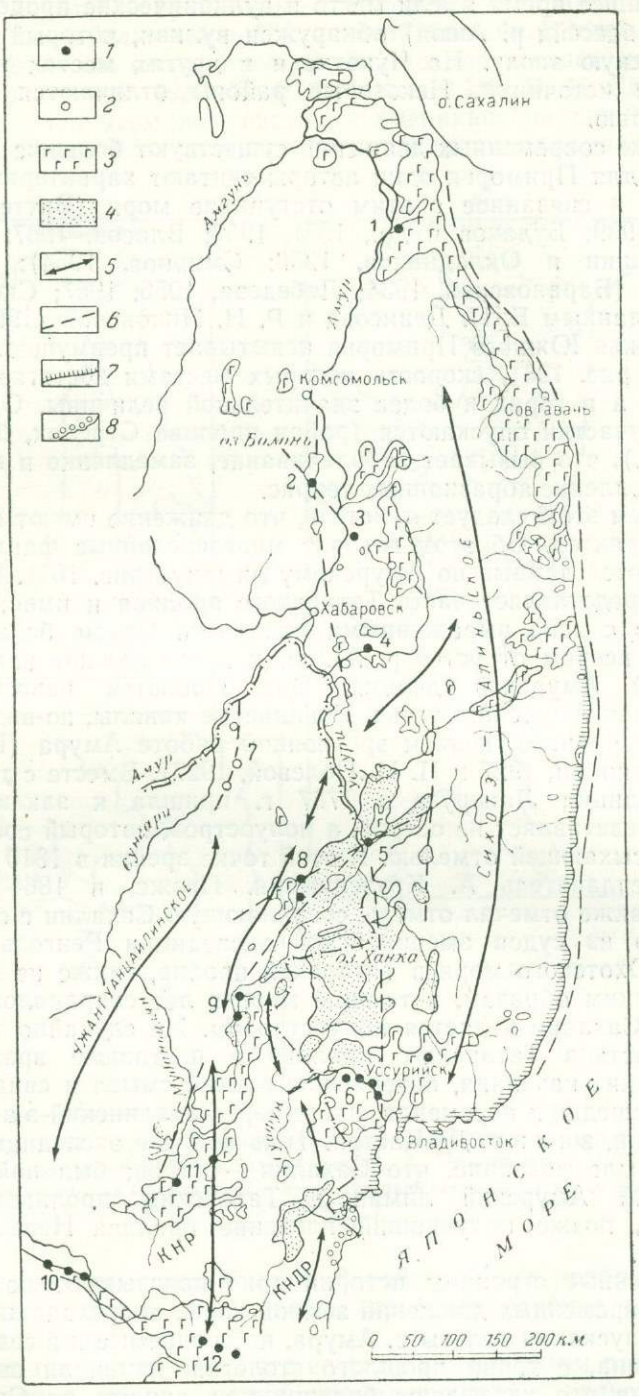


Рис. 103. Схема расположения покровных базальтов и кайнозойских впадин в пределах Южного Приморья (по Е. П. Денисову, 1960)

1 — выявленные вулканы; *2* — предполагаемые вулканы; *3* — покровы базальтов; *4* — кайнозойские впадины; *5* — оси главных сводовых поднятий; *6* — главные разломы; *7* — поднимающиеся берега; *8* — опускающиеся берега. Номера на схеме обозначают вулканы и их группы

Указанные движения в различных районах страны привели к заметной деформации речных террас, отмечаемых многими авторами.

В новейшее время имели место и вулканические процессы. Так, на р. Монни (бассейн р. Анюя) обнаружен вулкан, который образовался в историческую эпоху. На Чукотке и в других местах наблюдаются термальные источники. Некоторые районы отличаются повышенной сейсмичностью.

В оценке современных движений существуют большие разногласия. Например, для Приморья одни авторы считают характерным поднятие территории и связанное с этим отступание моря (Виттенбург, 1911; Пащенко, 1939; Будаков и др., 1951, 1957; Власов, 1957; Беляевский, 1954; Ганешин и Окладников, 1956; Смирнов, 1954); другие — об опусканиях (Барановская, 1934; Лебедева, 1956, 1957; Скороход, 1941 и др.). По данным Е. П. Денисова и Р. И. Никоновой (1960), территория побережья Южного Приморья испытывает преимущественные поднятия (см. рис. 103), скорость которых местами достигает 10—12 *см* в столетие, а в горах и более значительной величины. Одновременно некоторые участки опускаются (район пролива Стрелок, бухты Экспедиции и др.), что вызывает заболачивание, замедление и прекращение эрозии, затопление абразионных террас.

При всем этом следует отметить, что движение имеют явно колебательный характер. Об этом говорят многочисленные факты. Интересными являются данные по Амурскому лиману (рис. 104). В настоящее время он представляет часть Татарского пролива и имеет ничтожную глубину, но с ясно выраженными каналами. Самые большие из них расходятся веером от устья р. Амура и представляют как бы рукава затопленной Амурской дельты. Они являются непосредственным продолжением Амурского устья. Извилистые каналы, по-видимому, обязаны своим происхождением эрозионной работе Амура (Romer, 1911; А. А. Половинкин, 1927 и П. И .Полевой, 1927). Вместе с тем французская экспедиция Лаперуза в 1787 г. пришла к заключению, что Сахалин представляет не остров, а полуостров, который соединен с материком обсыхающей отмелью. К этой точке зрения в 1810 г. присоединился мореплаватель А. Крузенштерн. Позже, в 1864 г. поручик Гаврилов также отмечал отмель, соединяющую Сахалин с сушей; и еще позже одно из судов американской экспедиции Ренгольда, пытаясь пройти из Охотского моря в Татарский пролив, также не нашло этого прохода. Таким образом, в течение многих лет сохранялось представление, что Сахалин является полуостровом. Не случайно поэтому для разных участков Татарского пролива в настоящее время имеются географические названия, потерявшие всякий смысл и свидетельствующие о происшедших переменах, например, Сахалинский з а л и в, Амурский л и м а н, з а л и в Де-Кастри. Только после экспедиции Г. Е. Невельского было доказано, что Сахалин — остров; был найден пролив, соединяющий Амурский лиман с Татарским проливом (заливом Де-Кастри), позже получивший название пролива Невельского (см. рис. 104, *II*).

Приведенные страницы истории ярко показывают колебательный характер современных движений земной коры, происходящий на глазах человека. Опускания дельты р. Амура, наблюдаемые и в северной части о-ва Сахалина, с конца прошлого столетия изменили свой знак на обратный, на что указывают большинство данных по Сахалинскому побережью.

Интересно сравнить неотектонические движения Чукотского полуострова и района Аляски, полуострова Сьюорда (к востоку от Берингова пролива). Давно уже существует точка зрения, что в ледниковое и доледниковое время оба полуострова представляли одно целое. Старое мнение Смита (1909) о стабильности Берингова пролива (начиная

с третичного времени) и проявляющихся поднятиях, отразившихся на террасах Американского континента, было опровергнуто. К началу антропогена Азиатская суша была соединена с Америкой и имела на севере далекое продолжение в Арктический бассейн. В течение антропогенового времени эта связь периодически то нарушалась, то возобновлялась (Криштофович, 1932; С. В. Обручев, 1939; В. Н. Сакс, 1937 г., 1941 г. и др.). Об этом же говорят и американские данные. Так, на р. Сиэк, на Сьюордском полуострове отмечаются аллювиальные отло-

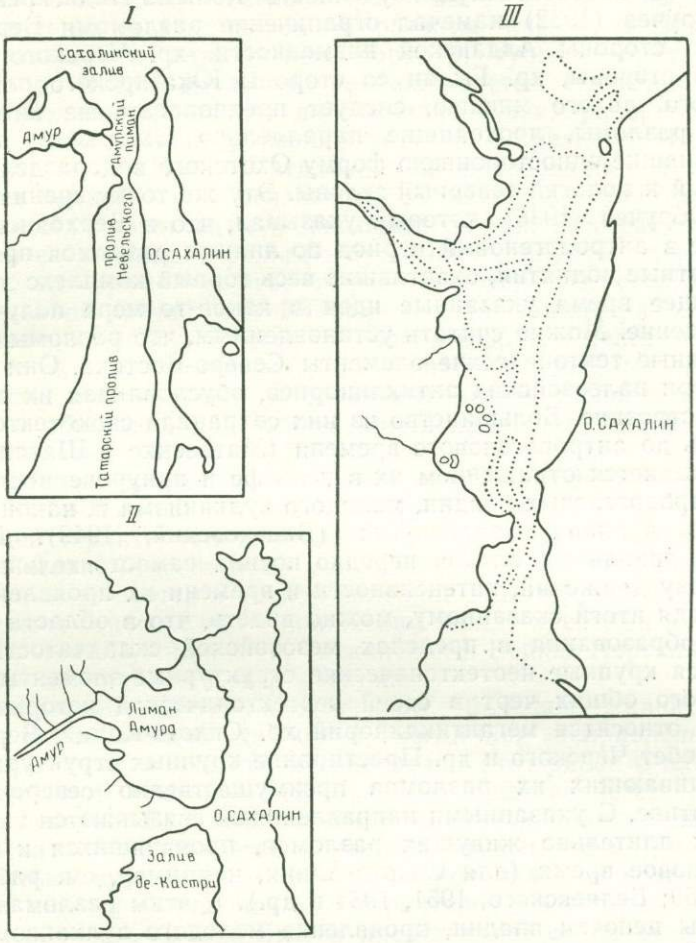


Рис. 104. Проявление современных тектонических движений в устьевой части р. Амура (по А. А. Половинкину, 1927)

I — карта о-ва Сахалина; *II* — карта северной части Сахалина до экспедиции Невельского; *III* — подводный рельеф устьевой части Амура (показан точечным пунктиром)

жения на 23 *м* ниже уровня моря. В районе Нома прибрежно-морские образования залегают ниже уровня моря, на глубине 45 *м*. (Moffit, 1913; Smith, 1927).

Следует также добавить, что во всем описываемом районе имеются молодые разрывные нарушения, проявляющиеся в рельефе в образовании горстовых массивов и участков погружения с мощными толщами выполняющих их отложений. Некоторые исследователи придают очень большое значение разрывной тектонике. Считают, что по сбросу вдоль Чукотского побережья была опущена северная часть дна Берингова моря, что и явилось причиной заложения в постплиоцене пролива между Азией и Северной Америкой (Ионин и др., 1960).

Описывая Колымско-Индигирский край, С. В. Обручев отмечает, что, хотя роль ледников и речной эрозии в формировании отдельных горных цепей и значительна, все же главные хребты обязаны своим проявлением несомненно дизъюнктивным дислокациям. При этом он указывает, что особенно резко сбросы выражены вдоль Алданской долины и Охотского побережья. Как горсты С. В. Обручев (1931) рассматривает хр. Черского, хр. Таскастабаий. Гыданский хребет, по его мнению, с северо-запада также ограничен новейшими разломами. Несмотря на недостаточную изученность Колымо-Индигирского края, С. В. Обручев (1932) намечал ограничение разломами Верхоянского хребта со стороны Алданской низменности, хр. Черского с северо-восточной стороны, хр. Гыдан со стороны Юкагирского плоскогорья. Кроме того, по его мнению, следует предполагать на юге большие молодые разломы, проходящие параллельно Охотскому побережью и обусловившие одностороннюю форму Охотского водораздела,—короткий южный и пологий северный склоны. Эту же точку зрения разделял и В. А. Обручев (1936), который указывал, что в Верхоянско-Колымском крае в антропогеновый период по линиям разломов происходили неоднократные поднятия, охватившие весь горный комплекс этого края. В настоящее время указанные идеи в какой-то мере получают свое подтверждение. Можно считать установленным, что разломы контролируют крупные тектонические элементы Северо-Востока. Они наблюдаются внутри палеозойских антиклинориев, обусловливая их складчато-глыбовое строение. Большинство из них сохранили свою тектоническую активность до антропогенового времени (Матвеенко и Шаталов, 1958). Это доказывается отражением их в рельефе и приуроченностью к ним неоген-антропогеновых впадин, молодого вулканизма и, наконец, антропогенового вулкана Балаган-Тас (Васьковский, 1949). Подвижки отдельных локальных блоков нередко носили самостоятельный характер по знаку движений, интенсивности и времени их проявления.

Подводя итоги сказанному, можно видеть, что в области интенсивного горообразования в пределах мезозойской складчатости хорошо выявляются крупные неотектонические структурные элементы, которые имели много общих черт в своей неотектонической истории. К ним, например, относится мегантиклинорий хр. Сихотэ-Алиня, Верхоянский хребет, хребет Черского и др. Простирание крупных структурных форм и ограничивающих их разломов преимущественно северо-восточное и субширотное. С указанными направлениями связываются также зоны глубинных длительно живущих разломов, проявившихся и в неоген-антропогеновое время (для Сихотэ-Алиня, например, см. работы Берсенева, 1959; Беляевского, 1951, 1954 и др.). К этим разломам нередко приурочены цепочки впадин, проявление молодого вулканизма и другие явления.

С общими сводовыми поднятиями Северо-Востока В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) связывают оживление древних разломов и образование новых, приведших к формированию многочисленных межгорных впадин, выполненных третичными и антропогеновыми рыхлыми отложениями, мощность которых достигает 300—500 *м* и более. Третичные отложения многих впадин угленосны (бурые угли, лигниты). Как правило, впадины сильно вытянуты. Характерна в этом отношении широтно ориентированная Челомджа-Ямская впадина, расположенная на побережье Охотского моря. Длина ее 450 *км*, ширина 20—25 *км*. Причиной ее образования являются разрывные нарушения параллельные тем, которые в мезозойское время контролировали излияния лав и внедрение охотских гранитоидов. Впадина и в настоящее время обладает заметной сейсмичностью. Другая, Эльгено-Буюндинская впадина (верховье р. Колымы) выполнена угленосными миоценовыми отложениями и антропогеновыми галечниками. Она имеет прямолинейные очер-

тания, вытянута поперек складок Иньяли-Дебинского синклинория и связана с молодыми разломами. Такими же разломами образованы и другие многочисленные межгорные впадины, как, например, Тасканская, Хевкандинская, Талонская, Верхне-Берелехская, Джелканская, Худжахская, Хеникинская, Табалахская, Верхне-Селенняхская и др.

Помимо разломов, к которым приурочены межгорные котловины, на Северо-Востоке широко развиты новейшие разломы, хорошо выраженные и в рельефе гор. Они легко дешифрируются по крупномасштабным аэрофотоснимкам. Новейшие разломы прямолинейны, вытянуты на десятки и сотни километров и развиты как в осадочных, так и в эффузивных и интрузивных породах; существенных смещений пластов пород и даек вдоль них не наблюдается. На водораздельных пространствах они имеют вид либо канав и узких рвов, либо микродепрессий, либо, наконец, резких уступов в рельефе. По мнению В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова, они образовались в результате растяжения земной коры, связанного со сводовым поднятием горной страны, продолжающимся и в настоящее время. Эти разрывы имеют существенное значение в рельефообразовании, обусловливая на некоторых участках прямолинейные очертания морских берегов, и в создании современной речной сети. Важную роль указанные разломы сыграли в размещении золотых россыпей, олова и других полезных ископаемых, а также в происхождении многих термальных источников и источников пресных вод, местами выходящих из-под зоны вечной мерзлоты и образующих в зимнее время на днищах долин огромные наледи (Матвеенко, Шаталов, 1958).

Наибольшие суммарные неотектонические поднятия во многих хребтах Северо-Востока достигают 1500—2000 *м* и больше.

В общей характеристике обширной зоны Северо-Востока обращает на себя внимание относительно малое количество впадин. Если в какой-то мере они выявляются в южной половине этой территории, где могут быть отмечены относительные понижения между хребтами и цокольные впадины Эльгено-Буюндинская, Тасканская и Верхне-Нерская, то почти отсутствуют на крайнем Северо-Востоке.

Некоторые исследователи этот факт объясняют малой контрастностью неотектонических движений, когда они направлены в одну сторону (в сторону поднятий) и сравнивают этот район с платформенными областями (Резанов, 1960). Мне представляется, что такое сравнение неверно. Вся зона горообразования в области мезозойской складчатости резко отличается от материковых платформ, повышенной сейсмичностью, вулканизмом, который проявлялся в неоген-антропогене, а для некоторых районов был характерен и в историческое время.

Таким образом, Северо-Восток представляет собой не платформу, а район со всеми признаками, указывающими на проявление процессов горообразования и орогенных движений. Вместе с тем следует отметить и своеобразное проявление этих процессов, заключающееся в преобладании глыбовых движений, и в большой роли разломов. Можно думать, что область Северо-Востока находится еще в начальной стадии неотектонического развития, когда процессы горообразования еще не дифференцировались, чтобы привести к образованию резко контрастных движений, характерных, например, для Тянь-Шаня.

В пределах Северо-Востока наблюдается оживление старых и образование новых разломов, с глыбовыми движениями и преобладанием поднятий. Последнее, по-видимому, объясняется некоторыми своеобразными чертами геологического развития этой области и ее положением между молодой геосинклинальной областью и Арктическим бассейном.

Вместе с тем отдельные участки этой территории отличаются высокой контрастностью движений. К ним относится зона, протягивающаяся вдоль северного побережья Охотского моря и уходящая на северо-

восток через район Пенженской губы в бассейн р. Анадыря и далее на Чукотку (рис. 105). Подвижность указанной зоны может быть связана с унаследованием некоторых черт развития от предшествующего палеогенового и мелового этапов (Резанов, 1960). Детальные исследования И. А. Резанова показали, что размах плиоцен-антропогеновых движений на юге достигает 2000 *м*.

Кроме этого, значительная дифференцированность неотектонических движений отмечается для бассейнов рек Амгуни и Амура, для Сихотэ-Алиня, а также в области хр. Черского, хр. Мамского и других хребтов, вытянутых в северо-западном направлении, т. е. на границе области горообразования и материковой платформы.

Таковы главнейшие особенности неотектоники обширной территории Северо-Востока СССР, связанной в своем развитии с Тихоокеанским сегментом земной коры.

ОБЛАСТИ ИНТЕНСИВНОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНЕ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЮГА СССР (ГОРЫ КАРПАТО-КАВКАЗСКОГО ТИПА)

Зона горообразования, расположенная на месте альпийского складчатого пояса Юга СССР, характеризуется почти полной унаследованностью древних форм новейшими тектоническими структурами, обычно вытянутыми по простиранию ранее образовавшейся складчатой зоны. К ним относятся хребты, представляющие сводовые поднятия, линейно вытянутые впадины (межгорные и предгорные прогибы), зоны глубинных разломов, часто в какой-то мере выраженных в рельефе. Развитие этих элементов области горообразования унаследовало предшествующее развитие геосинклинальной зоны; оно продолжается и в новейший тектонический этап. Все исследователи новейшей тектоники Кавказа (Н. С. Шатский, В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский, Н. В. Думитрашко и др.), помимо продольных структур, отмечают также поперечные субмеридиональные структуры разных порядков. Некоторые из этих структур, пересекая зону горообразования, продолжаются в область материковой платформы. Поперечные разломы глубинного заложения расчленяют всю неотектоническую структуру Кавказа на крупные блоки, испытавшие в своей истории разное прогибание и последующее (неотектоническое) поднятие. Такие субмеридиональные разломы проявляются и в пределах южной ванны Каспийского моря, на Памире и в других местах.

Современный рельеф всей описываемой территории в виде молодых горных хребтов и межгорных впадин, частично занятых морями, возник в заключительную стадию развития геосинклинальной области, которая в настоящее время находится в стадии замыкания (Муратов, 1950, 1960 и др.). Начало этого этапа развития следует относить к позднему миоцену, когда резко усилилось общее воздымание всей области и многие участки ее превратились в горную страну. В предшествующий момент на этом месте располагались геосинклинальные бассейны, разделенные геоантиклинальными зонами, выраженными в рельефе в виде крупных островов. Многие современные продольные депрессии в пределах молодых горных стран являются реликтами частных геосинклинальных прогибов. После поднятия и их осушения зародилась система продольных речных артерий. Дальнейшее развитие рельефа горных стран целиком определялось ходом проявления тектонических движений, которые в свою очередь определяли направление эрозионных процессов и формирование гидрографической сети. Общее восходящее движение, создавшее горную страну, было неравномерным. При этом проявлялись не только сводообразные, но и сводово-глыбовые движения. По мере развития этих движений происходила перестройка речной сети. Она отмечена на Северном Кавказе, на южном склоне Восточных

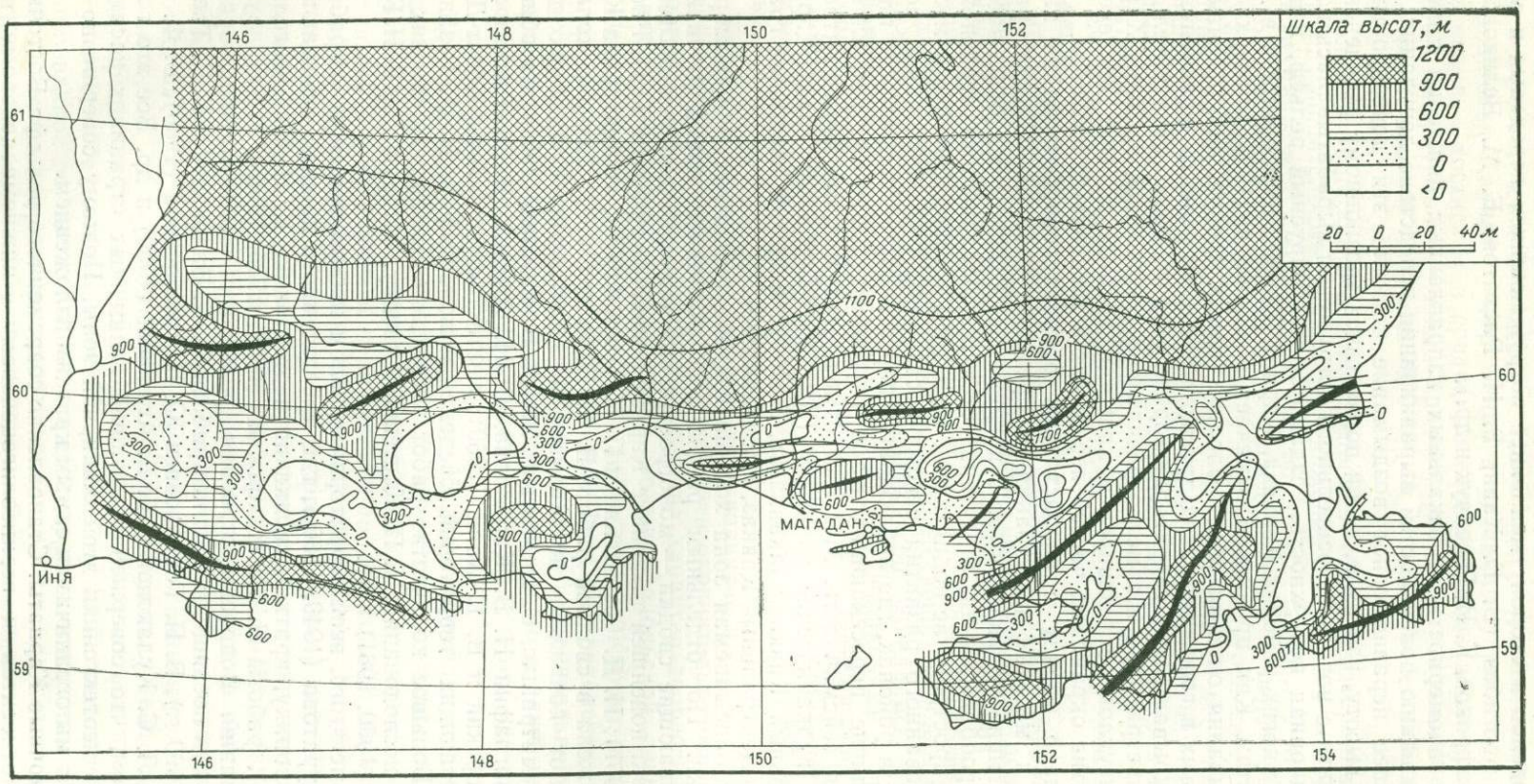


Рис. 105. Схема новейшей тектоники побережья Охотского моря (изолинии перестройки верхней плиоценовой поверхности выравнивания); жирными линиями обозначены оси складок (по И. А. Резанову, 1960)

Карпат, в Буковине и в других местах. Происходило также смещение водоразделов в сторону медленнее погружающихся передовых и межгорных прогибов (В. Е. Хаин, Г. И. Раскатов, Е. М. Великовская, Н. И. Сафронов, К. И. Геренчук и др.).

Неравномерность вертикальных направленных движений привела к образованию поверхностей выравнивания вследствие денудации. Последующее неравномерное воздымание подняло эти поверхности на разную высоту, изогнуло, и они подверглись эрозионному расчленению. В результате нового относительного погружения вырабатывалась новая денудационная поверхность, создавался многоярусный рельеф, известный во многих районах Кавказа, Карпат, Крыма, Копет-Дага и в других местах. Как правильно отмечает В. Е. Хаин (1952), поверхности выравнивания описываемых молодых горных сооружений отличаются от таковых в горных странах других типов. Они развиты фрагментарно и не покрывают всей территории горной страны, имеют незначительную кору выветривания и заметно расчленены позднейшей эрозией. Характерно неуклонное расширение площади хребтов за счет вовлечения в поднятие окраинных частей передовых и межгорных прогибов.

Однако наряду с разрастанием области горообразования выявляются и местные прогибания, в пределах которых области, ранее поднимавшиеся, вовлекаются в погружение. В целом вся описываемая зона горообразования характеризуется преобладающими неравномерными в пространстве поднятиями. При этом установлено, что в местах унаследованного развития сейсмичность зоны горообразования пониженная; в районах, где наблюдается перестройка тектонического плана или наличие пересекающихся зон глубинных разломов, проявляется активная сейсмичность. Местами отмечаются мощные неоген-антропогеновые вулканические излияния (Выгорлат-Гутинская гряда Карпат, Центральный Кавказ, Закавказье, Эльбрус и др.) и внедрение гранитоидов (Центральный Кавказ, Предкавказье).

Вся описываемая зона хорошо изучена геологически и геоморфологически. По отдельным районам в последнее время появились исчерпывающие сводки — монографии, освещающие вопросы неотектоники. Так, новейшей тектонике Карпат посвящены работы Г. И. Раскатова (1957); И. Д. Гофштейна и П. Н. Цысь (1959); неотектоника Крыма отражена в сводной работе В. И. Бабака (1959); большое количество работ появилось по Кавказу и Закавказью. Сводку их дали Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1961) и в обширной монографии Н. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова, А. А. Сорский и В. Е. Хаин (1960); неотектоника района Копет-Дага и прилегающих территорий сведена в монографии И. А. Резанова (1959). Большое количество работ посвящено Памиру. Среди них мы отметим исследования Н. П. Костенко и сводку, которую дал В. Н. Крестников (1960, 1961) и др.

Кроме этого, всей территории в целом посвящены сводные работы М. В. Муратова (1949, 1960_1), где имеется много данных, освещающих и неотектонику, краткая сводка по неотектонике К. Н. Паффенгольца (1958 г.), работы Н. И. Николаева (1949, 1955, 1956_1) и ряд других исследований. Вопросам строения, рельефа и неотектонике морских пространств посвящены сводные работы Б. К. Балавадзе и Г. К. Твалтвадзе (1960 г.), В. П. Гончарова и Ю. П. Непрочнова (1960), В. Ф. Соловьева, Л. С. Кулаковой и Г. В. Агаповой (1960) и др. Все это говорит о том, что совершенно излишне на данных страницах касаться подробно неотектоники этой обширной зоны. Поэтому совершенно сознательно мы ограничимся самым кратким изложением.

Восточные Карпаты. Становление современного рельефа Восточных Карпат относится к верхнеолигоценовому — нижнемиоценовому времени — этапу главной фазы складкообразования и поднятия флишевых

Карпат. В этот же этап зародились Предкарпатский прогиб и Закарпатская впадина. Начавшиеся устойчивые восходящие движения Карпат и погружения в указанных прогибах наибольшего размаха достигают в среднемиоценовое время (верхний тортон). Об этом говорят мощные толщи среднемиоценовых отложений в Предкарпатском прогибе (свыше 2500 *м*) и Верхне-Тиссенской впадине (свыше 7300 *м*).

Большая мощность и обилие крупнообломочного материала указывают на значительные градиенты движений. В разных частях этой области движения проявлялись неравномерно. Наиболее интенсивно поднимался район Полонинских гор, представлявший низкогорье с выработанной долинной системой. К нижнему миоцену относится формирование чешуйчатой структуры Внешних Карпат. В это же время проявляется активизация эрозионных процессов, нашедших отражение в накоплении мощных толщ конгломератов верхнего тортона в Предкарпатском прогибе и в Закарпатском прогибе. В пределах Западных Карпат этому времени соответствовали слабо дифференцированные движения.

После среднего миоцена наступает длительная эпоха выравнивания рельефа Восточных Карпат и формирование поверхности денудации, датируемой сарматом. Начиная с конца миоцена и в первой половине плиоцена Восточные Карпаты вовлекаются в крупные поднятия, носившие дифференцированный характер, соответственно основным структурно-тектоническим элементам. Поднятия сопровождались крупными разломами вдоль южного склона Карпат, излияниями эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды и опусканиями в зоне Закарпатских впадин. Об амплитуде погружений говорит свыше чем 1500-метровая толща сармата и паннона, накопившаяся в пределах Чоп-Мукачевской впадины.

Движения этого времени вовлекли в поднятие и область Предкарпатского прогиба, который к концу сармата окончательно освободился от морских вод — стал сушей, но сохранил характер депрессии между Карпатскими горами и обращенной Волыно-Подольской синеклизой.

Последующая плиоценовая история Восточных Карпат определила весь орографический облик этой страны. План распределения тектонических движений в конце миоцена и в плиоцене в значительной степени определил ход денудационных процессов, что нашло отражение в формировании основных геоморфологических и вместе с тем неотектонических элементов Восточных Карпат.

Глубокое эрозионное расчленение Карпат привело к образованию продольно-ориентированных долин. В зоне относительных опусканий (Верхне-Тиссенская котловина, Предкарпатская равнина) происходило длительное выравнивание и аллювиально-пролювиальная аккумуляция. Излияние верхнемиоценовых лав на южном склоне Карпат привело к изменению рельефа и перестройке гидрографической сети. Плиоценовая эрозия, действуя селективно, в значительной степени направлялась геологической структурой Восточных Карпат. В Чоп-Мукачевской впадине, представляющей северо-западную периферическую часть Венгерской низменности, на протяжении почти всего плиоцена существовал озерный бассейн. Антропогеновая история формирования рельефа и неотектонических структур Восточных Карпат сохранила тенденцию движений предшествующего этапа. Продолжает проявляться прерывистое («ступенчато-восходящее» по Г. И. Раскатову, 1957) поднятие, дифференцированное по неотектоническим структурным элементам с образованием лестницы террас (рис. 106).

Карпаты испытывали поднятие, обрамляющие их впадины — относительные прогибания. Свидетельством тектонических движений,

продолжающихся в современную эпоху, являются сейсмические явления на южном склоне Карпат, появление новых источников минеральных вод и активно проявляющиеся процессы денудации. Современные тектонические движения также являются дифференцированными по структурным элементам.

В пределах Восточных Карпат максимальные суммарные неотектонические поднятия оцениваются более чем в 1500 *м* (Раховский массив). Для других участков, сложенных меловыми и палеогеновыми породами, суммарное воздымание, дифференцируясь в соответствии со структурными элементами, колеблется от 500 до 1000 *м* и более.

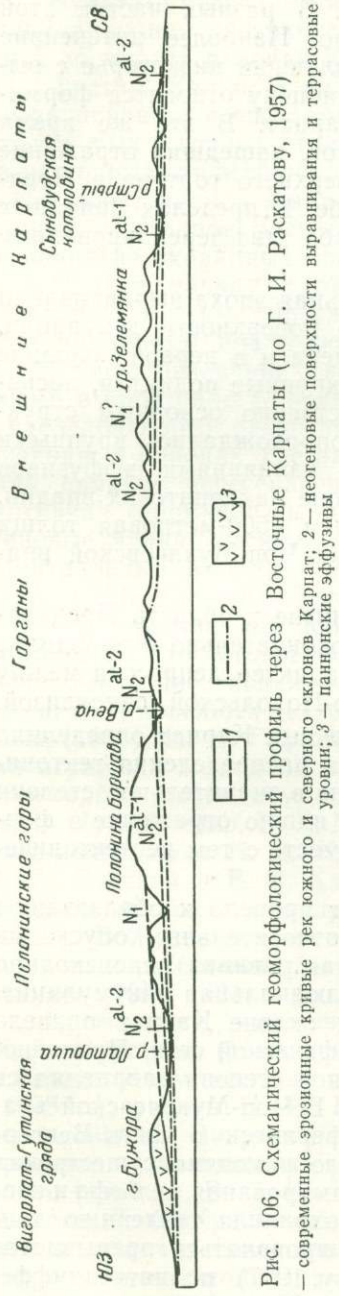


Рис. 106. Схематический геоморфологический профиль через Восточные Карпаты (по Г. И. Раскатову, 1957)

1 — современные эрозионные кривые рек южного и северного склонов Карпат; *2* — неогеновые поверхности выравнивания и террасовые уровни; *3* — паннонские эффузивы

Часть Закарпатской впадины и Предкарпатский обращенный краевой прогиб испытали в своей неотектонической истории инверсию. Глубокие погружения сменились поднятиями, которые, однако, не компенсировали предшествующего прогибания. В пределах Закарпатской впадины инверсия произошла частично на границе миоцена и плиоцена, другая часть (Чоп-Мукачевская впадина) была охвачена поднятиями позже. Суммарное прогибание за неоген-антропогеновое время (за вычетом величины поднятий) во впадине составляет более 2000 *м*. В пределах Предкарпатского обращенного передового прогиба поднятие началось в конце среднесарматского века. Суммарное погружение в наиболее прогнутых участках впадины достигает 2000 *м* и более, а в других частях изменяется от 500 до 1000 *м*.

Последующие поднятия превратили впадину в обращенную структуру. О. С. Вялов, А. Е. Михайлов, Д. П. Найдин считают, что сочленение материковой платформы с узким передовым прогибом характеризуется наличием пограничных глубинных разломов. На поверхности они выражаются в серии флексур, проявляющихся в рельефе в виде уступов Росточья, Ополья и Приднестровской Подолии. В пределах Карпат и внутренней зоны Предкарпатского прогиба широко развиты пологие надвиги в сторону прогиба, с перемещениями более 10 *км*.

Преобладающее направление всех неотектонических структур и разрывов — северо-западное. Однако в ряде работ отмечается наличие поперечных северо-восточных тектонических линий, которые находят отражение и в геоморфологии страны (В. Тейссейр, И. Б. Плешаков, Б. П. Высоцкий, П. Н. Цысь, М. М. Жуков и др.).

Крым. Неотектоника Горного Крыма была выяснена совместными работами М. В. Муратова и Н. И. Николаева (1939, 1941) и значительно уточнена исследованиями В. И. Бабака (1959).

Современный рельеф Крымского антиклинория обязан главным образом проявлению неотектонических движений. Последние унаследовали тенденцию к поднятиям, начавшим проявляться с верхнего мела. Особенно интенсивными они были в плиоцене и антропогене. В это время сформировалось сводообразное поднятие, которому в рельефе соответствуют Крымские горы (см. рис. 38—41).

В позднем миоцене на всей рассматриваемой территории прекратилось опускание, ранее захватившее всю северную часть Яйлы, которая была абрадирована тортон-сарматской трансгрессией. В результате было выработано нижнее плато Яйлы. Верхнее плато в раннем сармате оставалось сушей и отделялось от нижнего уступом в 150—200 *м*, намечающим собой древнюю береговую линию; горная часть Крыма продолжалась дальше к югу за пределы современного южного берега Крыма и представляла низкогорную страну. В это же время интенсивные опускания происходили в северо-восточной части Крымского полуострова, в пределах Индольской впадины.

С плиоценом связано постепенно развивающееся поднятие Крымских гор и опускание примыкающих впадин. В конце среднего — начале позднего плиоцена происходили интенсивные поднятия, сформировавшие зрелый эрозионный рельеф с амплитудами до 200—300 *м*, существовала и вторая гряда, которую прорывали крупные ложбины стока (Николаев, 1946$_1$). В конце позднего плиоцена снова возникали интенсивные поднятия и связанное с ними глубокое врезание речных долин. Величина этих поднятий составляет 250—300 *м*. Такой же величины достигали поднятия Горного Крыма за весь предшествующий период (ранний плиоцен) времени (Бабак, 1959). В дальнейшем интенсивность сводовых поднятий Горного Крыма постепенно ослабевала. В антропогеновый этап выработалась лестница речных террас, относительная высота которых уменьшается от более древних к молодым. За антропоген окончательно сформировались основные особенности современной гидрографической сети и рельефа Горного Крыма.

В неотектоническом отношении Крымский антиклинорий характеризуется нижеследующими особенностями:

1) наибольшей напряженностью движений на границе позднеплиоценовой и раннеплейстоценовой эпох;

2) прогрессивным расширением области, испытывающей преобладающие поднятия, начиная с сармата до наших дней;

3) особым развитием восточного периклинального замыкания Крымского антиклинория и проявлением дифференцированных движений, выразившихся (в пределах Керченского полуострова) в образовании куполовидных структур северо-восточного простирания, локальные движения которых продолжались и в антропогене;

4) проявлением интенсивных опусканий к югу и юго-западу от Главной гряды с развитием разломов, по которым часть Крымского антиклинория была опущена в Черное море;

5) некоторым смещением с юга на север области максимальных поднятий, которое сопровождалось расширением впадины Черного моря, происходившем за счет захвата краевых частей поднятий (Муратов, 1955; Бабак, 1959).

6) наличием поперечных структур, заложившихся в эпоху интенсивных неотектонических поднятий и генетически связанных с древними разрывными нарушениями земной коры. Особое значение они получили в последние эпохи развития поднятий, когда единое поднятие расчленилось на ряд дифференцированных зон, разделенных участками относительных опусканий;

7) длительными и интенсивными опусканиями в пределах Индольского прогиба в течение почти всего неотектонического этапа развития;

8) преобладанием процессов общего поднятия (последревнечерноморского) с отдельными участками побережья, испытывающими в современную эпоху опускания;

9) высокой сейсмичностью (до 8 баллов) полосы, охватывающей Южный берег Крыма, материковую отмель и континентальный склон (Горшков и Левицкая, 1947), где наиболее ярко проявляется контрастность движений поднимающегося Крымского антиклинория и опускающейся глубоководной впадины Черного моря;

10) связью усиления сейсмической активности с поперечными структурами, свидетельствующей о новейшей перестройке структуры Крымского антиклинория, и меридиональной ориентировкой эпицентральной зоны.

Суммарные неотектонические движения Крымского сводового поднятия определяются в 1000—1200 *м*. Индольская впадина за это же время испытала погружение более 1000 *м*. В пределах Керченского полуострова развит грязевой вулканизм.

Кавказ. Описанию неотектоники Кавказа посвящено огромное количество работ как частных, так и обобщающих. Ниже мы главным образом используем самую новейшую сводку Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1961), дополняя ее материалом других исследователей (рис. 107).

В пределах Кавказа выделяются три части, резко отличающиеся по своей структуре, связи с предшествующей геологической историей и особенностям проявления неотектоники: 1) сводово-глыбовое поднятие Большого Кавказа; 2) Закавказский межгорный прогиб и 3) сводово-глыбовое поднятие Малого Кавказа. На севере обособляются два обширных предгорных прогиба: Азово-Кубанский и Терско-Каспийский.

Сводово-глыбовое поднятие Большого Кавказа прослеживается почти на 1300 *км*, образуя орографически хорошо выраженный окраинный хребет горной системы Кавказа. Оно резко асимметрично, имеет широкое северное крыло, крутое и короткое южное.

Поднятие Большого Кавказа делится на три части: западную, центральную и восточную.

Неотектоника западной части Кавказа проста. К западу от массива Фишта-Оштена наблюдается вытянутый невысокий свод с поднятиями до 0,5—1,0 *км*. К северо-западу свод погружается и заметно суживается, отделяясь от Таманского полуострова по линии с. Гостачевская — г. Анапа поперечной флексурой. Вдоль свода выявляются поперечные меридиональные разломы и флексурообразные перегибы (между Адлером и Гагрой, в районах Туапсе, Геленджика и Анапы). Отмеченные ступени последовательно смещают поверхности выравнивания, опускающиеся в направлении погружения свода.

Центральный Кавказ образует крупное сводово-глыбовое поднятие субширотного направления, характеризующееся максимальными амплитудами поднятий (более 4—5 *км*) и соответствующее выходам древних толщ Главного и Передового хребтов. В неотектонической структуре Центрального Кавказа отчетливо выявляются субширотные сбросовые ступени (Тырныаузская, Черкесская) и меридиональные флексуры (вдоль Кубани, Лабы и восточного склона горы Фишт), разбивающие эту часть Кавказа на отдельные, разно приподнятые блоки. Местами между блоками отмечаются грабен-синклинальные депрессии, частично ограниченные разломами (например, Архыз-Загеданская депрессия). На пересечении продольной (Тырныаузской) сбросовой ступени с крупным поперечным разломом располагается вулканический конус Эльбруса.

Северное крыло Центрально-Кавказского неотектонического под-

нятия имеет характер пологой моноклинали, южное крыло — гораздо круче. В его пределах выявляются крупные антиклинальные и синклинальные структуры, с амплитудой относительных перемещений до 1,0 *км*.

Значительного размаха достигают сводово-глыбовые неотектонические поднятия в пределах восточной части Кавказа (до 4—4,5 *км*), где они выражены в орографии в виде хребтов (например, хр. Главный и Боковой). В ограничении этих хребтов значительную роль играют продольные разломы взбросово-надвигового характера. В юго-восточной части Кавказа наблюдается некоторое расширение горного сооружения, сопровождающееся усложнением структурного плана и появ-

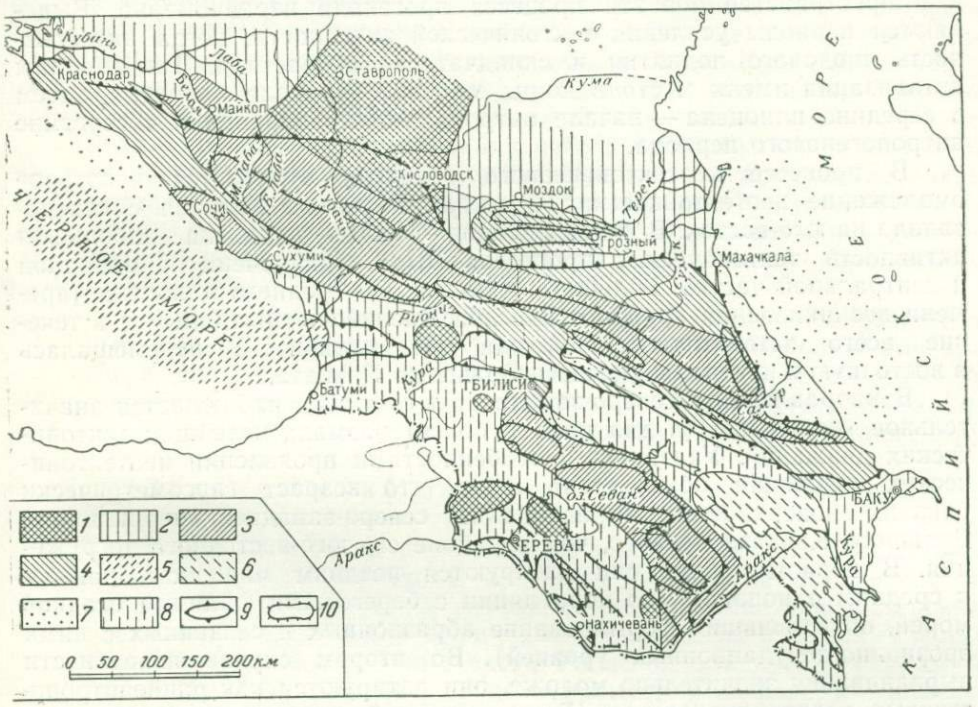


Рис. 107. Упрощенная схема геотектонического районирования Кавказа (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, 1960)

Области с устойчивой направленностью движений в течение альпийского цикла: *1* — устойчивое поднятие, *2* — устойчивое прогибание. Области, испытавшие однократное изменение общей направленности тектонических движений: *3* — смена прогибания поднятием в первой половине цикла; *4* — то же во второй половине цикла; *5* — смена поднятия прогибанием в первой половине цикла; *6* — то же во второй половине цикла. Области, в которых изменение общей направленности тектонических движений происходило неоднократно: *7* — прогибание в начале цикла сменяется поднятием, а затем последнее прогибанием; *8* — поднятие в начале цикла сменяется прогибанием, затем поднятием; *9* — контуры мегантиклинориев; *10* — контуры крупных антиклинориев и отдельных поднятий

лением на северном и южном склонах дифференцированных антиклинальных поднятий и синклинальных опусканий с размахом относительных движений до 0,5—1,0 *км*. Юго-восточнее горы Дибрар происходит виргация Главного хребта на три веерообразно расходящихся поднятия, амплитуда которых достигает 1,5—1,0 *км*.

Поперечные меридиональные нарушения имеют характер сбросов, параллельных впадине Каспийского моря; они располагаются на юго-восточном периклинальном погружении Кавказа и с ними связываются цепочки грязевых вулканов. В этой же части наблюдается несоответствие простираний мезозойских и неотектонических структур. Мезозойские и палеоген-миоценовые структуры имеют здесь (в районе Апшерона и Кобыстана) общекавказское простирание, образуя нижний структурный этаж, а неотектонические, плиоценовые структуры верх-

него этажа заворачивают к югу, под значительным углом к простиранию мезозойских и палеоген-миоценовых структур.

В целом неотектоническая структура Большого Кавказа наследует его древний структурный план в отношении как общего простирания структур, так и распределения интенсивности движений, максимум которых приурочен к областям выходов домезозойских толщ, а также в отношении крупных антиклинальных и синклинальных мезозойско-палеогеновых структур с осложняющими их разломами. Тектонические движения послеолигоценового этапа имели общую направленность, выражающуюся в постепенном разрастании сводового поднятия Большого Кавказа и увеличении его высокогорной зоны. Однако во времени и в пространстве оба эти процесса протекали неравномерно. Выделяются периоды усиления тектонической активности, когда интенсивность сводового поднятия и складчатости возрастала. Такие этапы активизации имели место в конце миоцена — начале плиоцена, затем в середине плиоцена — начале антропогенового периода и в середине антропогенового периода.

В процессе неотектонического развития отмечается некоторое омоложение неотектонических структур Большого Кавказа с северо-запада на юго-восток. В конце миоцена — начале плиоцена наибольшая активность тектонических процессов была приурочена к западной и центральной частям Большого Кавказа. Со среднего плиоцена (времени возникновения крупного прогиба Каспийской впадины) и в течение всего четвертичного периода эта активность перемещалась в восточную и центральную части Большого Кавказа.

В направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается значительное увеличение (в два раза и более) размаха новейших тектонических движений. Указанными особенностями проявлений неотектонических движений обусловлено и то, что возраст гипсометрически близких поверхностей выравнивания северо-западной периклинали Большого Кавказа древнее, чем в районе его юго-восточного погружения. В первом случае они датируются поздним миоценом, ранним и средним плиоценом (по корреляции с береговыми фациями осадков морей, обусловивших формирование абразионных и связанных с ними эрозионно-денудационных уровней). Во втором случае поверхности выравнивания значительно моложе, они датируются как раннеантропогеновые, позднеплиоценовые (Баку — верхний апшерон, средний и нижний апшерон и акчагыл).

Азово-Кубанский краевой прогиб прилегает к сводовому поднятию Большого Кавказа с севера и представляет довольно широкий, вытянутый в широтном направлении прогиб, выполненный мощной толщей континентальных и морских отложений неогена и антропогена. Прогиб асимметричен, его склон, граничащий с горным сооружением, — крутой; склон, обращенный в сторону платформы, — более пологий. На востоке этот краевой прогиб ограничивается Ставропольским поднятием, на западе он открывается в сторону Азовского моря. Южный склон прогиба осложнен Адыгейским выступом, структурно связанным с поперечными разломами Западной части Большого Кавказа. Помимо этого, в его пределах отмечается ряд мелких осложняющих структур в виде различной складчатости и локальных поднятий. Некоторые исследователи выделяют среди них геосинклинальный, промежуточный и платформенный типы (Пустыльников, 1957). Взаимное расположение локальных структур северного склона представляется как система валов субмеридионального простирания (Брод и др., 1958). Опускание наиболее прогнутой части Азово-Кубанского прогиба за неотектонический этап оценивается в 4500 *м*. Из них 1500—1800 *м* падают на плиоцен и антропоген (Родзянко, 1961).

Заложение описываемого прогиба относится к юрскому (или верхне-

триасовому) времени, когда сформировалась впадина на эпигерцинской платформе. Прогибание продолжалось и в последующие этапы развития, но в современных чертах проявлялось в неогене и в антропогене, о чем говорят террасы р. Кубани, погружающиеся под уровень поймы. Как отмечает Г. Н. Родзянко, продолжающиеся с послемиоценового времени опускания особенно усилились в послепонтическое время, когда главным образом и сформировалась современная структура.

В течение плиоцена и антропогена прогиб превратился в депрессию, выраженную не только тектонически, но и орографически.

Терско-Каспийский краевой прогиб располагается к востоку от Ставропольского поднятия. Он имеет широтное простирание и открыт в сторону Каспийского моря, где меняет свое направление на юго-восточное. Так же, как и Азово-Кубанский прогиб, он имеет асимметричную форму и осложнен отдельными локальными структурами. Наибольшие суммарные погружения за неотектонический этап более 4500 *м* приурочены к осевой части прогиба, расположенной несколько севернее г. Махачкалы. Интенсивное погружение захватило платформенный склон, который характеризуется значительным опусканием. От Ставропольского поднятия прогиб отделен флексурой субмеридионального простирания, местами осложненной сбросами (Якушева, 1960).

В пределах самого прогиба выделяются складки покровного типа, выраженные в современном рельефе узкими антиклинальными хребтами и брахиантиклинальными возвышенностями, разделенными более широкими синклинальными впадинами (Терско-Сунженский хребет и др.). Амплитуда относительных движений в некоторых таких структурах превышет 4,5 *км*.

Закавказский межгорный прогиб делится на Рионскую и Куринскую впадины.

Рионская впадина переходит на запад во впадину Черного моря. Она испытала инверсию. В олигоцене и миоцене ее краевые части интенсивно прогибались; в плиоцене — антропогене они постепенно вовлекались в поднятие, и толщи выполняющих их отложений испытали складчатость. Центральные части Рионской впадины с мэотиса были вовлечены в погружение, продолжающееся и поныне и достигающее в западной части 2— 3 *км*.

Куринская впадина наиболее крупное молодое погружение Кавказского перешейка. На востоке она открывается в Южно-Каспийскую впадину и сливается с зоной погружения периклинальной части Большого Кавказа — Джейранкечмесской депрессией. Величина неотектонического прогибания впадины достигает 9—10 *км*.

Впадина асимметрична. Южная ее часть отличается меньшими градиентами прогибания, в северной отмечаются максимальные величины погружений и дифференцированный характер движений: синклинальные прогибы чередуются с зонами относительных антиклинальных поднятий с общим размахом движений до 3—4 *км*. Время наиболее интенсивного формирования складок неодинаково. Их стратиграфический уровень повышается с запада на восток и с севера на юг. Как складки, так и разрывы являются активными и в современную эпоху — с ними тесно связаны деятельность грязевых вулканов и нарушения морских и речных террас.

В западной части Куринская впадина разделена Кахетинским хребтом и Прииорской зоной поднятий (на юге) на три самостоятельные зоны прогибания. В восточной части прогиб постепенно распадается на большое число антиклинальных и синклинальных зон, в пределах Каспийского моря заворачивающих к югу, где антиклиналям соответствуют подводные хребты (В. Ф. Соловьев; Л. С. Кулакова,

Г. В. Агапова, 1960 г.). К северу эта складчатость переходит в куполовидные поднятия и чашеобразные мульды.

Разделяющее Рионскую и Куринскую впадины Сурамское поперечное сводовое поднятие соответствует Дзирульскому массиву и суммарно за неотектонический этап поднялось на 1—1,2 *км* (Думитрашко и др., 1961).

Сводово-глыбовое поднятие Малого Кавказа состоит из нескольких самостоятельных зон поднятий, разделенных впадинами разной глубины и различных размеров. Максимальная величина суммарных поднятий составляет 3—3,5 *км*. Новейший структурный план не целиком соответствует более древнему (палеогеновому), но в ряде мест в нем улавливается направление зональности позднемеловой эпохи.

Наиболее характерной чертой неотектонической истории Малого Кавказа было мощное проявление вулканизма в центральной части новейшей структуры. Этот участок окаймляется зонами резко дифференцированных движений с относительно крупными участками опусканий, возникновение которых связывают с эффузивной деятельностью (компенсационные впадины). Местами проявляются резко дифференцированные контрастные движения, сопровождающиеся образованием молодых разломов. В центральной части поднятия Малого Кавказа проходит зона Памбакско-Севанского глубинного разлома, к которому приурочены флексуры, сбросы и узкие приразломные грабены и грабен-синклинали, разделенные поперечными перемычками.

С юго-запада сводово-глыбовое поднятие Малого Кавказа обрамляется Араксинским межгорным прогибом, который представляет наложенную неотектоническую структуру. С северо-востока основная часть прогиба ограничена зоной глубинного разлома; к юго-западу от шва выделяются Араратская, Нахичеванская и Ордубад-Джульфинская впадины, разделенные поперечными поднятиями. Максимальное неотектоническое погружение суммарно оценивается в 1,5—2 *км*. Помимо общих сводовых деформаций, отмечаются и локальные дифференцированные движения меньшей амплитуды, но значительно больших градиентов, связанные с развитием прерывистой складчатости, формирование которой продолжается и в настоящее время (Корнев, 1960).

Для неотектоники Кавказа, кроме указанных, характерны следующие черты:

1) наличие трех поперечных воздыманий субмеридионального направления, с которыми связаны расширения горного сооружения Большого Кавказа (Эльбрусский, Дагестанский выступы), прослеживающиеся и в пределах Малого Кавказа;

2) приуроченность наиболее активных сейсмических очагов к пересечению складчатых структур и разрывных нарушений северо-западного простирания, указанными меридиональными воздыманиями (Горийский, Ахалкалакский — в пределах Эльбрусского поперечного поднятия, Нухинский и Кировабадский — в зоне поперечного воздымания Дагестанского клина, Шемахинский и Ленкоранский — в юго-восточном Кавказе);

3) приуроченность к меридиональным перегибам верхнеплиоценового и антропогенового вулканизма, с извержениями туфов и лав разнообразного состава (от базальтов до липаритов), меняющегося во времени;

4) наличие унаследованных современных тектонических движений с опусканиями до 4—6 *мм* в год и поднятиями до 1,5—3 *мм* в год;

5) наличие вдоль восточного берега Азовского моря слабого современного поднятия, субмеридионального направления (скорость

до 2 *мм* в год), и слабые унаследованные опускания северной и южной окраины Ставропольской возвышенности;

6) приуроченность землетрясений к зонам разломов и к районам с резко контрастными направлениями тектонических колебаний, совпадающих с расположением изоаномал, характеризующим различия в строении гравитационного поля.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ И НЕОТЕКТОНИКИ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

По данным М. В. Муратова (1949, 1955), современная глубоководная впадина Черного моря существовала в несколько меньших размерах с олигоцена. В последующие этапы своего развития она

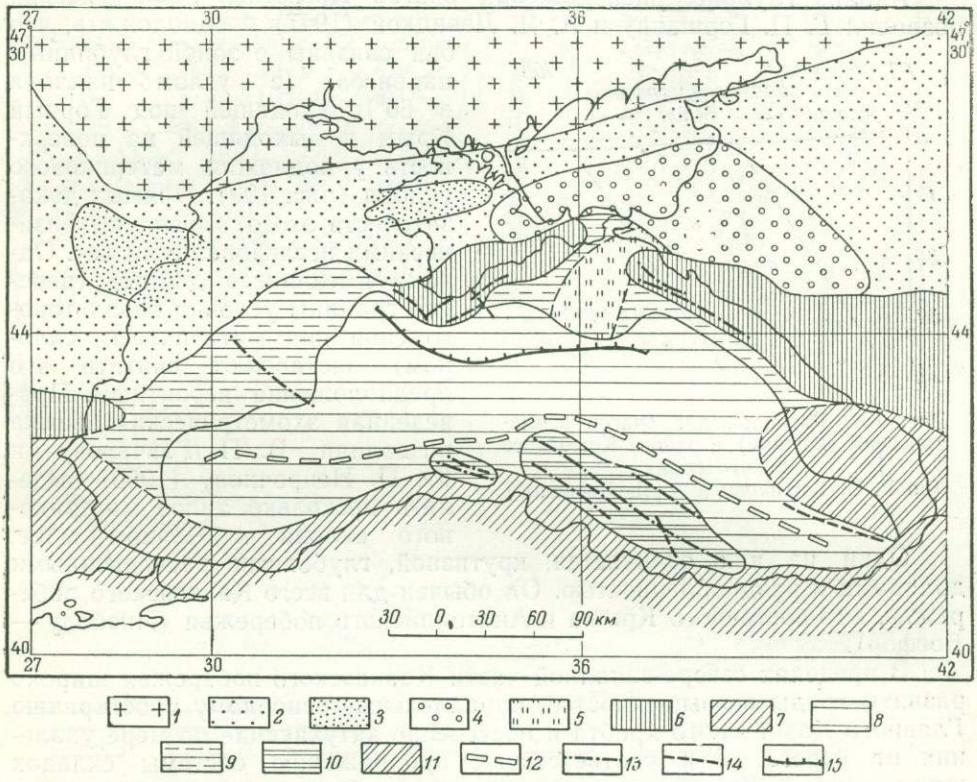


Рис. 108. Тектоническая схема Черноморской впадины (по В. П. Гончарову и Ю. П. Непрочнову, 1960)

1 — Русская платформа; *2* — Скифская платформа; *3* — поднятия в ее пределах; *4* — неогеновые предгорные впадины; *5* — межгорные прогибы; *6* — мегантиклинории Балкана, Крыма и Кавказа; *7* — система Понтид и Малого Кавказа; *8* — глубокая впадина Черного моря; *9* — переходная краевая зона Черноморской впадины; *10* — область существования мезозойских антиклинальных сооружений; *11* — область предполагаемого продолжения складчатого палеозойского фундамента Рионской впадины; *12* — ось максимального прогиба Черноморской впадины; *13* — оси подводных хребтов; *14* — линии предполагаемых нарушений; *15* — южная граница распространения гранитного слоя

продолжала расширяться вплоть до современной. Основание Черноморской котловины — гетерогенное (рис. 108). Происхождение котловины связывается с опусканиями дна Черного моря или по системе окружающих сбросов (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, Б. Л. Личков и др.), или в результате флексурообразного изгиба поверхности земной коры в зоне материкового склона. При этом механизм образования впадины объясняется оттоком вещества земной коры в пластическом состоянии от центра к периферии; в ней происходит преобразо-

вание земной коры континентального типа в океанический (Муратов, 1949, 1955, 1957). Все эти выводы в значительной мере гипотетичны.

Проведенные геофизические исследования показали, что земная кора под котловиной Черного моря существенно отличается от коры как континентального, так и океанического типов. Она не имеет условно гранитного слоя, но для нее характерна бóльшая мощность осадочной толщи.

Положительные аномалии силы тяжести в пределах Черноморской котловины объясняются уменьшением толщины земной коры и приближением к поверхности пород условно базальтового типа. При переходе к зоне Кавказской складчатости появляется условно гранитный слой, условно базальтовый слой погружается, мощность коры увеличивается.

Анализ глубины расположения очагов Крымских землетрясений позволил Г. П. Горшкову и А. Я. Левицкой (1947) предположить, что они связаны с зоной глубинных надвигов (с углом наклона в 60°), уходящей под Горный Крым и выходящей на поверхность у подножия материкового склона (рис. 109). Прямых доказательств этого вывода геофизическими исследованиями нет. Однако имеющиеся данные (перегиб границы условно базальтового слоя под материковым склоном) заставляют считать это предположение вероятным. Проведенная эхометрическая съемка позволила В. П. Гончарову и Ю. П. Непрочнову (1960) выделить несколько типов материкового склона в Черном море.

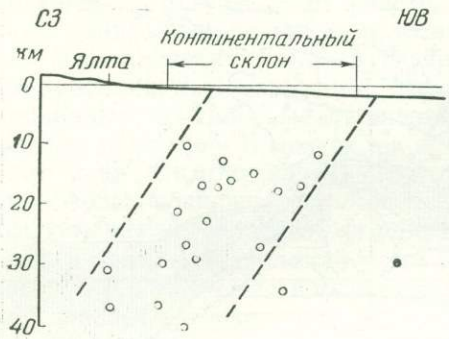


Рис. 109. Расположение очагов землетрясений (кружки) в районе Крымского полуострова
(по Г. П. Горшкову и А. Я. Левицкой)

Один из них отличается крутизной, глубокими расчлененными долинами и раздробленностью. Он обычен для всего Кавказского побережья, юго-восточного Крыма и Анатолийского побережья (Инеболу — Босфор).

В пределах северо-западной части Кавказского побережья широко развиты гряды возвышенностей, параллельные основному простиранию Главного Кавказского хребта и постепенно затухающие по мере удаления от берега. Они соответствуют продолжению системы складок южного крыла Кавказа под уровень моря и безусловно отражают проявление неотектонических движений земной коры, свидетельствуя о продолжающемся росте складок. Интересно отметить, что характер склона к юго-западу, югу и юго-востоку от Крыма позволил указанным авторам связывать его происхождение с тектоническими нарушениями типа сбросов. В связи с этим предположение А. Д. Архангельского (1930), выделившего на крутом континентальном склоне на глубине от 1100—1400 *м* широко прослеживающуюся террасу, распадающуюся на несколько более мелких, но и более крутых ступеней, которые он связывал с проявлением новейших тектонических движений типа сбросов, вновь привлекает к себе внимание. М. В. Муратов (1951) отрицает возможность погружения континентального склона за антропоген почти на 1500 *м*. Однако явления, отмеченные А. Д. Архангельским, несомненно тектонического генезиса и, вероятно, их следует объяснять выпучиванием каких-то складчатых структур в неотектонический этап развития, в связи с наличием глубокой, живущей и в настоящее время, зоны надвигов, отмеченной Г. П. Горшковым и А. Я. Левицкой.

Каспийское море — также гетерогенное образование. Его воды покрывают различные структурные элементы, описанные выше. В целом оно отражает какое-то меридиональное погружение, возникшее после интенсивного прогибания, начавшегося в среднем плиоцене, в южных частях ряда впадин, расположенных по периферии Южного Каспия. Этот процесс возникновения частных впадин предшествовал образованию крупного меридионального прогиба Каспийского моря,

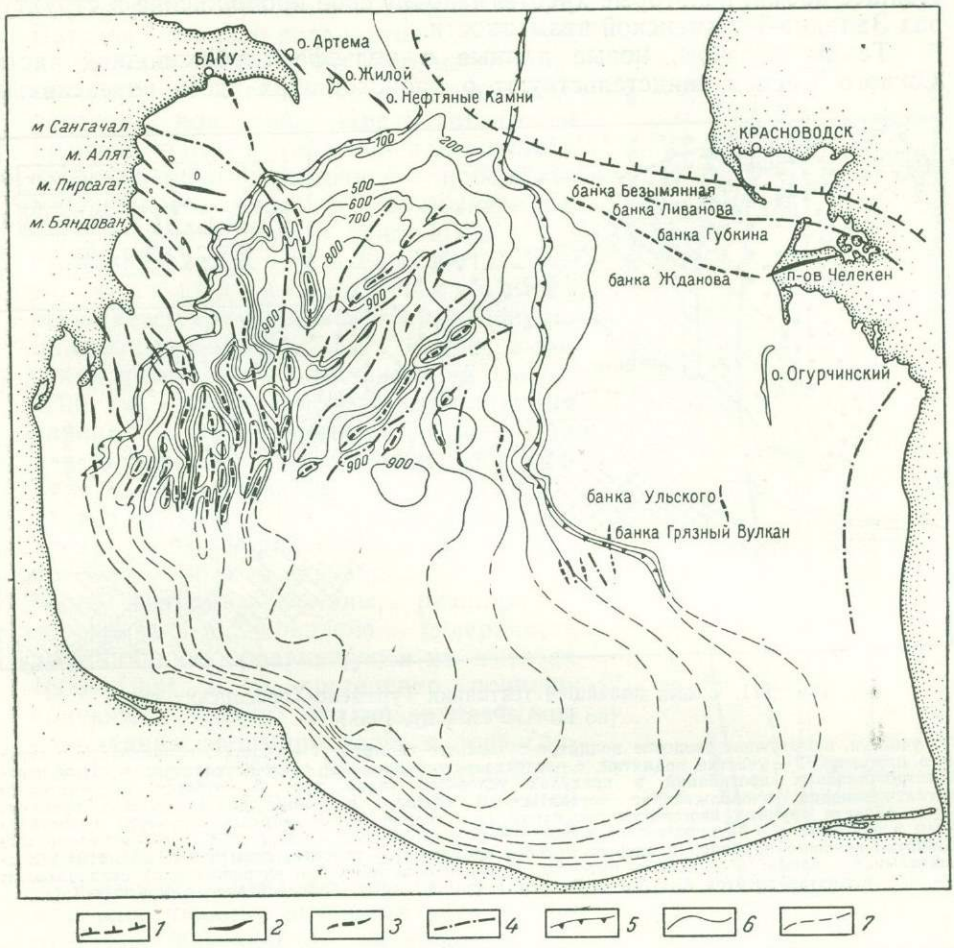


Рис. 110. Батиметрическая и тектоническая схемы дна Южного Каспия (по В. Ф. Соловьеву и др., 1960)

1 — южная граница эпигерцинской платформы; *2* — антиклинальные структуры, установленные сейсмикой, бурением и другими методами, *3* — антиклинальные тектонические линии, выраженные в рельефе дна Южного Каспия; *4* — синклинальные тектонические линии, выраженные в рельефе дна Южного Каспия, а в прибрежных участках установленные сейсмикой; *5* — бровки (перегиб шельфа); *6* — изобаты, проведенные по данным эхолотных промеров; *7* — изобаты, проведенные по данным навигационных карт

который возник в предакчагыльское время и оформился в акчагыле (Горин, 1954; Хаин, 1958; Растворова, 1961$_{1,2}$).

Наибольший интерес представляют новые данные по Южному Каспию. На его дне работами последних лет (В. Ф. Соловьев, Л. С. Кулакова, Г. В. Агапова, 1960 г.) была обнаружена система подводных хребтов, вытянутых по мере приближения к югу преимущественно в субмеридиональном или близком к нему направлении (рис. 110; см. также рис. 12). Относительная высота этих хребтов над наиболее глубокими участками дна Южного Каспия, по этим же данным, достигает 400—500 *м*. На шельфе этот рельеф нивелируется.

Отрицая эрозионное происхождение данного рельефа, указанные авторы приходят к выводу, что в пределах глубоководных участков Южного Каспия имеет место прямой рельеф, т. е. поднятиям в рельефе соответствуют антиклинальные структуры, понижениям — синклинали. Вся система названных хребтов непосредственно переходит в хорошо выраженные складки Куринской впадины, которые, как мы указывали, представляют неотектонические структурные формы, живущие и в настоящее время; некоторые хребты находят свое продолжение в структурах Западно-Туркменской низменности.

Таким образом, новые данные о рельефе глубоководной части Южного Каспия свидетельствуют о происходящих здесь интенсивных

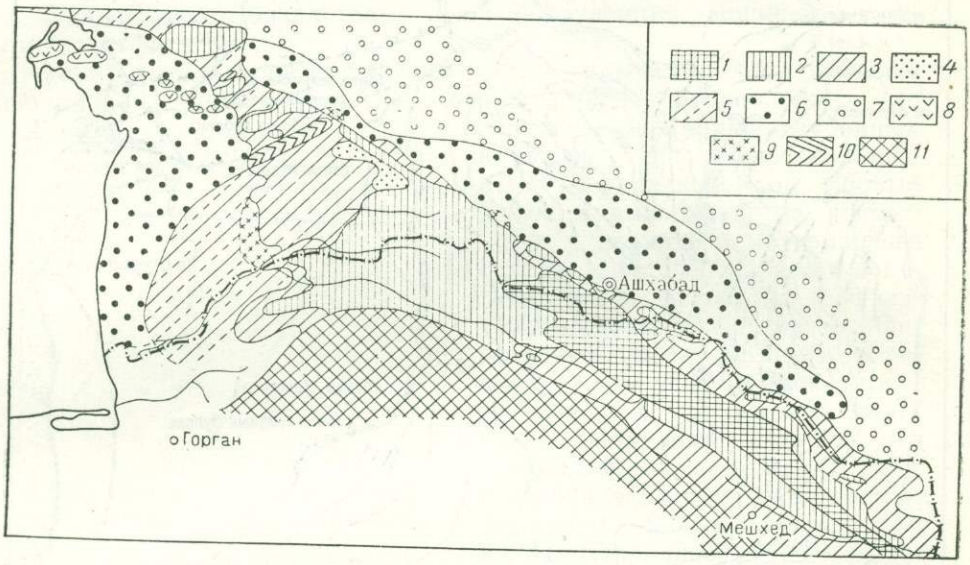


Рис. 111. Схема новейшей тектоники Туркмено-Хоросанских гор (по И. А. Резанову, 1958)

1 — участки, испытавшие сводовое поднятие с верхнего сармата,; *2* — участки, приподнятые с верхнего плиоцена; *3* — участки поднятий, с послехазарского времени; *4* — участки относительных верхнеантропогеновых прогибаний в пределах условного знака три; *5* — участки Копетдагского мегантиклинория, продолжающие опускаться с верхнего плиоцена до настоящего времени; *6—7* — области крупных неогеновых опусканий (вне складчатых альпийских структур) с прогибанием в плиоцене и в антропогеновое время: *6* — более 1000 *м*; *7* — менее 1000 *м*; *8* — куполовидные поднятия верхнего плиоцена и антропогенового времени; *9* — участки, испытавшие поднятия в послехвалынское время; *10* — область интенсивной верхнеплиоценовой и антропогеновой складчатости; *11* — поднятие хребтов Ала-Даг и Биналуда (по-видимому, более древнее, чем Копет-Даг)

неотектонических процессах, продолжающихся и в настоящее время. Необходимо подчеркнуть еще раз, что неотектонические движения должны оказывать существенное влияние на колебания уровня Каспийского моря (Николаев, 1949 и др.). Результаты новых исследований (Туголесов, 1948; Думитрашко, 1960 и др.) наглядно подтверждают этот вывод и опровергают широко распространенное мнение о климатических колебаниях Каспия, хотя и они играют определенную роль. К этому же выводу приходят В. Ф. Соловьев, Л. С. Кулакова и др. (1960 г.). Добавим, что выявляющаяся взаимосвязь вспышек извержений грязевых вулканов с глубинными разломами (В. А. Горин) подтверждают сделанные выводы (Г. П. Тамразян, В. Г. Рихтер).

Говоря о внутренней структуре Южного Каспия по геофизическим данным, отметим, что с северо-востока на юго-запад, от материковой платформы межгорной впадины увеличивается глубина залегания условно гранитного слоя с 2,5 до 20 *км*, условно базальтового слоя с 15 до 30 *км*. Мощность земной коры в том же направлении изменяется от 26 до 30 *км* (В. Ф. Соловьев и др., 1960 г.).

Копет-Даг. Данные по неотектонике Копет-Дага и прилегающих районов были сведены в монографии и отдельных работах И. А. Резанова (1959), которые мы и используем при описании ее характеристики.

В неотектонической структуре этой территории могут быть выделены Копет-Дагское сводово-складчатое поднятие, соответствующее части Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, Большебалханское поднятие, Предкопетдагский краевой прогиб и Закаспийская впадина, охватывающая восточное побережье Каспийского моря и примыкающую часть Южного Каспия (рис. 111).

В пределах Копет-Дагского сводово-складчатого поднятия выявляется три разновозрастных денудационных уровня (рис. 112), наиболее высокая поверхность выравнивания (около 2800 *м*) сохранилась в пограничных районах центрального Копет-Дага и в Иране. Она широко развита на меридиане Ашхабада. Формирование ее началось в раннем миоцене и продолжалось главным образом в среднем миоцене. Вложенные в древнейшую поверхность глубокие долины, расширяясь, переходят в среднюю поверхность выравнивания, развившуюся на высотах 1600—1900 *м* и постепенно понижающуюся к западу. Эта поверхность выравнивания сформировалась в послесарматское время. Она соответствует Коштемирской поверхности, установленной Е. М. Великовской (1947) в западном Копет-Даге. Наконец, в северных и западных предгорьях Копет-Дага выделен наиболее низкий уровень (с абсолютной отметкой 300—600 *м*), являющийся хазарским (среднечетвертичным) по возрасту.

Указанная ярусность рельефа, хорошо выдерживающаяся в пределах всего Копет-Дага, показывает, что этапы поднятий, вызывавшие расчленение ранее образовавшихся поверхностей денудации, сменялись эпохами относительных опусканий, когда эти поверхности вырабатывались. Первый этап усиления поднятий падает на ранний миоцен. В среднем и верхнем миоцене он сменился эпохой относительных опусканий. Второй этап усиления поднятий приходится на поздний сармат, ранний и средний плиоцен. В позднем плиоцене происходит опускание. Третий этап поднятий отве-

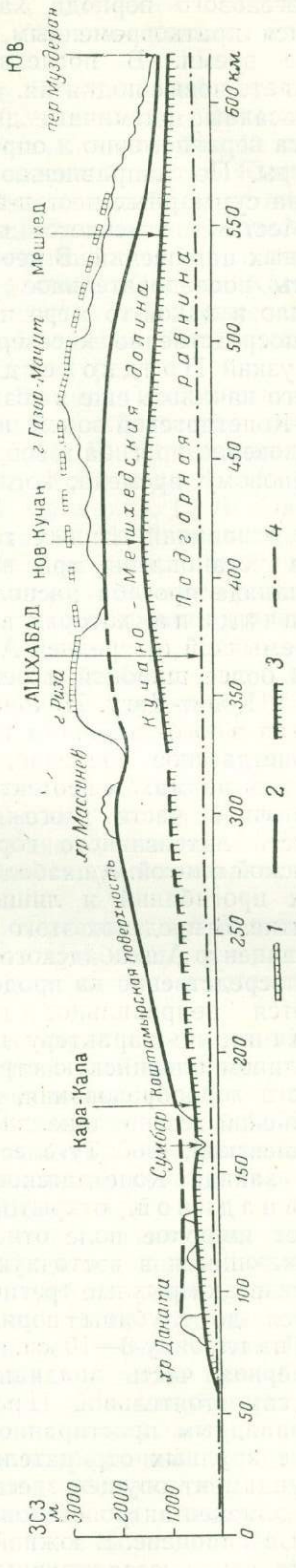


Рис. 112. Схематический продольный геоморфологический профиль по простиранию Копетдагского мегантиклинория (по И. А. Резанову, 1959)
1 — ризская поверхность (миоценовая); *2* — коштамырская поверхность (плиоценовая); *3* — раннечетвертичная поверхность; *4* — верхнечетвертичная предгорная равнина (хвалынская)

чает границе плиоцена и антропогенового периода. Первая половина антропогенового периода характеризовалась новым опусканием, сменившимся кратковременным, но значительным поднятием в предхвалынское время. В послехвалынское время Копет-Даг продолжал испытывать новые поднятия.

Описанные ритмичные движения проявлялись в пределах хр. Копет-Дага неравномерно и определили особенности его неотектонической структуры. По направлению простирания хребта (на северо-запад) величина суммарных неоген-антропогеновых поднятий постепенно убывает. Местами отмечается оживление старых и образование новых разрывных нарушений. В неотектонической истории Копет-Дага можно отметить последовательное расширение области поднятия, которое захватило в какой-то мере и прилегающие впадины и прогибы.

Непосредственно к северу от Копет-Дагского поднятия протягивается узкий Предкопетдагский краевой прогиб. Формирование его началось еще в позднем мелу вместе с расположенной южнее Северо-Копетдагской зоной позднемеловых и палеогеновых прогибаний. Возникновение прогиба в современных его границах целиком относится к неогеновому времени, когда в пределах Копет-Дага начались поднятия.

На основании данных геофизики в пределах Предкопетдагского прогиба установлены три впадины, разобщенные перемычками. На северо-западе прогиба расположена узкая, небольшая Казанджикская впадина, которая в районе Кизыл-Арвата отделена поперечной перемычкой от средней Ашхабадской впадины. Последняя, являясь более широкой и резко асимметричной, непосредственно примыкает к Копет-Дагу. Наконец, крайняя Каахкинская впадина, вытянутая в юго-восточном направлении, оказывается более короткой, чем Копетдагское поднятие, отличающееся в этой части небольшим суммарным размахом неотектонических движений (~ 500 *м*). В крайней юго-восточной части этого поднятия передовой прогиб отсутствует и область интенсивного горообразования непосредственно граничит с Туранской плитой. Ашхабадская впадина является областью наиболее древних прогибаний и лишь в самое последнее время вовлекается в поднятие. В пределах этого участка Предкопетдагского прогиба находится эпицентр Ашхабадского землетрясения 1948 г.

Непосредственно на продолжении Копет-Дага к северо-западу располагается неправильное горстообразное Большебалханское поднятие, по характеру неотектонических движений представляющее целиком альпийскую структуру, вследствие чего мы относим его к области горообразования, хотя эту точку зрения (принадлежность к альпийской геосинклинальной области) многие авторы не разделяют (Петрушевский, 1960; Туголесов, 1960).

На западе Копетдагское поднятие заканчивается Закаспийской впадиной, открытой в сторону Каспийского моря. Ей соответствует широкое поле относительного гравитационного максимума, продолжающееся в восточную половину Южного Каспия. По данным сейсморазведки рыхлые третичные и антропогеновые отложения прослеживаются до глубины порядка 6—7 *км*. Палеозойский фундамент опущен на глубину 8—10 *км*.

Северная часть впадины выявляется геофизическими методами в виде самостоятельной Прибалханской депрессии с общим северо-западным простиранием. С юга она ограничивается областью наиболее крупных отрицательных значений силы тяжести. Палеозойский фундамент опущен здесь на глубину 14 *км*. В ее пределах выявляются плиоцен-антропогеновые куполовидные складки, рост которых начался в плиоцене. В южной части Закаспийской впадины в породах плиоцена отмечаются крупные пологие меридионально ориентирован-

ные брахискладки. Простирание максимальных неоген-антропогеновых прогибаний здесь иное, чем в Прибалханской депрессии, — меридиональное. Величина их составляет более 5 *км*. Местами развиты грязевые вулканы.

К северному и южному ограничениям Закаспийской впадины приурочены разрушительные землетрясения. Установлена фокальная поверхность, круто падающая под Большой Балхан до глубин 40 *км*.

По-видимому, Закаспийская впадина с восточной частью Южного Каспия представляет ограниченную со всех сторон глыбу, косо вовлекаемую в антропогеновые и современные поднятия на фоне протекающих колебательно-волновых движений. Следствием этого является растущая складчатость на дне глубоководной части Южного Каспия, землетрясения и отражения расколов фундамента преимущественно в северо-западных субширотных и субмеридиональных направлениях, находящих отражение и в неотектонической структуре.

Памир. Изучению новейшей тектоники Памира и прилегающих районов в последние годы посвящено большое количество работ: (И. Е. Губина, М. В. Гзовского, С. А. Захарова, В. Н. Крестникова, В. И. Попова, Б. А. Петрушевского, Н. П. Костенко, Д. П. Резвого, Е. Я. Ранцман, Н. А. Беляевского, В. М. Синицина, Г. Л. Юдина, А. В. Григорьева, О. К. Чедия, А. Р. Бурачека, Н. Н. Леонова и др.).

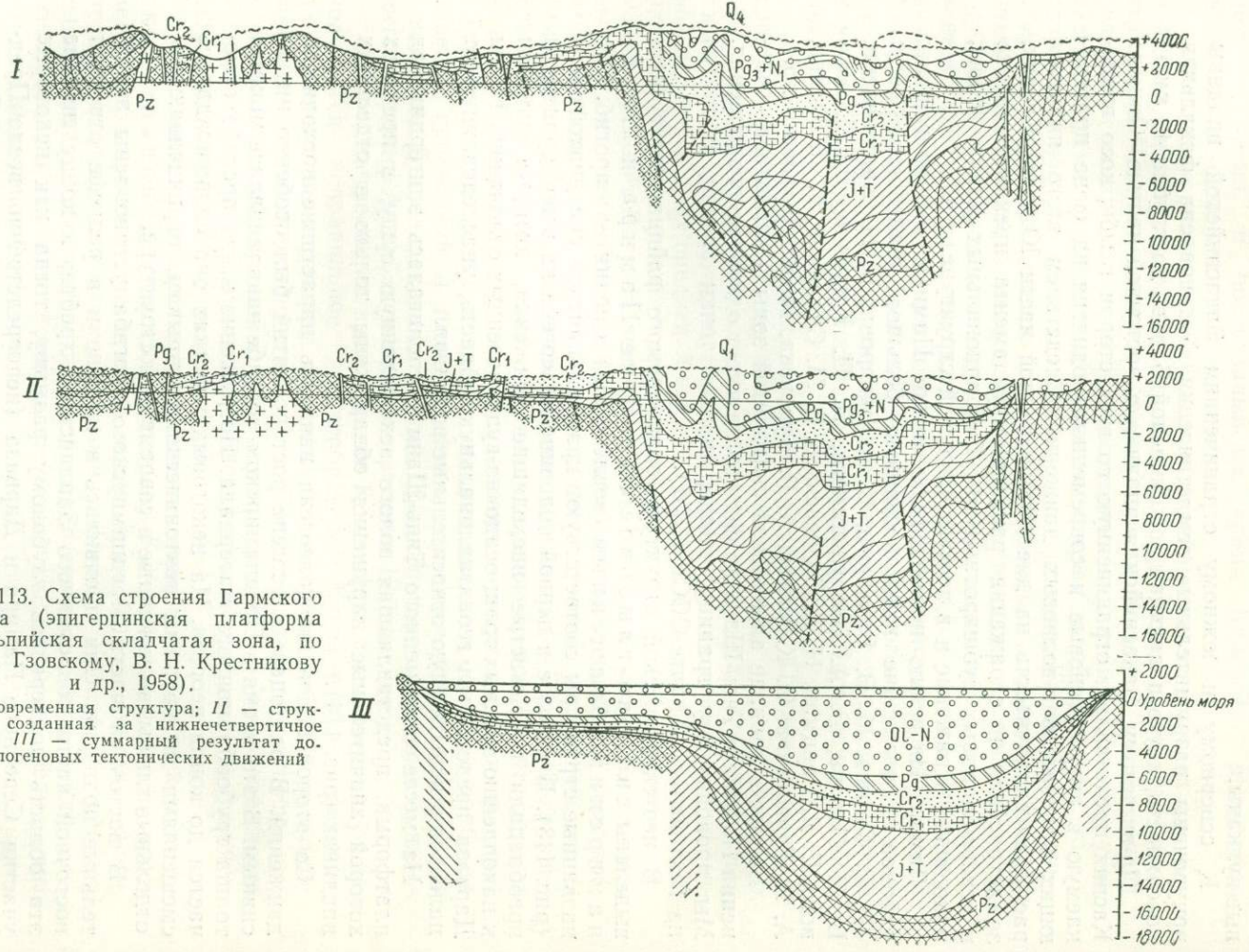
Вопрос о границе альпийской складчатой зоны и характере сочленения Памира и Тянь-Шаня до сих пор не имеет однозначного решения. Мы проводим эту границу, придерживаясь точки зрения, принятой на Тектонической карте СССР (1957).

В неотектонической структуре описываемого района могут быть выделены сводово-глыбовое поднятие Памира и Предпамирский обращенный (вовлеченный в поднятия) прогиб. Обе названные структуры соответствуют краю альпийской складчатой зоны (рис. 113). В мезозое и первой половине палеогена на этой территории преобладали прерывистые нисходящие движения, которые привели к накоплению мощных толщ осадочно-вулканогенных отложений. Район Дарваза представлял геоантиклинальную область, унаследованную от палеозоя и испытавшую относительные поднятия.

На месте современного Тянь-Шаня располагалась эпигерцинская платформа, представлявшая полого всхолмленную сушу, в пределах которой значительные нарушения обнаружены только в отдельных впадинах (рис. 114).

Со второй половины палеогена началось нарастание восходящих движений. В олигоцене и неогене рост поднятий был особенно интенсивным. В это время в Предпамирском прогибе накапливалась мощная толща грубообломочного материала. Погружение этого прогиба отмечается до конца неогена. На некоторых участках оно сопровождалось смещениями по крупным тектоническим разрывам, ограничивающим отдельные глыбы, выраженные в современной структуре.

В восточной части Предпамирского прогиба установлены значительные поднятия. Они проявились в неогене и в рельефе отвечают восточной части современного Заалайского хребта; к концу неогена эта область подверглась глубокому размыву, тогда как некоторые участки Северного Памира и Дарваза (непосредственно возле Предпамирского прогиба) в конце неогена испытывали слабое прогибание. Западная часть Заалайского хребта образовалась в плиоцене, вследствие поднятий, распространившихся от его восточной части, причленившейся к Северному Памиру, в западном направлении. В антропогене прекратилось площадное накопление отложений, проявились дифференцированные движения, высоко и неравномерно поднявшие отдельные блоки, в результате чего и образовался современный, сильно расчлененный высокогорный рельеф.


I
II
III
Q4
Q1
Pg3+N1
Pg3+N
Pg
Cr2
Cr1
J+T
Pz
Pz
Pz

Поднятия Памира происходили с наибольшей скоростью и за неоген-антропогеновый отрезок времени суммарно составили более 6 *км*. С меньшей скоростью поднимался субширотно ориентированный Предпамирский прогиб. В центральной его части суммарная величина поднятий оценивается приблизительно в 3 *км*; к востоку намечается относительное прогибание с суммарными поднятиями менее 1 *км*. На западе, где простирание прогиба меняется на северо-восточное, суммарные неоген-антропогеновые опускания составляют более 3 *км*.

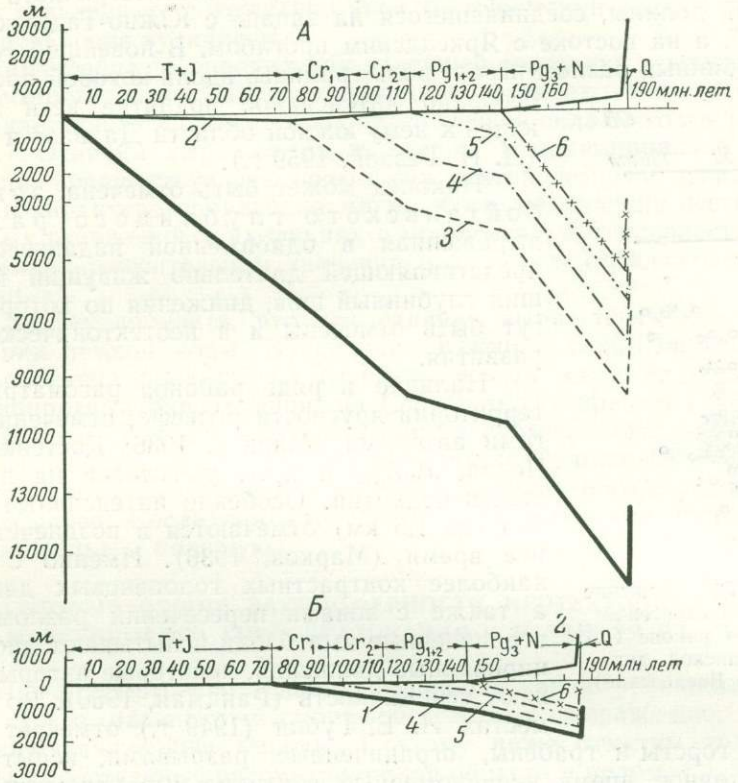


Рис. 114. Кривые тектонических движений в Гармском районе в течение мезозоя и кайнозоя для геосинклинальной (А) и для платформенной (Б) областей (по Гзовскому и др., 1958)

1 — суммарная кривая тектонических движений в мезозое и кайнозое (по кровле палеозоя); *2* — кривая геоморфологического отображения тектонических движений; *3—6* кривые тектонических движений для подошв: *3* — нижнего мела, *4* — верхнего мела, *5* — нижнего и среднего палеогена, *6* — верхнего палеогена и неогена

В настоящее время оценка скорости неогеновых и антропогеновых движений разными авторами дается по-разному (см. Е. Я. Ранцман, 1960). Бесспорным является то, что интенсивность движений в пределах альпийской геосинклинальной зоны значительно выше интенсивности примыкающей к ней с севера эпигерцинской платформы.

Большое значение в развитии современной структуры имели зоны глубинных разломов, в отношении которых установлено постоянство направлений и очертаний. Они были заложены в раннем палеозое и длительно, унаследованно развивались до современного этапа. Главнейшими из них являются зоны Вахшского, Каракульского и Акбайгальского глубинных разломов.

Зона Вахшского глубинного разлома в виде системы разрывных нарушений протягивается вдоль южного склона Гиссарского хребта, далее к востоку по долине Вахша—Сурхаба—Кизылсу.

Вдоль нее отмечается зона высокой сейсмической активности (Г. П. Горшков, И. Е. Губин, 1955 г., Гзовский и др., 1958, Ранцман, 1960).

Зона Каракульского глубинного разлома представлена системой сбросовых и надвиговых нарушений, дугообразно огибающих Северный Памир и отграничивающих область развития мезозоя и кайнозоя от площади распространения верхнего палеозоя Заалайского хребта. В течение юры, мела и палеогена по этой зоне разлома проходила южная граница глубокого и асимметричного прогиба Алайской долины, соединявшегося на западе с Южно-Таджикской депрессией, а на востоке с Яркендским прогибом. В новейшей тектонике этот глубинный разлом играет роль границы, вдоль которой происходит особенно интенсивное поднятие всей прилегающей к нему южной области Дарваза и Памира (Д. П. Резвой, 1959 г.).

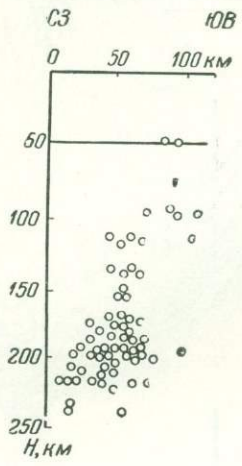


Рис. 115. Расположение очагов землетрясений (кружки) в районе Памиро-Афганской дуги (по Н. А. Введенской)

Наконец может быть отмечена зона Акбойтальского глубинного разлома, выраженная в одноименной надвиговой зоне, представляющей длительно живущий крупнейший глубинный шов, движения по которому могут быть отмечены и в неотектонический этап развития.

Наличие в ряде районов рассматриваемой территории ярусности рельефа, отмеченной многими авторами (Марков, 1936; Костенко, 1960; Чедия, $1957_{1,2}$ и др.), указывает на прерывистость поднятий. Особенно интенсивные движения (до 1,5 км) отмечаются в позднечетвертичное время (Марков, 1936). Именно с зонами наиболее контрастных голоценовых движений, а также с зонами пересечений разломов, где ограниченные ими блоки испытывают дифференцированные движения, некоторые авторы связывают сейсмичность (Ранцман, 1960). Во многих местах И. Е. Губин (1949 г.) отмечает неправильные горсты и грабены, ограниченные разрывами, испытавшими в четвертичное время неравномерные вертикальные перемещения до 2000—3000 *м*. Указанные поднятия выражены в современном высокогорном рельефе.

Описываемой области свойственна высокая сейсмичность. Характерно положение очагов землетрясений, которые от нормальных относительно поверхностных землетрясений Южного Тянь-Шаня переходят в глубокофокусные, связанные с Северным Памиром. Переход этот происходит довольно резко, под углом 65—75° от северных районов внешней зоны Памира к югу и юго-востоку (рис. 115). Именно с этой границей совпадает северная граница предполагаемой зоны Северо-Памирских глубинных разрывов (по Губину, 1950). Нигде в других местах этой территории глубокофокусных землетрясений не наблюдается.

Некоторые авторы отмечают в различных участках описываемой области наличие поперечных поднятий. В пределах Памирского сводово-глыбового поднятия они имеют субмеридиональное простирание. В пределах Предпамирского вовлеченного в поднятие обращенного прогиба отмечаются очень молодые (позднеантропогеновые) поперечные (по отношению к прогибу, имеющему субмеридиональное простирание) поднятия незначительного масштаба, ориентированные почти широтно (Чедия, $1957_{1,2}$). Эти поднятия накладываются на продолжающие расти линейно вытянутые унаследованные с неогена складки и создают как

бы решетчатое распределение поднятий и вновь образующихся мульдообразных опусканий. Указанный характер распределения движений, по мнению О. К. Чедия, влияет на распределение золотоносных россыпей и, следовательно, этот факт имеет практическое значение.

Сравнивая данную подобласть со смежным участком интенсивного горообразования (Тянь-Шань) в пределах альпийского складчатого пояса в целом, можно отметить: а) относительно меньшую приподнятость палеозойского фундамента; б) менее широкое проявление разрывных форм; в) преобладание сводово-глыбовых или складчато-сбросовых структур, г) совершенно иной тектонический план и д) интенсивное проявление вулканизма.

Таким образом, проявления новейшей тектоники в зоне альпийской складчатости Юга СССР принципиально отличаются от ее проявлений на прилегающих участках зоны палеозойской складчатости (Тянь-Шань и др.). Отличия выражаются не только в принципиально различной истории, предшествующей новейшему тектоническому этапу развития, но и в характере проявления магматизма, накопления неоген-антропогеновых отложений, в их фациях и мощностях, интенсивности новейших движений, относительном значении разломов и складчатых форм тектоники.

Следует добавить, что эти отличия выражаются и в различном строении земной коры. В пределах Южного Тянь-Шаня поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 45—50 *км* и ее изолинии идут в субширотном направлении; на Северном Памире эта глубина свыше 50—70 км и изолинии ориентированы в субмеридиональном направлении (И. П. Косминская, Г. Г. Михота, Ю. В. Тулина, 1958 г.). Различно также и соотношение мощностей условно гранитного и условно базальтового слоев. Последний имеет на юге меньшую мощность, на севере (Тянь-Шань) — большую.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НЕОТЕКТОНИКИ ОБЛАСТЕЙ МАТЕРИКОВОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ИХ РЕЛЬЕФА

При рассмотрении областей горообразования, разнящихся по истории своего развития и морфологическому выражению, уже были сделаны главнейшие выводы. Поэтому ниже отметим только общие черты, свойственные рассматриваемой области в целом.

В пределах областей горообразования характерным является проявление новейшего вулканизма, закономерности распространения которого, однако, требуют дальнейшего анализа. Вся рассматриваемая территория отличается в большинстве случаев интенсивным проявлением сейсмичности, отдельные участки характеризуются разрушительными землетрясениями. Для рельефа областей горообразования, пожалуй, в меньшей степени характерно наличие гор, которым присваивается название складчатых. Можно считать, что горный пояс, обрамляющий с юга и с востока территорию СССР, имеет разное строение в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах. В первом преобладают горы типа складчато-глыбовых, сводовых и сводово-глыбовых поднятий; во втором главнейшее место занимают глыбовые, сводово-глыбовые и в меньшей степени складчато-глыбовые горы.

Область горообразования — это зона различно приподнятых и опущенных блоков, в прошлом испытывавших унаследованное, зависимое и в отдельных случаях автономное развитие.

Для областей горообразования суммарная амплитуда движений оказывается в 6—12 раз большей, чем на материковых платформах. Так, для Кавказа размах движений доходит до 10—12 *км* (+5; —5—8 *км*); для Тянь-Шаня до 12—15 *км*; для Забайкалья 4—6 *км* и т. д. Однако было бы неверно считать, что различие в движениях на

платформах и в областях горообразования только чисто количественное. Необходимо подчеркнуть и глубокие качественные отличия тектонических процессов, проявляющихся в этих геоструктурных зонах. Помимо высокой интенсивности, большого градиента и быстрой смены направлений движения области горообразования характеризуются проявлением разного типа складчатости, широким развитием процессов вулканизма, проявлением новейшего интрузивного магматизма, интенсивным и активным проявлением сейсмичности.

Характерным является ритмичность проявления движений, охватывающая всю область горообразования. При этом есть все основания (и стратиграфические и геоморфологические) утверждать, что основные ритмы движений проявлялись одновременно или почти одновременно не только в пределах области материкового горообразования, но и на прилегающих материковых платформах. Эта ритмичность отразилась на формировании поверхностей денудации и лестницы террас, в накоплении ритмично построенных толщ неоген-антропогеновых отложений, выполняющих прогибы, впадины и депрессии, а в западных и восточных частях области — в ритмичной смене трансгрессий и регрессий морских бассейнов.

Но совершенно очевидно, что на эту крупную ритмичность накладывались колебательно-волновые движения, связанные с крупными растущими мегантиклинориями и антиклинориями, проявлявшими определенные, только им свойственные черты развития. Они выражались в разном количестве образующихся речных террас, в расщеплении последних и их разной высоте, связанной с опережением или замедлением поднятий. Наконец, более мелкие элементы структуры (отдельные складки, разрывные формы), развиваясь часто унаследованно или зависимо, а иногда и автономно и обнаруживая самостоятельный ритм («структуру») движений (коровые движения), вносили еще большее количество признаков, отличающих одни участки областей горообразования от других.

Анализ движений областей горообразования позволяет утверждать, что в их основе лежат колебательные и макрокластогенные движения. На них сложно накладывались движения подкоровой группы. И было бы неверно считать, как это часто делается, что главнейшей категорией подкоровой группы были колебательно-волновые движения. Рассмотренные выше факты позволяют говорить, что не менее важными, а в ряде случаев и преобладающими (Тихоокеанский сектор) являлись регматические движения.

Если представить себе, что на эту комбинацию планетарных и подкоровых движений накладывались коровые (дислокационной и изостатической категорий), дифференцировавшиеся по отдельным крупным древним структурным элементам, то можно прийти к выводу о чрезвычайно большой сложности движений и их выражения как в неотектонических структурных формах, так и в рельефе.

Испытывая общие преобладающие поднятия, охватившие огромный по протяженности пояс (от Атлантического до Тихого океана), формирующиеся горы не могли не оказать влияния на циркуляцию атмосферы, на изменение режима тепла и влаги. Все это неминуемо приводило к крупным климатическим изменениям. В пределах отдельных, наиболее приподнятых блоков (с учетом степени континентальности климата) развивалось оледенение. Определенная «структура» и режим движений, их ритмичность, влияя на рельеф и климат, приводили к ритмичной смене ледниковых и межледниковых эпох, усилению и ослаблению процессов денудации и аккумуляции, к улучшению или замедлению дренажа подземных вод с изменением режима водоносных горизонтов, к понижению или повышению их уровня и т. д. Неотектоника в областях горообразования определила не только особенности строения

крупных черт рельефа поверхности, но и эволюцию различных элементов географического ландшафта: изменение климата, гидрографической сети, подземных вод, распределение почв, растительности, биогеоценозов и т. д.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что физико-географическая обстановка — географическая среда, отражающая в себе различные сочетания экзогенных факторов (во взаимодействии их с эндогенными), сказалась во внешнем облике гор. В горных странах с различными климатическими условиями по-разному проявляются экзогенные рельефообразующие процессы, приводящие к формированию иной «скульптуры», отражающейся на более мелких элементах рельефа. Комплекс этих элементов рельефа, как показал И. С. Щукин (1954 г.), в горных странах с континентальным климатом будет качественно и количественно иным, чем в странах с влажным климатом. Внешний облик этих гор будет различным. Наложение экзогенных процессов, разно проявляющееся как в различных, так и в одинаковых типах горных стран, может наметить более дробное их геоморфологическое разделение.

В свое время было предложено делить горные страны СССР по «типам поясности» (Фридлянд, 1952). Под этим термином понималась определенная совокупность последовательно сменяющихся с высотой почвенных зон, которые, как известно, являются очень чуткими индикаторами климата, отражая режим тепла и влаги, растительные условия и другие элементы географического ландшафта. Таким образом, различные типы поясности должны отражать всю сумму естественноисторических условий, в том числе различные сочетания и интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов. По В. М. Фридлянду, могут быть выделены следующие области: полярная, бореальная, умеренно теплая и субтропическая, которые в свою очередь делятся на округа и более мелкие единицы. Распределение их на территории СССР показывает, что характер высотной зональности горных стран весьма разнообразен и вполне отчетливо отражает географическое положение и историю развития горной системы или ее части. Несомненно, что в различных высотных зонах (поясах) отражаются также и разные сочетания экзогенных рельефообразующих процессов.

Определенное направление развития гор, зародившихся и омоложенных в неотектонический этап, выразилось в постепенном разрастании областей горообразования. При этом в поднятие вовлекались и межгорные депрессии, сохраняющие тенденцию к относительному прогибанию, и окраинные части передовых и межгорных прогибов всех типов с их плащом почти ненарушенных молассовых отложений. Результатом такой направленности движений является формирование наклонных равнин (предгорных, подгорных) и, что самое главное, переработка материковых платформ. Последние вовлекаются в горообразование и процесс их переработки в различных случаях (см. стр. 125) соотношения платформенных и орогенных областей идет по-разному.

Анализ областей горообразования (орогенных областей) с применением историко-геологических методов позволяет прийти к важному выводу о неравномерности проявления процесса горообразования в пространстве. Разные участки этой обширной территории переживают различные этапы развития. В некоторых из них (преимущественно Атлантический сегмент земной коры) ранее бурно проявившийся процесс горообразования в последующее время относительно затих (но не умер); в других (преимущественно Тихоокеанский сегмент земной коры) устанавливается нарастание во времени неотектонического процесса. Оно выражается в увеличении скорости направленных неотектонических движений, возрастании энергии рельефа, в усилении процессов денудации и изменении континентальных фаций отложений во впадинах в сторону увеличения грубости обломочного материала. Следствием

нарастания напряженности неотектонических процессов является усиление вулканической деятельности, интенсивности землетрясений.

На основании сказанного, можно предвидеть направление процессов и в ближайшем будущем. Областями с нарастающей напряженностью неотектонических процессов являются Тянь-Шань (рис. 116), Памир, Прибайкалье, Алтай и ряд др. По отдельным областям этот вывод уже был сделан рядом исследователей (Казанли, 1954; Флоренсов, 1960 и др.).

Общей чертой неотектонических структур является проявление преобладающих движений по диагональной и ортогональной системам разломов, ограничивающих разных размеров блоки и глыбы земной

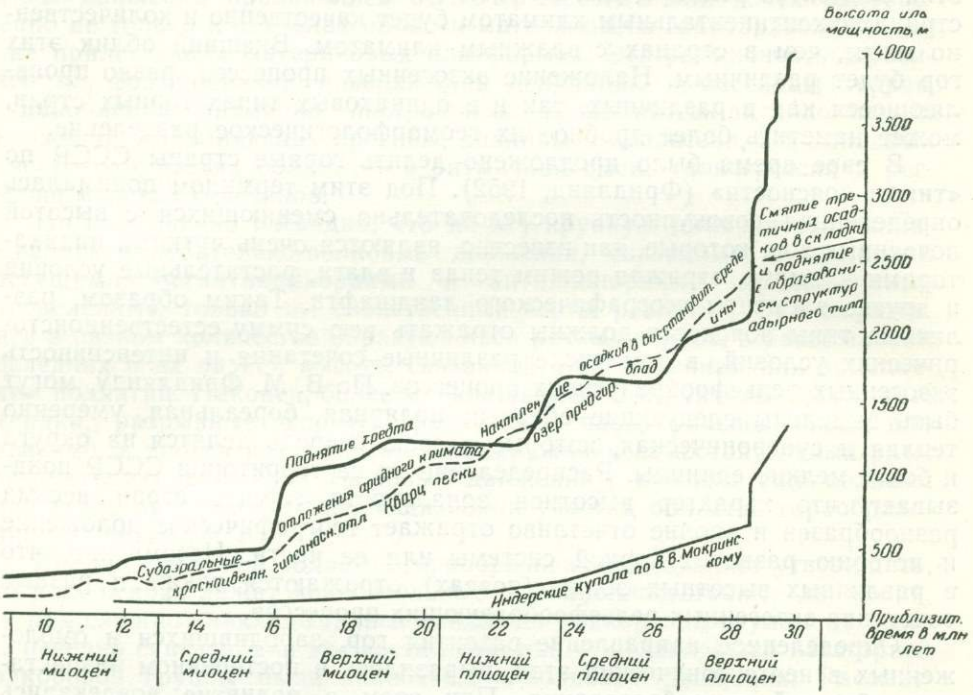


Рис. 116. График роста гор Северного Тянь-Шаня и накопления осадков в межгорной впадине (по Д. Н. Казанли, 1954)

коры. При этом в различных случаях главнейшими являются разные системы разломов. Следует отметить большую устойчивость некоторых направлений в развитии неотектонических структур, в ряде случаев их «просвечивание» на фоне других преобладающих направлений, что фиксируется в любой горной стране. Например, меридиональные (поперечные) простирания отражаются в неотектонической структуре Карпат, Крыма, Кавказа (рис. 117), района Копет-Дага, Памира, Тянь-Шаня, Саян, Прибайкалья и т. д. Особенно интересно, что эти простирания являются «сквозными», т. е. они прослеживаются не только в областях горообразования, но и в прилегающих частях платформ, находя отражение в рельефе и интенсивности движений, в структуре, мощностях и фациях новейших отложений.

Поперечные разломы, как указывают В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе (1961),— распространенное явление во всех геосинклинальных складчатых сооружениях. В более древние этапы развития эти разломы разделяли складчатые области на участки, отличающиеся геологической историей, фациями, мощностями, проявлениями перерывов, интен-

сивностью складчатости и т. д. Они отмечаются для различных участков альпийской зоны Европы и Западной Азии. В геологической истории активность поперечных разломов не является постоянной. Периодически наблюдаются подвижки по главным, продольным разломам, совпадающие часто с основными эпохами складкообразования. Указанные черты хорошо выявляются и для неотектонического этапа развития.

В качестве примеров «сквозных» направлений, помимо рассмотренных выше, можно привести прослеживание Енисейской внутриконтинентальной флексуры в Туву и Монголию, а также «просвечивающую» долготную структуру, намеченную Н. И. Соколовым (1959 г.) и выявленную Н. А. Флоренсовым (1959, 1960), идущую через Сибирскую

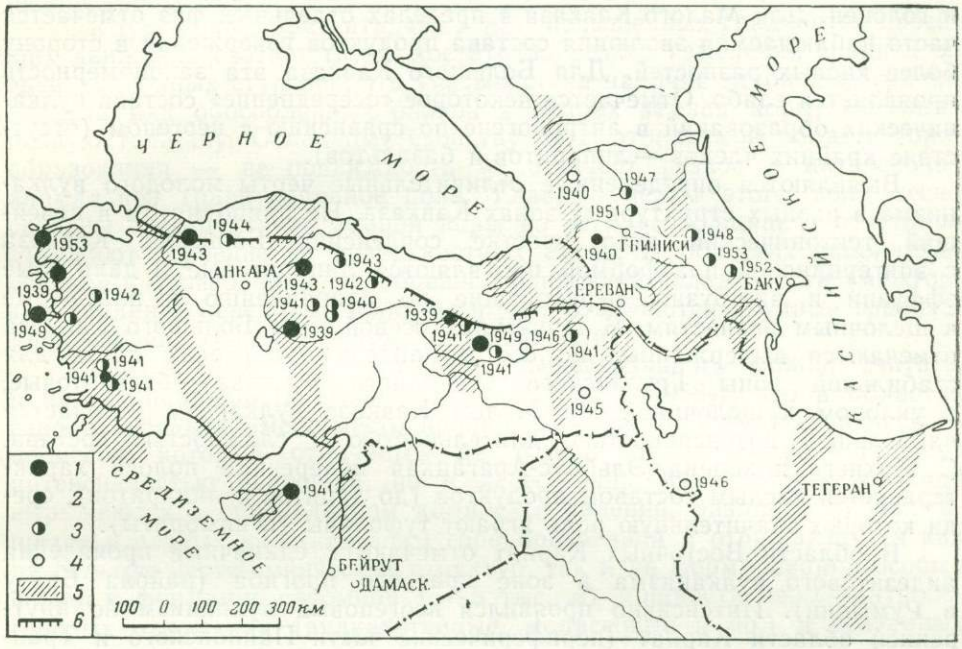


Рис. 117. Схема поперечных поднятий (штриховка) и расположение сильных и разрушительных землетрясений за период с 1938 по 1953 г. (кружки). Линия со штрихами — Северо-Анатолийская зона разломов

платформу, через вершину клина, образуемого ее южным выступом, на глубоководную впадину Байкала и далее в Монголию, где она фиксируется по ряду признаков.

Таких примеров можно было назвать много. Ограничимся сказанным и добавим только, что «сквозные» структуры хорошо выявляются и в широтных направлениях, о чем пишут китайские геологи; для Дальнего Востока их намечают работы Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева и других исследователей.

Указанные общие закономерности позволяют более правильно понять локализацию процессов вулканизма и землетрясений. Именно с этой ортогональной системой регмагенных структур, когда на них накладываются интенсивные неотектонические движения, связываются повышенная в настоящее время сейсмичность и проявление новейшего вулканизма. В этих фактах проявляется закономерность планетарного порядка.

Интересные обобщения в отношении проявления новейшего вулканизма для всей рассматриваемой области, дал Е. Е. Милановский (1960). Он выделил здесь два пояса. Один из них охватывает восточные

районы описываемой территории (области интенсивного горообразования: зоны докембрийской и палеозойской складчатости и зоны мезозойской складчатости). Для этого пояса свойственно извержение лав и туфов основного состава. Это базальтовые излияния, обычно характеризующиеся повышенной щелочностью.

Другой пояс охватывает область интенсивного горообразования в пределах описанной выше части зоны альпийской складчатости Юга СССР. Извержения характеризуются сложным составом с преобладанием кислых и средних эффузий. В развитии молодого вулканизма для большей части вулканических областей Кавказа выделяется несколько общих фаз, когда происходило его усиление; они приходятся на мэотис — понт, верхний плиоцен, средний и особенно верхний плейстоцен и голоцен. Для Малого Кавказа в пределах отдельных фаз отмечается часто наблюдаемая эволюция состава продуктов извержения в сторону более кислых разностей. Для Большого Кавказа эта закономерность проявляется слабо. Отмечается некоторое «осереднение» состава вулканических образований в антропогене по сравнению с неогеном (отсутствие крайних членов — липаритов и базальтов).

Выявляются определенные отличительные черты молодого вулканизма в разных структурных зонах Кавказа. На приподнятом в новейший тектонический этап участке сочленения Большого Кавказа с эпигерцинской платформой проявляются липаритовые и дацитовые эффузии и экструзии, переходящие по направлению к платформе к щелочным разностям. В структурах осевой зоны Большого Кавказа отмечаются выдержанные по составу андезито-дацитовые лавы; для стабильной зоны Грузинского срединного массива — базальтовые, с уклоном к щелочным. На Малом Кавказе вулканизм отличается наибольшей интенсивностью, длительностью и сложностью состава. С верхнего плиоцена Эльбрус-Арагацкая поперечная полоса характеризуется кислым составом продуктов (до дацитов и липаритов), среди которых значительную роль играют туфолавы (игнимбриты).

В области Восточных Карпат отмечаются единичные проявления андезитового вулканизма в зоне краевого прогиба (района Бакэу в Румынии). Интенсивно проявился неогеновый вулканизм во внутренней области Карпат (периферические части Паннонского и Трансильванского массивов), подвергшихся в олигоцене — миоцене раздроблению и дифференцированным опусканиям. Последовательность молодых эффузий в Восточных Карпатах с их несколькими циклами извержений кислых и средних (а в верхнем плиоцене и основных) лав и пирокластолитов близка к таковой Малого Кавказа. Однако в отличие от последнего, на Карпатах эпоха вулканической деятельности ограничивается миоценом (иногда, начиная с олигоцена) и плиоценом, не затрагивая плейстоцена, или доходит лишь до нижнего плейстоцена, что связано здесь с ослаблением интенсивности тектонических движений в антропогене (Милановский, 1960).

Проведенные детальные исследования вулканических образований Карпат позволили установить, что мощные толщи основных пород (андезито-базальтов, андезитов), занимающие большие площади, связаны с продольными разломами, имеющими общее направление со структурными швами, и служившими каналами для излияния липаритовых и дацитовых лав. Эти разломы, как предполагает Е. Ф. Малеев (1960), вероятно уходят на значительную глубину. Липаритовые и дацитовые лавы, обычно слагающие небольшие тела, он связывает с оперяющими разломами меньшей глубины, перпендикулярными структурным швам. Излияния лав последней фазы вулканизма приурочены к разломам субширотного, субмеридионального и северо-восточного простираний. В советских Карпатах обнаружены и небольшие по размерам интрузии гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и квар-

невых габбро. С новейшим вулканизмом Карпат Е. Ф. Малеев (1960) связывает свинцово-цинковое и ртутное оруденения.

Сложно проявляющийся процесс горообразования в большинстве случаев приводит к увеличению толщины земной коры за счет образующихся корней гор, уходящих на глубину 50—70 *км* и более. Этим объясняется наличие в описываемых областях гравитационных минимумов. Процесс горообразования проявлялся не только на площадях геосинклинальных областей (в таком случае он рассматривается как одна из обязательных стадий геосинклинального развития), но и на ранее сформировавшихся платформах, когда активные крупные геологические структуры (области горообразования), являясь новообразованиями, возникали на месте ранее спокойных в тектоническом отношении участков.

Следует также отметить, что зонам повышенных градиентов новейших движений соответствуют достаточно резкие изменения градиентов гравитационных ступеней, что указывает на наличие глубинных границ раздела или обособленных блоков в недрах земной коры, имеющих разную толщину. Основному свойству рассматриваемой области горообразования — ее подвижности — отвечает резкое и интенсивное аномальное гравитационное поле. Главные черты этого поля тесно связаны со структурой земной коры во всей ее толщине и отчетливо отражают строение ее поверхностных слоев. В областях накопления осадков и образования своеобразной покровной складчатости (межгорные впадины, передовые прогибы и др.) отмечаются крупные гравитационные депрессии (минимумы силы тяжести).

Таким образом, на основании вышесказанного можно считать, в противоположность выводу С. С. Шульца (1958$_3$), что в областях горообразования имеет место проявление особого типа тектонического процесса, который отличается не только количественно — большей интенсивностью движений, но и качественно. Качественные отличия выражаются в определенном комплексе явлений, различно проявляющихся в разных участках зоны горообразований и отражающихся как на рельефе неотектонических структур, так и на формировании особых фаций и формаций огромной (5—8 тыс. *м*) мощности неоген-антропогеновых отложений (вулканогенные, молассовые и др.) и связанных с ними различных полезных ископаемых.

Одной из характерных особенностей процесса горообразования является складкообразование. Оба эти процесса одновременны, что убедительно было доказано многими исследователями орогенных областей, например, С. С. Шульцем (1948, 1953) для Тянь-Шаня. По этому вопросу А. Д. Архангельский (1937) писал: «складчатость во времени оказывается теснейшим образом связанной с поднятиями, что дает основание принимать, что между обоими явлениями имеется причинная связь, что они являются следствием одних и тех же процессов».

Вместе с тем не во всех областях горообразования проявляется складчатость. Как отмечают многие исследователи (Н. М. Синицын, А. Х. Иванов, китайские геологи и др.), в условиях глыбовой тектоники, несмотря на огромные амплитуды поднятий отдельных блоков, интенсивной складчатости не наблюдается. Поэтому нельзя отождествлять понятия складкообразования и горообразования, что часто делается. Процесс горообразования не всегда сопровождается складчатостью, но обязательно, — формированием горного рельефа. Иными словами, оформление неотектонических структурных элементов, связанных с процессом горообразования, приводит к образованию различных морфологических элементов и протекает одновременно с тектоническим развитием гор.

Вместе с тем для процесса горообразования характерно изменение толщины земной коры и одновременно параллельное изменение гравитационного поля (Е. Н. Люстих, П. Н. Кропоткин, В. А. Магницкий, В. В. Федынский, В. А. Растворова, М. В. Гзовский и др.).

Возникновение различных неотектонических структур, разно выраженных в рельефе горных областей, сопровождается одновременно проявляющимися интенсивными положительно направленными движениями, увеличением толщины земной коры, образованием «корней гор» и возникновением крупных отрицательных гравитационных аномалий, тем больших, чем большее поднятие испытывают горы. Если вспомнить, что этот процесс сопровождается также интенсивными про-

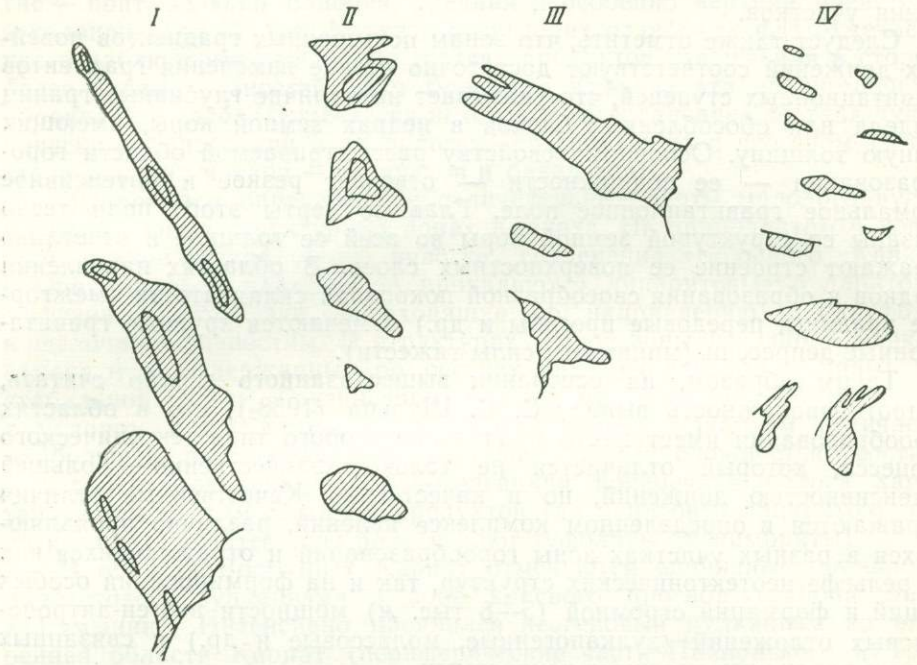


Рис. 118. Сравнительная характеристика формы и размеров предгорных (I) и межгорных (III) прогибов альпийского складчатого пояса Юга СССР и предгорных (II) и межгорных (IV) впадин области горообразования в зоне палеозойской складчатости (Тянь-Шань)

явлениями землетрясений, интрузивного и эффузивного вулканизма, складкообразованием и другими явлениями, то станут совершенно очевидными качественные отличия тектонических процессов, проявляющихся в областях материковых платформ и горообразования.

Все сказанное позволяет утверждать, что области современного горообразования представлены разнообразными типами гор с разной историей развития, с разными новейшими структурными формами поднятий и прогибов (рис. 118), что противоречит мнению некоторых исследователей (Шульц, 1958_3 и др.), не видящих этих различий.

Таким образом, новейшая тектоника областей горообразования характеризуется: а) проявлением направленных тектонических движений с большими градиентами и преобладанием общих поднятий; б) сильной дифференцированностью этих движений; в) качественными особенностями тектонического процесса, по-разному проявляющегося в разных частях области горообразования; г) сложностью тектонического строения подстилающих структурных этажей; д) характером их историко-геологического развития (платформенное, геосинклинальное)

и е) разнообразной формой унаследованности древних структурных элементов.

Указанные отличительные черты объясняют преобладание различных структурных форм в разных типах гор и обосновывают подразделение этих типов на подтипы. Указанные черты объясняют также большую устойчивость, зависимость и унаследованность в развитии отдельных структурных элементов, проявляющуюся на протяжении многих периодов и даже эр; разрастание области горообразования, приводящее к миграции передовых прогибов и к переработке как древних, так и молодых платформ; различные типы геофизического строения земной коры в разных участках области горообразования. Находит свое объяснение и наличие «сквозных» деформаций глубинного заложения, охватывающих разные геструктурные зоны, пересекающие как области горообразования, так и материковые платформы, и носящих характер планетарных структур.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ И РЕЛЬЕФА СОВРЕМЕННОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН

НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

Современной геосинклинальной области также свойственны интенсивные проявления неотектонических движений, близких по характеру таковым областей горообразования. В пределах рассматриваемой территории в современную геосинклинальную область входят Коряцкий хребет, Камчатка, Курильские острова, остров Сахалин и прилегающие участки Охотского и Японского морей и Тихого океана. Эта область обнимает собой зону перехода Азиатского материка к впадине Тихого океана, выражающуюся в изменении строения земной коры, и соответствует части области кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса или камчатской складчатости (Шатский, Богданов, 1957). На севере она продолжается в Алеутской дуге островов и прилегающих участков Берингова моря и Тихого океана, на юге — в системе островных дуг, обрамляющих восточную часть Азиатского материка. С запада геосинклинальная область непосредственно примыкает к области материкового горообразования, с востока ее ограничивает первичная «океаническая плита», характеризующаяся особым строением коры.

Неотектоника рассматриваемой территории в различных ее частях была достаточно подробно изучена многочисленными исследователями, среди которых можно назвать: В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960); П. Л. Безрукова, Н. Л. Зенкевича, В. Д. Канаева и Г. Б. Удинцева (1957), Г. М. Власова (1958 и др.), А. В. Горячева (1960), А. Н. Заварицкого (1941, 1948 и др.), Н. Г. Загорскую (1953), Д. М. Колосова (1945), Г. У. Линдберга (1956 и др.), Л. И. Красного (1956), С. Л. Кушева, Ю. А. Ливеровского (1940), А. Н. Криштофовича (1942), Г. Б. Удинцева (1955, 1958, 1960 и др.), П. Н. Кропоткина (1961 и др.), Ю. Ф. Чемекова (1957), А. Е. Святловского (1956 и др.), Н. С. Шатского (1946), Ю. П. Дегтяренко, Б. Х. Елизарова, М. Т. Кирюшину, И. М. Русакова и многих др.

В структуре рассматриваемой области разные авторы выделяют различные элементы. В настоящее время имеется две принципиально противоположные точки зрения на направление развития земной коры. Занимая промежуточное положение между опущенным ложем Тихого океана и приподнятым материком, эта сложная промежуточная зона характеризуется сменой типов земной коры и особым развитием разнообразных геологических явлений. Одни авторы считают, что здесь происходит последовательное развитие земной коры из догеосинклинальной океанической в платформенную материковую через переход-

ную геосинклинальную область с наращиванием материковых платформ. Другие видят обратный процесс — базификацию земной коры и переход материкового типа коры в океанический.

В структурном отношении эта область характеризуется узкими вытянутыми геоантиклинальными поднятиями и геосинклинальными прогибами, унаследующими тектонический план предшествующего этапа развития, и широко проявляющимся неоген-антропогеновым и современным вулканизмом. Указанные поднятия и прогибы разделены между собой или резкими флексурообразными перегибами, местами выраженными в рельефе и переходящими в разрывы, или глубинными разрывами, по которым внедрилась магма, давшая интрузивные массивы гранитоидов. В геосинклинальных прогибах идет накопление мощных толщ (3—6 *км* и более) неоген-антропогеновых отложений, представленных чередованием континентально-молассовых, угленосных, вулканических и морских фаций. Геоантиклинальные поднятия отличаются меньшими мощностями неоген-антропогеновых отложений, с частыми перерывами отложений, покровами эффузивов и насаженными на них вулканическими аппаратами высотой до 4 *км* и более.

Формирование рельефа района Коряцко-Камчатской горной системы началось к концу среднего миоцена, когда нисходящие движения геосинклинальной области в этой части сменились преобладанием поднятий, приведших к возникновению горных массивов, разделенных крупными межгорными прогибами, в которых накапливались мощные толщи моласс.

Районы Коряцкого хребта и Камчатки по характеру движений отличаются от типичной современной геосинклинальной области, расположенной на юге и соответствующей полосе островных дуг. Северной части современной геосинклинальной области в большей степени свойственны устойчивые восходящие движения геоантиклинальных зон, вовлекшие в поднятие и геосинклинальные прогибы. Однако такая картина наблюдается только в пределах, главным образом, материковой части, которая ранее, хотя и развивалась как геосинклиналь, была вовлечена в общие поднятия, захватившие окраинные участки океана и переработанную часть платформы. Коряцкий хребет, по-видимому, и представляет собой такой участок, вовлеченный в поднятие. Нам кажется, что складчатые системы, входящие в геосинклинальную область Тихоокеанского пояса, развивались в значительной степени за счет захвата материковых платформ и областей материкового горообразования и в меньшей степени — за счет переработки типичного океанического дна. Однако этот вопрос не может считаться разрешенным, он представляет сложную и спорную проблему.

Коряцкий хребет. В описываемой области выделяется несколько крупных неотектонических структурных элементов.

Коряцкое сводово-глыбовое поднятие соответствует Коряцкому антиклинорию, ядро которого сложено метаморфическими, осадочными и вулканогенными отложениями докембрийского, палеозойского и мезозойского возраста. Проявление неотектонических движений началось в период инверсии Ниппонской геосинклинали в предсреднемиоценовое время. Уже к концу среднего миоцена на месте геоантиклиналей возникли горные массивы, разделенные крупными межгорными прогибами, в которых в верхнем миоцене и плиоцене за счет разрушения поднимающихся гор накопилась мощная толща моласс (И. М. Русаков, 1959 г.). В своем первоначальном облике общий план плиоценового рельефа был близок современному. Преобладали северо-восточные простирания с переходом в широтные на севере и в долготные к востоку от Олюторского залива. Отражение долготных простираний можно видеть в погрузившемся под уровень Берингова моря Олюторском хребте.

К началу антропогенового периода молассовые отложения окраинных частей межгорных прогибов были слабо дислоцированы и вовлечены в поднятие. С образованием и оживлением крупных разломов в раннеантропогеновое время проявилась вулканическая деятельность. Мощные выбросы пирокластического материала и многократные трещинные излияния андезитов и базальтов, продолжавшиеся до середины среднеантропогеновой эпохи, привели к накоплению мощной эффузивной толщи, образовавшей лавовые плато в западной и центральной частях Коряцкой горной системы, на Майнском плоскогорье и в Пенжинском хребте. В восточной и северной частях района, не затронутых вулканической деятельностью, продолжалась денудация на возвышенных участках и накопление рыхлых отложений в депрессиях.

В среднеантропогеновое время общее поднятие горных областей сопровождалось формированием ряда горстов и грабенов, выраженных в рельефе. Дифференцированные перемещения отдельных блоков осложняли сводовое поднятие Коряцкой структуры. Они продолжались на протяжении всего антропогенового периода вплоть до настоящего времени (Дегтяренко, Баранова, 1959).

Максимальные суммарные неоген-антропогеновые поднятия описываемой структуры составляют более 2000 *м*. В пределах поднятия, преимущественно по его периферии выявляются прогибающиеся участки. В северной части Коряцкого поднятия располагается открытый в сторону Анадырского залива Великореченский прогиб, возникший в основном в четвертичное время, с суммарными значениями опусканий до минус 1000 *м* и более.

На его продолжении к юго-западу расположена Березовская впадина, выполненная породами неогена и антропогеновыми эффузивами. Общая мощность их около 1200 *м*. Подошва этих отложений располагается ниже уровня моря на 200—300 *м* (Дегтяренко и др., 1959).

С северо-востока Коряцкое поднятие ограничивается Парапольским унаследованным прогибом, вовлеченным в поднятие, но резко выраженным в рельефе. Суммарная мощность неоген-антропогеновых отложений здесь незначительна и не превышает 50—100 *м* (Ю. П. Дегтяренко и др.).

Расположенная к западу от поднятия Анадырская депрессия представляет собой область опускания, получившую современный облик в результате проявления третичных, частично антропогеновых дизъюнктивных дислокаций (С. Обручев, 1938). Предполагают, что во время послетретичной трансгрессии опускание Анадырской депрессии было настолько велико, что Камчатско-Коряцкая горная страна превратилась в остров. Однако надо заметить, что тонкие иловатые отложения Анадырского края и бассейна р. Пенжины характеризуются диатомовыми пресноводного характера (Зубков, 1931). По-видимому, история развития этого района сложна и еще до конца не расшифрована.

Со стороны Берингова моря Коряцкое поднятие переходит в прогиб, открытый в сторону моря и получивший название Майно-Пыльгинского прогиба. Он характеризуется повышенной аккумуляцией антропогеновых отложений, среди которых выступают останцы, сложенные палеогеном и в некоторых случаях рассматриваемые как локальные структуры. Южнее расположен крупный узкий прогиб северо-восточного простирания — Олюторский прогиб, заполненный неоген-антропогеновыми отложениями, общая мощность которых совместно с вулканогенными образованиями составляет не менее 2800 *м* (Ю. П. Дегтяренко и др.).

Указанные особенности распределения поднимающихся и опускающихся участков, а также ритмичность движений, отраженная в серии

террас, привели к многочисленным разноречивым данным о направлении тектонических движений. Так, рассматривая побережье Берингова моря и Пенжинской губы, в ряде пунктов можно обнаружить береговые формы рельефа и такие очертания берегов, которые свидетельствуют об отрицательном движении суши и положительном перемещении береговой линии. Эти факты и ряд других приводят одних исследователей к выводу, что и в настоящее время происходит опускание, которое началось вслед за поднятием и о котором говорят многочисленные морские террасы, обнаруженные на побережье (П. И. Полевой, С. В. Обручев, Н. Лупанова и др.). Однако другие исследователи указывают на поднятия, проявляющиеся в настоящее время по берегам Берингова моря (Н. Меньшиков, Н. Скаяр, М. Кудрявцев, П. Швецов и др.).

Следует добавить, что точно отграничить геосинклинальную область от прилегающей области интенсивного горообразования трудно, и эта граница пока проводится условно.

Камчатка и Курильские острова. Рельеф Камчатки в значительной мере сформирован новейшими тектоническими движениями и вулканической деятельностью, приведшей к образованию обширных лавовых плато и вулканов, являющихся характерным элементом ландшафта почти половины территории полуострова. Современный облик Камчатки характеризуется близким соответствием между крупными тектоническими и морфологическими структурами (рис. 119, 120). Вулканический рельеф накладывался на тектонические и эрозионные формы рельефа, обусловив создание сложной морфоструктуры полуострова (рис. 121).

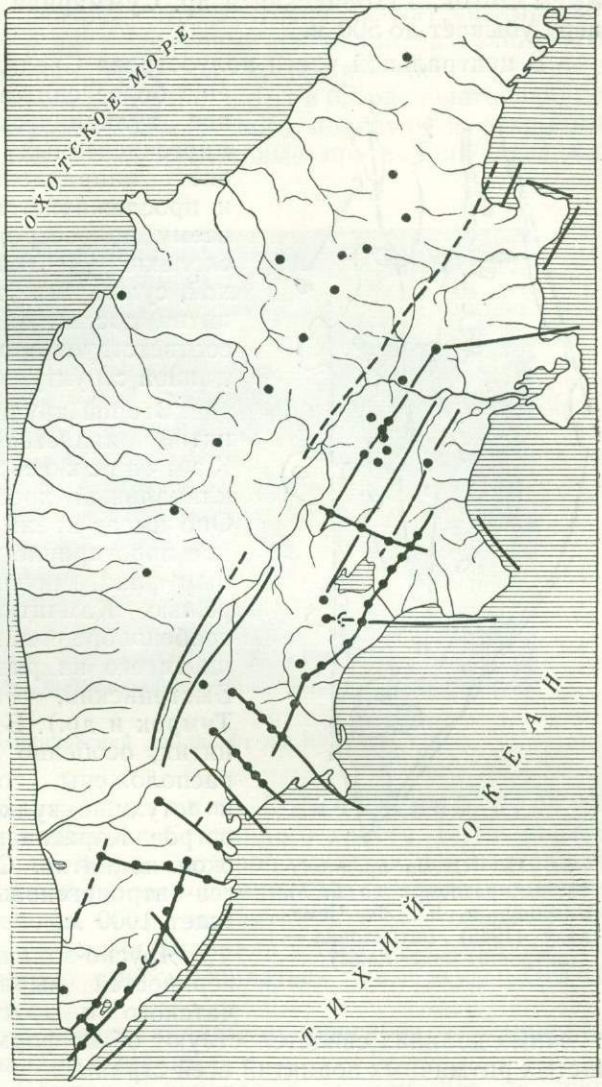


Рис. 119. Схема размещения главнейших вулканов и тектонических линий Камчатки (по А. Н. Заварицкому, 1955)

В пределах Камчатки хорошо выявляются зоны устойчивых преобладающих поднятий и эрозии, особенно усилившихся в конце плиоцена и сформировавших высоко поднятые горст-антиклинальные хребты в центральной части полуострова (Святловский, 1960).

Таким глыбово-сводовым поднятием, вытянутым в меридиональном направлении является Срединное Камчатское поднятие, частично соответствующее Срединному хребту. В южной части оно сложено древними кристаллическими породами, имеет скалистый рельеф с суммарными неоген-антропогеновыми поднятиями более 1500 *м*. Над его поверхностью выступают конусы потухших вулканов. На севере поднятие прослеживается до берега Охотского моря, образуя скалистые мысы Омгон, Утхолакский и др. Суммарная амплитуда поднятий к северу убывает до 500 *м*.

В центральной части полуострова Срединное Камчатское поднятие еще более снижаясь и представляя огромное вулканическое нагорье с конусами многочисленных потухших вулканов, меняет направление на северо-восточное и прослеживается в этом направлении по всему полуострову. Однако только в нескольких участках, расположенных цепочкой, суммарные неоген-антропогеновые поднятия достигают 1500 *м* и более (что не соответствует орографическому выражению данной структуры).

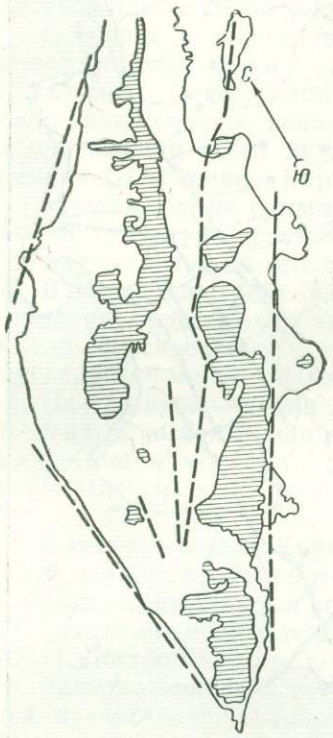


Рис. 120. Схема предполагаемых разломов по Г. М. Власову и Ю. Ф. Чемекову (1946) (штриховка — антропогеновые лавы)

Второй крупной зоной устойчивых поднятий является сложное Восточно-Камчатское поднятие (горст-антиклинальный хребет А. Е. Святловского). Оно имеет преимущественно северо-восточное простирание и своими южным и северным флангами выходит к восточному побережью Камчатки. Поднятие осложнено грабенообразными опусканиями, разделяющими его на ряд звеньев (хребты Южно-Быстринский, Ганальский, Валагинский, Тумрок и др.). В пределах указанного поднятия, особенно на его восточном склоне, расположены современные действующие и потухшие вулканы. На север оно через остров Карагинский переходит в Анадырское поднятие. Суммарная величина неоген-антропогеновых поднятий не превышает 1000 *м*.

Ярусно-зональное расположение поверхностей выравнивания Восточно-Камчатского и других поднятий и террасы в речных долинах свидетельствуют об их формировании на фоне прерывистых ритмичных поднятий всей страны.

В стороны от указанных зон поднятий располагаются зоны устойчивых прогибов, к которым приурочены области аккумуляции новейших отложений — долины крупных рек и озерные впадины. Наиболее крупными прогибами Камчатки, соответствующими указанным выше геосинклинальным прогибам являются Центрально-Камчатский, Восточно-Камчатский, Северо-Камчатский и Западно-Камчатский прогибы.

Центрально-Камчатский прогиб, в южной части обрамленный крутыми сбросовыми уступами, выполнен мощной толщей осадочно-вулканогенных отложений (в северной части до 4 *км*). Эти отложения в бассейне р. Камчатки на границе третичного и антропогенового времени подверглись складчатости и последующей денудации. На выровненной поверхности произошли лавовые излияния, после чего

в среднеантропогеновое время последовало новое тектоническое опускание.

Восточно-Камчатский прогиб открывается на севере в сторону Берингова моря, на юге — в Кроноцкий залив. Наиболее прогнутым его участком является район к северо-западу от Кроноцкого полуострова, соответствующий Камчатскому заливу. Мощность новейших отложений, и тем самым величина прогибания, превышает 5 *км*. А. Е. Святловский (1960) считает, что Восточно-Камчатский прогиб замкнулся в конце неогена и антропогеновые движения разделили его на серию горстовых поднятий и грабенов, испытывающих опускания.

Крупный Северо-Камчатский прогиб, располагающийся между разветвлением Центрально-Камчатского поднятия и открытый в сторону Пенжинской губы, имеет суммарные прогибания до 4 *км* и более.

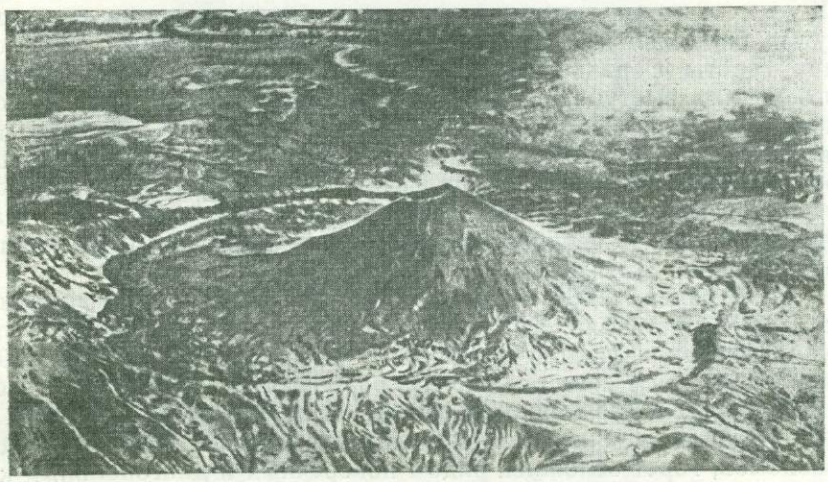


Рис. 121. Вулканический ландшафт на Камчатке

Наконец, следует отметить Западно-Камчатский прогиб на Охотском побережье, у подножия Срединного хребта. Величина его прогибания оценивается более 4 *км*, оно продолжается и в настоящий момент, что сказывается на береговой линии. Это широко освещено в литературе. В антропогеновое время поднятиями была охвачена вся западная часть прогиба и его ось мигрировала в Охотское море. Западно-Камчатский прогиб может рассматриваться как передовой прогиб.

Особенностью строения геосинклинальных прогибов описываемой области является их четковидный характер.

Изучение побережья Камчатки привело к выводу, что на фоне общего поднятия суши отмечаются колебательные движения земной коры, отразившиеся и на формировании определенных форм рельефа и на накоплении осадков (А. В. Щербаков и др.).

В момент, предшествующий преобладающим восходящим движениям земной коры, на Камчатке отмечается погружение, падающее на плиоцен, с накоплением мощных толщ озерных отложений, выполняющих Камчатскую депрессию. Последняя как элемент рельефа образовалась в результате проявления тектонических и эрозионных процессов, приспособившихся к грабенообразной структуре и шедших, по-видимому, на фоне крупных поднятий. Таким образом, по характеру крупные ритмы колебательных движений земной коры в современных геосинклиналях напоминают крупные ритмы колебательных движений

областей слабого их проявления на материковых платформах (см. выше).

В ряде районов Камчатки отмечена слабая дислоцированность антропогеновых отложений (Щербаков, 1938; Двали, 1936 и др.). Широким распространением пользуются дизъюнктивные дислокации. Помимо ясно выраженных меридиональных и северо-восточных разломов, с которыми связывается образование Центральной Камчатской депрессии и которые являются, по-видимому, еще неогеновыми, отмечаются и широтные разломы антропогенового возраста. Проявление сбросовых дислокаций как неогенового, так и антропогенового времени обусловило глыбовый характер внутренней структуры полуострова. Складчатые и крупные разрывные дислокации антропогенового времени установлены и на острове Карачинском в Беринговом море (Харкевич, 1941).

Продолжением современной геосинклинальной области на юг является Курильская островная дуга. Она состоит из двух слегка изогнутых параллельных хребтов — внутреннего и внешнего, представляющих горсты с разделяющим их грабеном (рис. 129). Вершины первого из них выступают над поверхностью океана в виде островов, цепочкой прослеживающихся от п-ова Сиретоко на о-в Хоккайдо в северо-восточном направлении до мыса Лопатка на Камчатке; эти острова носят название Большой Курильской гряды. Восточнее, за Южно-Курильским проливом, возвышается несколько островов Малой Курильской гряды. Северо-восточным продолжением гряды является подводный хребет Витязь.

А. В. Горячев (1960) рассматривает острова как антиклинали, проливы как синклинали. Однако другие авторы считают, что проливы между островами являются глубокими грабенами (Кропоткин, 1961). Поднятие Большой гряды ограничено разломами и представляет собой огромный горст. В надводном рельефе этим разломам отвечает ряд крупных уступов, сменяющихся широкими террасами. Помимо продольных разломов, горст осложнен рядом поперечных и диагональных к его простиранию сбросов и взбросов. Такое же строение имеет и Малая гряда.

В последнее время сводку по новейшей тектонике этой территории дал А. В. Горячев (1960). Отметив наличие четырех, иногда пяти денудационных уровней в пределах Большой Курильской гряды и вдвое меньшее их число на Малой Курильской гряде, он считает, что верхний денудационный уровень образовался на границе неогена и антропогенного времени. А. В. Горячев выявил, что Большая гряда испытывает более интенсивные поднятия, которые в неоген-антропогеновое время были неравномерными: максимальные скорости движений соответствовали флангам, примыкающим к о-ву Хоккайдо и Камчатке, о чем говорит их возвышение над океаном на 1200 *м*; в центральной части гряды верхние денудационные уровни находятся на высоте 500—550 *м*, что указывает на их относительное погружение. На флангах выявляются участки, вовлеченные в поднятие в самое последнее время.

Такой же характер движений испытывает Малая Курильская гряда: ее центральная часть опущена ниже зоны действия морской абразии. Курильская островная дуга — самая активная вулканическая зона северо-западной части Тихого океана. На ней насчитывается 39 действующих и более 40 подводных вулканов и гор (Горшков, 1960; Безруков и др., 1958; Горячев, 1960; Удинцев, 1955 и др.). Помимо вулканической деятельности, отмечается интенсивная сольфатарная деятельность вулканов. Наибольшая вулканическая активность приурочивается к участку погружения дуги. Повышенная сейсмическая активность связана с северной и южной зонами наибольших скоростей

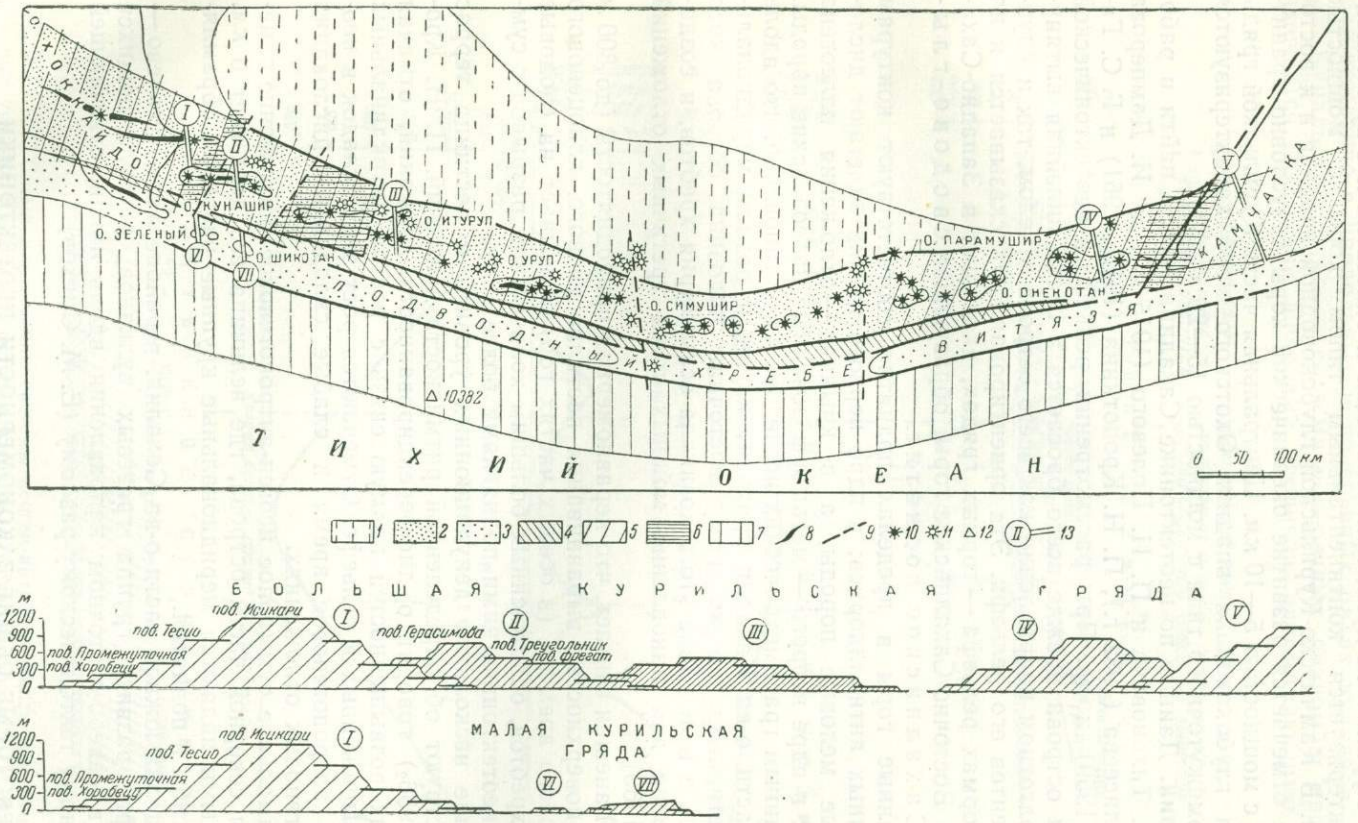


Рис. 122. Схема структуры и новейших движений Курильской островной гряды (по А. В. Горячеву, 1960)

1 — южная глубоководная впадина Охотского моря, прогибающаяся в настоящее время; *2* — горст Большой Курильской гряды; *3* — горст Малой Курильской гряды; *4* — Курильский продольный грабен; *5* — зоны наибольших скоростей новейших поднятий; *6* — участки, испытывающие отставание в поднятии; *7* — Камчато-Курильская глубоководная океаническая впадина; *8* — оси главнейших антиклиналей; *9* — разломы и предполагаемые разломы; *10* — действующие вулканы; *11* — подводные вулканы; *12* — максимальная глубина глубоководной впадины; *13*—направления обобщенных геоморфологических разрезов по данным: японских авторов (*I*), Г. М. Власова (*IV*) и А. В. Горячева (*II, III, VIII*)

поднятия Курильской дуги. Зона наибольших скоростей опусканий отличается относительно меньшей сейсмической активностью (рис. 123).

По данным глубинного сейсмического зондирования установлены три типа строения земной коры. Бассейн Охотского моря и значительная часть Курильской дуги, примыкающая к Камчатке и о-ву Хоккайдо, характеризуется континентальным типом коры с мощностью 25—35 *км*. В Камчатско-Курильской глубоководной впадине и к востоку от нее отмечается развитие океанической коры безусловно гранитного слоя с мощностью 5—10 *км*. Центральная часть Курильской гряды и Южная глубоководная впадина Охотского моря характеризуются корой промежуточного типа с мощностью 15—20 *км*.

Сахалин. Данные по неотектонике Сахалина можно найти в работах Н. И. Тихоновича и П. И. Полевого (1915 г.), Д. И. Дамперова и Б. Н. Елисеева (1932 г.), П. Н. Кропоткина (1956_2, 1961) и Г. С. Ганешина (1959) и др. При рассмотрении рельефа и неотектонической структуры острова прежде всего бросается в глаза линейная вытянутость в долготном направлении как всего острова в целом, так и крупных элементов его рельефа. Эта ориентированность сказывается и на мелких формах рельефа — горных грядах, входящих в Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы, образующие сводово-глыбовое Сахалинское поднятие.

Указанные горы в пределах поднятия соответствуют контурам двух крупных антиклинориев; в ядре первого из них залегают дислоцированные меловые породы, а в крыльях — отложения палеогена и неогена; в ядре второго — метаморфизованные палеозойские породы.

По данным гравиметрических исследований установлено, что вдоль средней части о-ва Сахалин проходит крупный разлом меридионального простирания, по которому восточная половина острова косо опустилась, и вследствие этого возникла асимметрия хребтов, и создались условия для накопления мощных толщ третичных отложений (Гнедин, 1955).

Г. С. Ганешин считает, что неравномерная приподнятость (до 800 *м* и более) поверхностей выравнивания постплиоценового, плиоценового и миоценового времени (в осевых частях гор) указывает на сводовые поднятия хребтов, осложненных большим количеством разрывов с суммарными неотектоническими поднятиями более 1 *км*.

Наличие нескольких денудационных уровней и лестница террас свидетельствуют об определенной ритмичности движений. П. Н. Кропоткин (1956_2) говорит о дифференцированности движений, отмечая для многих возвышенностей прямую связь с ростом антиклинальных складок, выраженных в рельефе. Отмечаются рост этих складок в неогеновое и антропогеновое время и слабые складчатые дислокации в антропогеновых отложениях.

Максимальное суммарное неоген-антропогеновое погружение отмечается для северной части острова, где величина его достигает 6 *км*. Характерными являются меридиональные крупные разрывы, обрамляющие прогибы и поднятия.

В пределах южной части о-ва Сахалин, в районе Усть-Пугачево — Мотодомари, развита группа грязевых вулканов, располагающихся цепочкой в северо-восточном направлении вдоль линии, отвечающей региональному тектоническому разлому (Е. М. Смехов).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НЕОТЕКТОНИКИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ И НЕОТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

Для современной геосинклинальной области характерны: высокая интенсивность новейших движений с преобладанием нисходящих движений и с большими градиентами, проявления неогенового, антропо-

генового и современного вулканизма, интрузивный магматизм, ярко выраженная сейсмичность.

Для геосинклинальной области характерным является наличие не только продольных, но также и поперечных разломов, отражающихся соответственно в продольных и поперечных рядах вулканов. В пределах Курильских островов система поперечных разломов, кроме того, отмечается глубокими желобами проливов, напоминающими грабено-

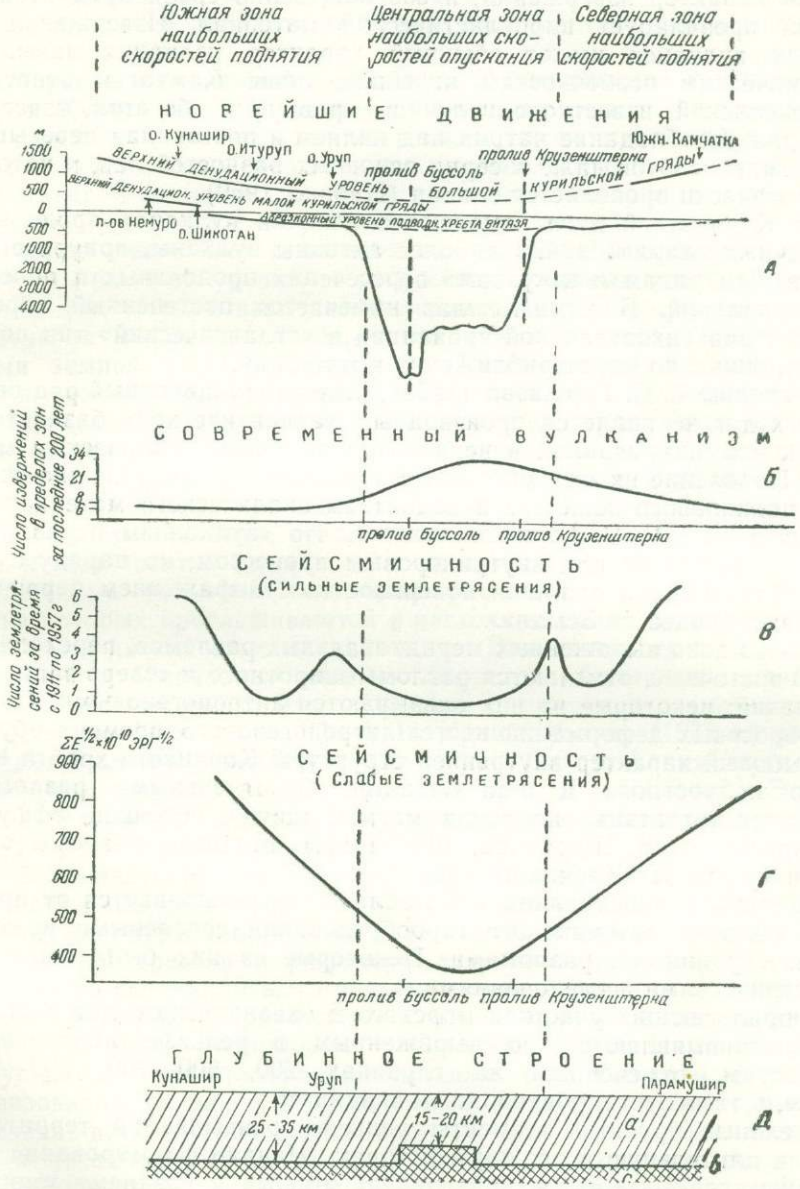


Рис. 123. Схема деформации системы неоген-антропогеновых денудационных уровней Курильской островной гряды, Северного Хоккайдо и Южной Камчатки, отражающих новейшие движения гряды (*А*). Кривая современного вулканизма (*Б*). Кривая плоскости сильных землетрясений на один географический градус (*В*). График зависимости величины пропорциональной деформации в эпицентральных зонах слабых землетрясений (*Г*). Положение поверхности Мохоровичича (принципиальная схема). Разрез по продольной оси островной дуги (*Д*): *а* — земная кора; *b* — поверхность *М*; *с* — подкоровый слой (по А. В. Горячеву, 1960)

образные опускания. Продольные разломы выявляются не только рядами вулканов, на что впервые обратил внимание А. Н. Заварицкий, но и по морфологическим признакам: по крутым обрывам, уступам тектонического происхождения, которые наблюдаются как в пределах суши, так и на дне моря (Удинцев, 1955).

Говоря о вулканизме Камчатки, следует добавить, что здесь, несмотря на разнообразный характер деятельности вулканов, относящихся к андезитовому орогеническому типу, преобладающим является взрывной характер извержений, и соответственно среди продуктов извержений превалирует пирокластический материал. Извержения базальтовых вулканов имеют обычный характер излияния лавы. По петрохимическим особенностям новейшие лавы Камчатки относятся к Тихоокеанской известково-щелочной провинции, богатой известью. Характерно преобладание натрия над калием и постоянная пересыщенность кремнекислотой даже в серии основных разностей лав, в которых минералогически проявляется оливин (Набоко, 1960).

Для Курильской дуги отмечаются цепочки вулканов продольных и поперечных направлений. Наиболее активны вулканы, приуроченные к поперечным рядам и к «узлам» пересечения продольных и поперечных направлений. В химизме лав намечается постепенный переход от лав состава Тихоокеанской провинции в «атлантический» тип пород, более щелочных по мере приближения к материку.

По мнению Г. С. Горшкова (1960), известково-щелочный ряд пород островных дуг не является производным «атлантической» базальтовой магмы, контаминированной в верхних частях коры сиалическим материалом. Появление их он связывает с мощными процессами дифференциации подкорового вещества и поднятием сиалического материала из оболочки Земли. Г. С. Горшков считает, что «вулканизм не является чисто поверхностным или внутрикоровым процессом, но наряду с сейсмикой и тектоникой является поверхностным выражением первичных подкоровых процессов Земли».

Помимо ясно выраженных меридиональных разломов, переходящих в северо-восточные, отмечаются разломы широтного и северо-западного направлений; некоторые из них оказываются антропогеновыми. Проявление сбросовых деформаций неоген-антропогенового времени обусловило глыбовый характер внутренней структуры Коряцкого хребта Камчатского полуострова и о-ва Сахалин. С отдельными разломами связываются трещинные излияния магмы, давшей новейшие эффузивные покровы (А. В. Щербаков, 1941 и др.). Молодые разломы отмечаются и в пределах Коряцкого хребта.

Современная геосинклинальная область отграничивается от прилегающей области материкового горообразования согласными и несогласными глубинными разломами. Некоторые из них были выявлены гравиметрическими исследованиями.

На прилегающих участках морского и океанического дна молодые погружения выявляются по выраженным в рельефе абразионным поверхностям, отмеченным на глубинах 200, 500—700, 900—1200 и 1700 *м*, а также по глубоководным впадинам.

Отдельные крупные элементы рельефа описываемой территории пережили длительную и сложную историю. Начало формирования рассмотренных горных сооружений следует отнести к позднему миоцену, когда интенсивные до того прогибания сменились преобладанием восходящих движений земной коры. На разных участках характер движений, создавших основные черты рельефа, был разный. Сводовые движения сочетались с движениями отдельных глыб.

Характерной чертой современной геосинклинали является вулканогенный рельеф, представленный как стратовулканами, так и вулканами щитовидного типа и трещинными излияниями, давшими лавовые

плато. После излияния больших масс лавы по этим трещинам происходили опускания, образовавшие вулканотектонические депрессии (Святловский, 1961).

В горах Камчатки и в пределах Коряцкого хребта установлены следы антропогеновых оледенений с господством полупокровного, горно-долинного и карового типов оледенений. По данным диатомового анализа осадков Охотского и Берингова морей, устанавливаются две эпохи похолодания в верхнеантропогеновое время (А. П. Жузе, П. Л. Безруков, Ю. Ф. Чемеков). Таким образом, в ряде районов, помимо эрозионных и абразионных форм рельефа, отмечаются ледниковые формы.

Морские и океанические впадины. Примыкающие к грядам Алеутских и Курильских островов глубоководные впадины Берингова и Охотского морей, а также и впадина Японского моря по современным океанологическим исследованиям существовали в течение всего антропогенового времени и заложились, вероятно, еще в конце неогена. Любопытно отметить, что усиление вулканической деятельности совпадало с моментами оледенений. К этим моментам были приурочены и регрессии названных морей. Все перечисленные факты указывают, по-видимому, на причинную связь явлений оледенения, перемещений береговой линии с тектоническими движениями земной коры — поднятиями. Рассмотрение данных по побережьям показывает, что за неоген-антропогеновый промежуток времени они испытали колебательные движения, зафиксированные как в береговых и речных террасах, так и в затопленном рельефе морского дна.

Можно предполагать, что в неогеновое время (миоцен — плиоцен) страна была сильно приподнята над уровнем моря, который располагался значительно ниже современного. Все островные дуги, прилегающие к континенту, были с ним соединены. В эту эпоху зародился современный рельеф. Суша была расчленена глубокими долинами, следы которых прослеживаются в настоящее время в пределах шельфа и на более низких отметках дна моря. Возможно, что в конце неогена возникли глубоководные впадины Берингова, Охотского морей и впадина Японского моря. Этап поднятия сменился неравномерно проявляющимися опусканиями. По А. Н. Криштофовичу (1932 г.) опускания местами были не менее 500 *м*; для района Сихотэ-Алиня другие авторы приводят цифру 300 *м* (Д. Л. Иванов, Б. С. Домбровский). Это погружение должно было привести к значительным изменениям в палеогеографии рассматриваемой области.

В последующее время континент и острова испытали сложные колебательные движения с неуклонной тенденцией к поднятию, с различной амплитудой в разных участках. С этими колебаниями связываются трансгрессии и регрессии антропогеновых морей, вследствие которых то соединялись, то разъединялись Азиатский и Северо-Американский материки. Предполагают, что в один из этапов трансгрессии Берингово море соединялось с Охотским через Парапольский дол; нарушалась и восстанавливалась связь о-ва Сахалин с материком. Образовавшиеся ранее глубоководные части этих морей существовали в течение всей антропогеновой истории. Для Курило-Камчатской области отмечаются колебания суши до 800 *м:* антропогеновые морские отложения определенных фаций встречаются на высотах до 300 *м* над уровнем моря и на 270 *м* ниже его.

Сходную схему смен фаз регрессий и трансгрессий моря дает Г. У. Линдберг (1955). Основываясь на биогеографических фактах — особенностях распространения рыб в бассейнах рек Охотского, Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей, и используя разработанный им же биогеографический метод, этот исследователь приходит к выводу, что эти реки и соответствующие участки суши — лишь части

некогда больших и целостных речных систем. Г. У. Линдберг считает, что разобщение целостных речных систем и пространств материка Восточной Азии возникло очень недавно, в антропогеновом периоде, и связывает их с весьма крупными колебаниями уровня океана, осложнявшимися колебаниями земной коры в виде провалов океанических впадин, неоднократно проявлявшихся в антропогеновое время. Трансгрессии и регрессии, протекая геологически очень быстро, рассматриваются Г. У. Линдбергом, как процесс, носящий катастрофический характер. Несмотря на то что высказываемые соображения очень интересны, они не могут быть приняты геологами, так как многие исходные положения гипотезы Г. У. Линдберга являются предположениями, в свою очередь нуждающимися в доказательствах.

В рельефе дна Тихого океана отмечаются океанические глубоководные впадины, которые отделяют островные дуги от площади самого океана. На непосредственно рассматриваемой нами территории располагаются части впадин: Курило-Камчатской и Алеутской. Наибольшие глубины их от 8 до 10 тыс. *м* и более. Морфологически они представляют собой вытянутые, резко выраженные в рельефе узкие рвы, ограниченные с одной стороны грядой островов, с другой океаническим дном, располагающимся в среднем на глубине 4—5 *км*. О недавних негоен-антропогеновых опусканиях этой зоны говорят и другие факты: например, погруженные подводные хребты со следами субаэрального рельефа, подводные долины и подводные каньоны (хотя в отношении их и существуют различные мнения). Возраст глубоководных желобов многие исследователи считают неогеновым — антропогеновым (М. В. Кленова, П. Н. Кропоткин, Д. Г. Панов, Ж. Буркар, Х. Хесс, Ф. Кюнен и др.).

Для хорошо изученных океанических желобов установлена их связь с линиями глубинных разломов; она в ряде случаев подтверждается расположением очагов землетрясений, в том числе и глубокофокусных (А. Н. Заварицкий, Д. Г. Панов и др.). По существу говоря, глубоководные желоба, ограничивающие «океаническую плиту» Тихого океана, представляют, как выразился Г. Штилле (1957), «величайшую степень океанического погружения» и образуют сложную зону раздробления и погружения земной коры. По имеющимся данным, это области современных погружений (впадины Новая Померания — Новые Гебриды в Меланезии и др.).

Рассматриваемый Курило-Камчатский желоб является частью непрерывной зоны таких желобов, протягивающихся от Аляски до Новой Гвинеи на расстоянии более 11 тыс. *км* (Хесс, 1952). К абиссальным океаническим желобам не следует применять термины: «передовой прогиб», «краевой прогиб», как это делают Г. Штилле и некоторые другие исследователи. Как известно, эти глубоководные желоба по отношению к современным геосинклинальным областям и складчатым зонам, а также к другим обрамляющим их структурным формам, могут быть и «внешними», и «тыловыми», и «внутренними». Однако во всех случаях они сохраняют свои особые морфологические признаки, геофизическое строение и, нам кажется, заслуживают самостоятельного выделения в виде особых неотектонических структурных форм.

Глубоководные желоба рассматриваются в тесной связи с антиклинальными и горстовыми сооружениями островных дуг. Последние характеризуются высокой сейсмичностью, интенсивными неотектоническими движениями и вулканизмом. Для этого же района отмечается наличие глубокофокусных землетрясений (глубиной до 700 *км*). А. Н. Заварицкий (1946) выдвинул идею о существовании фокальной поверхности, направленной под Азиатский континент с углом наклона до 60° на глубине и до 30° у поверхности. Последние сейсмостатистические данные подтверждают эту точку зрения, и в настоящее время

она является господствующей (Токарев, 1958; Benioff, 1954; Горячев, 1960).

Выяснено, что фокусы глубоких землетрясений, указывающие на движения в литосфере, распределяются неравномерно: в пределах океанических впадин они располагаются ближе к поверхности, в направлении островных дуг и материка они закономерно изменяют свою глубину в сторону ее увеличения (рис. 124). Построение изосейсмобат (линий одинаковых глубин очагов землетрясений) позволило выявить зоны расположения их фокусов. Зоны имеют наклон под материк под разными углами к поверхности Земли (рис. 125). Для Курильских и Японских островов этот угол определен приблизительно в 40°. Выявленная зона выходит непосредственно в глубинную океаническую впадину (рис. 125).

Полоса точек на рисунке, представляющих очаги глубокофокусных землетрясений, рассматривается как изображение некоторой зоны в теле литосферы, где происходит какое-то движение, сопровождающееся срывом. Это позволило А. Н. Заварицкому высказать предположение, что очаги глубокофокусных землетрясений располагаются вдоль линии глубинного разлома, движение по которому (как высчитано) обнаруживает огромную мощность процесса. Можно говорить или о надвигании материка на океаническое дно, или о поддвигании дна океана под материк, что рассматривается как более вероятное направление движений.

В связи с указанными фактами стоят и явления вулканизма. А. Н. Заварицкий отметил, что ряды вулканов располагаются над глубинными разломами, причем расстояние по вертикали от вулкана до поверхности предполагаемого разлома составляет 100—150 *км*.

Островные дуги, к которым приурочены вулканы, рассматриваются как геоантиклинали, растущие и в настоящее время. Они испытывают интенсивные сводообразные поднятия, а прилегающие к ним участки — интенсивные опускания. Интересно отметить, что океаническим впадинам соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести, поднятиям — положительные аномалии. П. Н. Кропоткин (1950_2) связывает эту закономерность с положением земной коры по отношению к уровню изостатического равновесия. Прогибы лежат ниже уровня изостатического равновесия, поднятия — выше.

Таким образом, океанические желоба рассматриваются как области очень интенсивных новейших и современных тектонических движений земной коры. Они обусловлены глубинными разломами, тесно связаны с островными дугами, изостатическими аномалиями силы тяжести, глубокофокусными землетрясениями и современным вулканизмом. Многие геологи (Г. Б. Удинцев, 1960 и др.) рассматривают их как современные геосинклинали, находящиеся в стадии активного тектонического развития (по терминологии Кея, 1955 г.— паралиагеосинклинали).

Для морфологии рассматриваемой области характерно также сложное строение горных сооружений. Как правило, они состоят из двух параллельных горных хребтов, пересекающихся своими окончаниями с хребтами смежных систем и образующих в местах пересечения мощные узлы, такие, как подводная возвышенность Ямато в Японском море (Зенкевич, 1959), остров Хоккайдо, северная часть Камчатки (Канаев, Удинцев, 1960). При этом в пределах горных сооружений островных дуг отмечается несколько структурных систем, различных по своему возрасту и простираниям. Эти же авторы указывают, что пересекающиеся своими концами сегменты островных дуг местами проникают в пределы материковой отмели, где сопряженные с ними тектонические депрессии типа передовых прогибов развиты уже на поверхности затопленных окраин материка (котловина северной части Охотского моря, Удинцев, 1955).

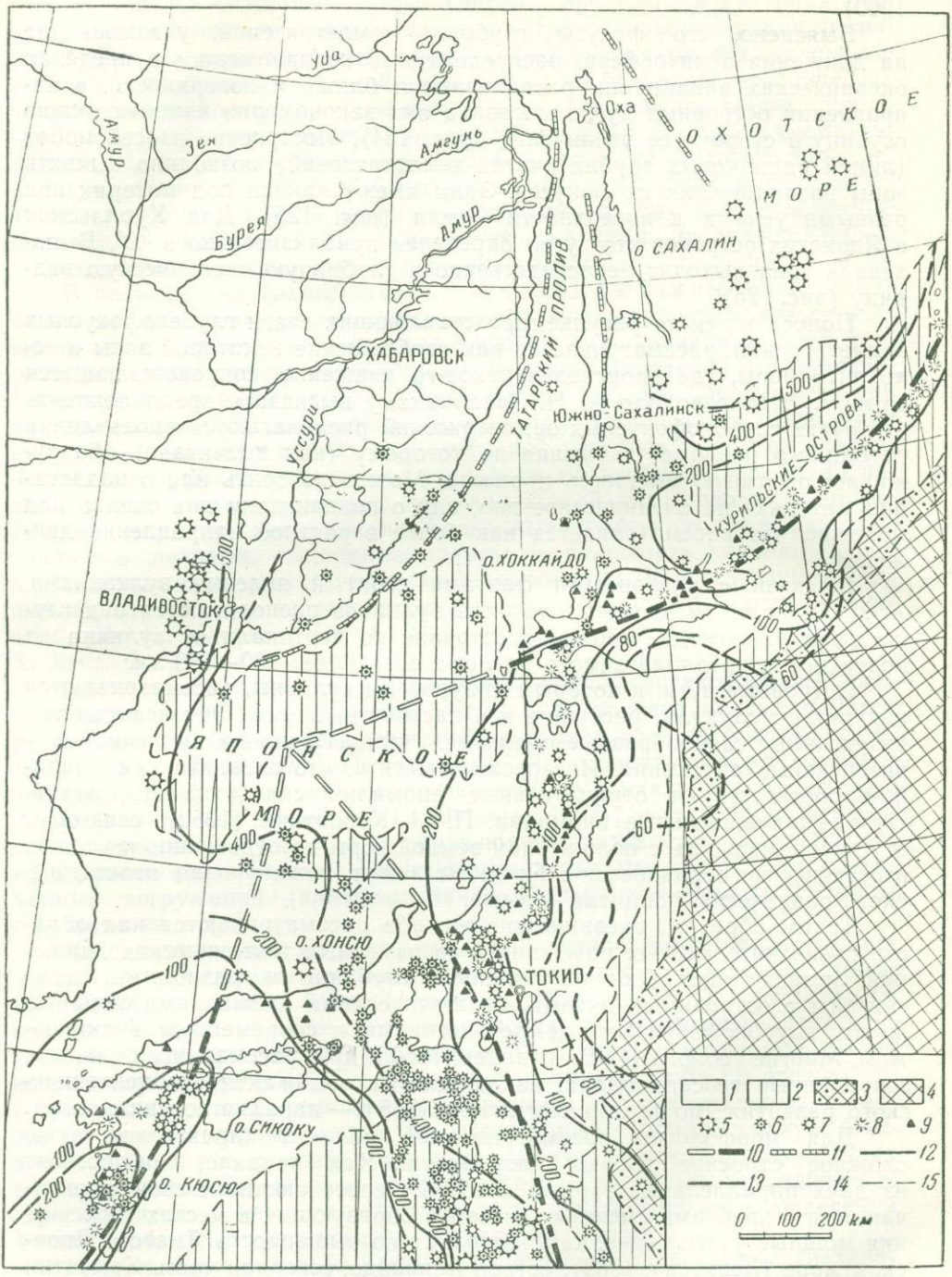


Рис. 124. Строение коры, глубокофокусные землетрясения и вулканизм в пределах Сахалино-Японской островной дуги (по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу, 1960)

1 — области с корой континентального типа; *2* — глубоководные впадины с корой океанического или промежуточного типа; *3* — глубоководные рвы (зоны наибольшего растяжения и утонения коры); *4* — ложе Тихого океана с корой океанического типа; *5—7* — эпицентры глубокофокусных землетрясений с глубинами очагов: *5* — более 400 *км*, *6* — от 400 до 200 *км* и *7* — менее 200 *км*; *8* — действующие вулканы; *9* — потухшие вулканы; *10* — молодые глубинные разломы, вдоль которых возникли дуги второго типа; *11* — прочие глубинные разломы; *12* и *13* — сейсмические изобаты в километрах (для глубокофокусных землетрясений); *14* — граница глубоководных впадин (по изобате 3 тыс. *м*); *15* — граница глубоководных рвов

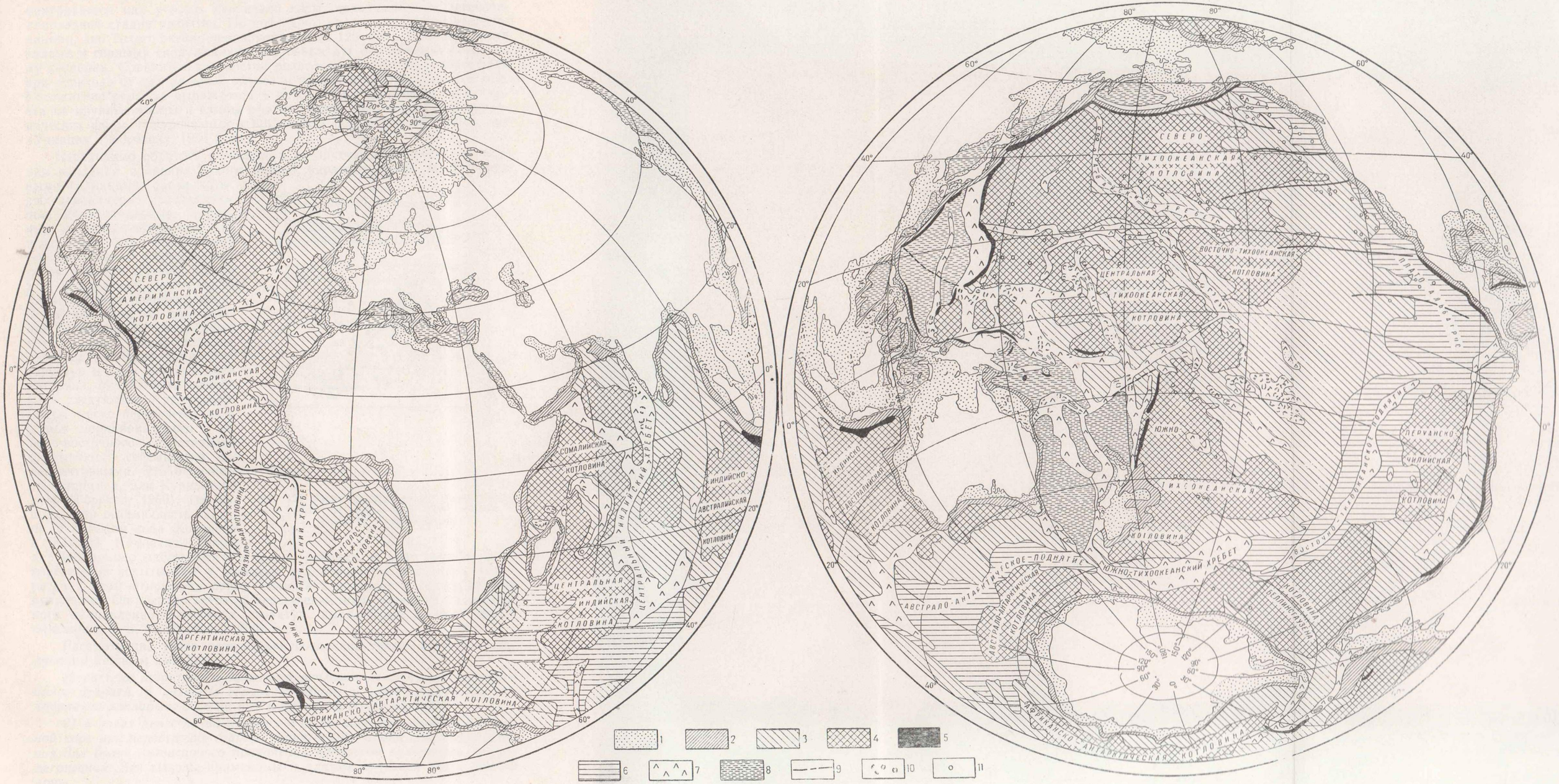


Рис. 126. Рельеф дна океанов

1 — шельф, *2* — материковый склон, *3* — склоны котловин, *4* — океанические котловины, *5* — глубоководные желоба, *6* — подводные поднятия, *7* — валы и хребты; *8* — котловины окраинных морей, *9* — крупные разломы, *10* — атоллы, *11* — гайоты

Ложе Тихого океана по существующим представлениям рассматривается как участок первичной коры, находящейся в догеосинклинальной стадии развития. По последним океанологическим исследованиям, дно Тихого океана неоднородно (рис. 126 и 60). Океаническими валами и горными сооружениями островных дуг оно делится на систему котловин. Сравнительно простой рельеф дна котловин усложняется при переходе от центральных котловин океана к краевым котловинам. Усложнение рельефа выражается в интенсивном дроблении поверхности на крупные холмы и глыбы и в появлении многочисленных вулканических форм, приуроченных к внутренней периферии островных дуг (Удинцев, 1960; Dietz, 1954 и др.).

Необходимо обратить внимание и на другую особенность: изученная западная половина Тихого океана характеризуется прямолинейными границами, среди которых закономерно преобладающие меридиональные, широтные и северо-восточные направления. Эти ограничения тектонические и представляют собой зоны глубинных разломов. В пределах самого ложа Тихого океана преобладающими остаются те же направления глубинных структур, реже встречаются северо-западные простирания. Комбинация этих структур и дает крупные ячеи котловин. Может быть отмечена следующая закономерность: места пересечений разломов меридионального и северо-восточного простираний оказываются сейсмически более активными. Это отмечается, например, для Курильской дуги (Горячев, 1960), где повышенная сейсмичность связана с районом о-ва Хоккайдо и Южной Камчатки. Такую картину можно наблюдать и в других районах. В ряде случаев узлы пересечений испытывают и большую вулканическую активность. Интересен в этом отношении район Гавайских островов с действующими вулканами. Он располагается на пересечении широтного и северо-западного направлений глубинных структур, выраженных в виде валов, описанных Г. Б. Удинцевым (1960).

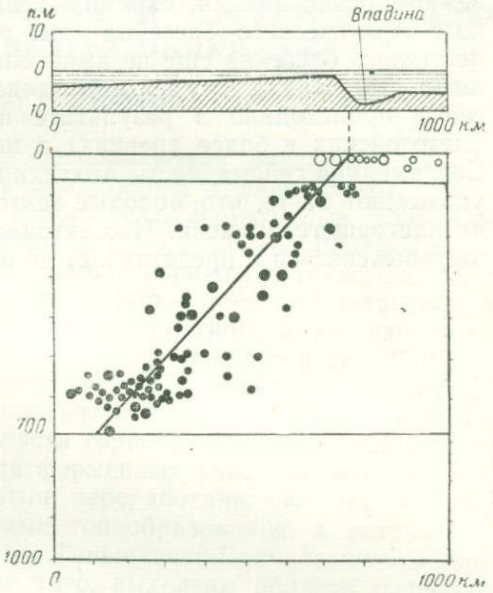


Рис. 125. Расположение очагов землетрясений в районе островных дуг Тихого океана (по Е. Ф. Саваренскому)

Рассмотрение узлов пересечений позволяет также прийти к следующим важным выводам:

1) система широтных и долготных разломов земной коры является более древней, а разломы северо-западного и северо-восточного направлений накладываются на них и являются более молодыми;

2) в узлах пересечений древних и более молодых разломов в земной коре при перестройке старого структурного плана создаются условия для более интенсивного проявления процессов вулканизма и землетрясений. Эти выводы применимы и для материковой части земной коры.

Говоря о сейсмичности, следует напомнить, что с эпицентрами землетрясений, расположенными в Тихом океане и Японском море, свя-

зано быстрое смещение участков дна океана и возникновение цунами (сейсмические морские волны), которые на побережье Камчатки и Курильских островов достигают высоты 20 *м* и приносят значительные разрушения береговым сооружениям и поселкам.

Многочисленные факты (гайоты, растущие рифы на островах, большая мощность коралловых построек, в некоторых случаях наличие грубых осадков в глубоких частях морей, погруженные подводные хребты со следами субаэральной денудации и др.) показывают также, что дно мирового океана не является тектонически мертвым. Оно испытывает неравномерные преобладающие погружения, усилившиеся в неоген-антропогеновое время.

В других случаях есть основания предполагать глыбовые опускания отдельных участков земной коры разного масштаба. Таковы опускания, приведшие к формированию современного рельефа срединноморских впадин, окраинных дальневосточных морей и центрального Арктического бассейна (см. рис. 126). Действительная история полярного бассейна еще не выяснена, однако имеющиеся факты позволяют утверждать, что формирование современного рельефа этого бассейна происходило в результате погружения разнородных структур (мезозойских и более древних) в неогеновое и антропогеновое время. Современная сейсмичность Арктики и признаки подводного вулканизма указывают на то, что молодые тектонические движения продолжаются до настоящего времени. Неотектоника океанического дна только начинает выясняться и представляет далеко не решенную задачу.

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

СВОДКА ДАННЫХ ПО НОВЕЙШИМ СТРУКТУРНЫМ ФОРМАМ В СХЕМЕ НЕОТЕКТОНИКИ СССР

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ СХЕМЫ

Подводя итоги краткому региональному описанию неотектоники СССР, можно все сказанное представить в виде схемы (рис. 129). На ней условными знаками изображены структурные формы разных порядков, которые были описаны для материковых платформ, и показаны их соотношения. На схеме нашли отражение также другие структурные формы, упомянутые в тексте. Это — древние платформы, щиты, плиты, массивы, синеклизы, впадины и прогибы, антеклизы, поднятия, «кряжи», обращенные формы синеклиз и антеклиз и др. Области горообразования (орогенные) и современных геосинклиналей даны в группировке, подчеркивающей геологический ряд развития структурных форм. На схеме показаны области горообразования, которые возникли на ранее сформированных платформенных участках земной коры. Такие платформенные области были переработаны местами слабыми, местами интенсивными процессами горообразования, в результате чего возникли горы платформенного, Тяньшанско-Байкальского и Верхоянско-Колымского типов. Кроме того, выделены области горообразования, возникшие на участках земной коры, ранее представлявших собой геосинклинальные области. Некоторые исследователи рассматривают их как геосинклинальные области в конечный этап своего развития, когда разрастание геоантиклиналей захватило геосинклинали и вовлекло их в общие преобладающие поднятия. Отдельные участки этой области, как Черное море и другие, еще продолжают геосинклинальное развитие. В результате такого направления процесса возникли глубокие впадины внутренних морей и высокие горы Карпатско-Кавказского типа.

Генетически очень близко к такому развитию стоит часть новейшей геосинклинальной области: Коряцкий хребет, Камчатка и Сахалин. Структурно они теснейшим образом связаны со всей геосинклинальной областью, обрамляющей с востока Азиатский материк. Вместе с тем по стадии развития они приближаются к альпийской геосинклинальной области Юга СССР, где также в настоящее время преобладают поднятия, однако не столь значительные, как в первом районе. Здесь еще продолжает интенсивно проявляться современный вулканизм, который прекратился в первом районе. В данном случае могут быть отмечены совершенно определенные черты сходства и отличия, позволяющие говорить, что упомянутые участки (Коряцкий хребет, Камчатка, Сахалин) по стадии развития геосинклинальной области представляют промежуточные образования между типичной геосинклинальной областью, испытывающей преобладающие нисходящие движения, представленной

островными дугами и обрамляющими их участками дна морей и океанов, и альпийской геосинклинальной областью Юга СССР, находящейся в стадии «замыкания» и превратившейся в «складчатую зону».

Таким образом, область интенсивного горообразования на месте альпийской складчатой зоны Юга СССР по истории развития, по интенсивности движения, по их направленности и направленности орогенного процесса в целом представляет промежуточную область между областями материкового горообразования и типично геосинклинальными областями (рис. 127, 128).

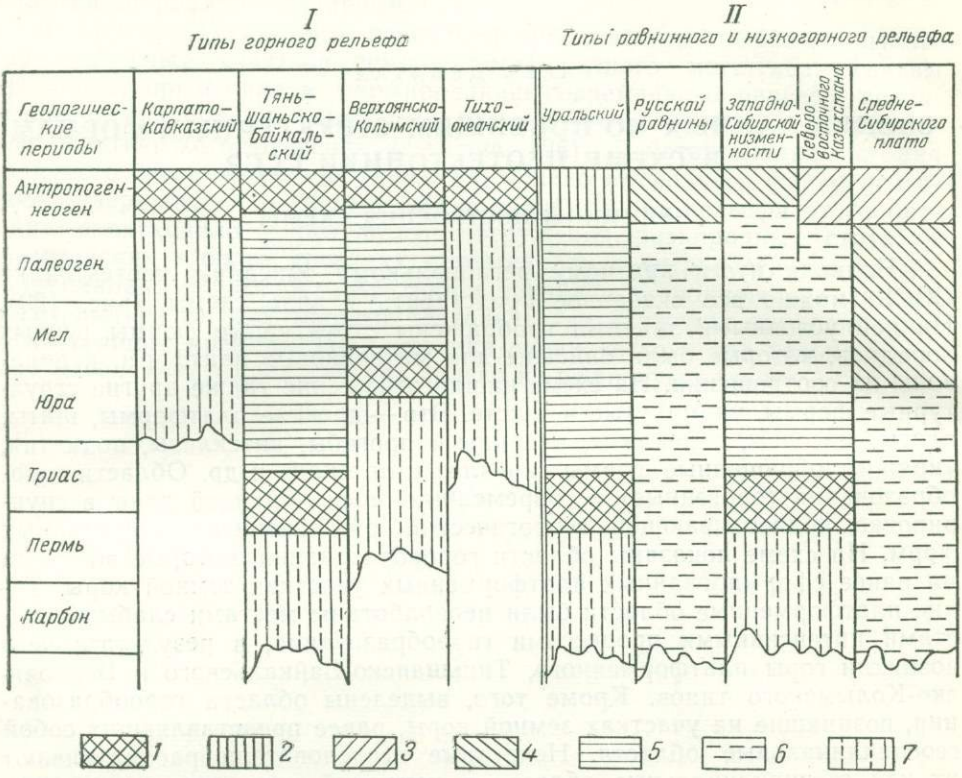


Рис. 127. Историко-геологический график развития рельефа областей интенсивного (I) и слабого (II) проявления неотектоники

1 — формирование горного рельефа и глубоких впадин (интенсивные дифферецированные движения); *2* — образование низкогорного рельефа (слабые дифференцированные движения); *3* — образование высоко поднятых, слабо расчлененных плато (слабо дифференцированные движения с преобладанием слабых поднятий); *4* — формирование равнинного рельефа (слабые дифференцированные движения с преобладанием слабых поднятий); *5* — выравнивание рельефа (слабые дифференцированные движения); *6* — платформенный режим с проявлением общих колебательных движений (участки платформы с разной геологической историей испытывают движения разной интенсивности); *7* — геосинклинальный режим с проявлением интенсивных дифференцированных движений и формированием глубоких впадин и высоких возвышенностей (островное море)

Предлагаемая новая схема неотектоники СССР является дальнейшим развитием представлений автора. Основанием для такой детализации структурного расчленения послужили: многочисленные работы по неотектонике СССР, обобщения по отдельным крупным районам (Украина, Арктика, Средняя Азия и др.), сделанные в последнее время группами различных авторов, а также Карта неотектоники СССР масштаба 1:5 000 000. Предлагаемую схему неотектоники СССР следует рассматривать как толкование указанной карты в понимании ее автором (см. рис. 129).

На схеме выделены крупные геоструктурные зоны: материковые платформы, орогенные области (области горообразования), области

современных геосинклиналей и области океанического дна. В их пределах римскими цифрами и буквенными индексами показываются структурные формы первого порядка. Автор в большинстве случаев использовал уже ранее предлагавшиеся разными исследователями названия структур. Однако наименование некоторых структурных форм предлагается впервые.

В пределах материковых платформ выделяются следующие крупные структурные формы: *Евразиатская платформа,* объеди-

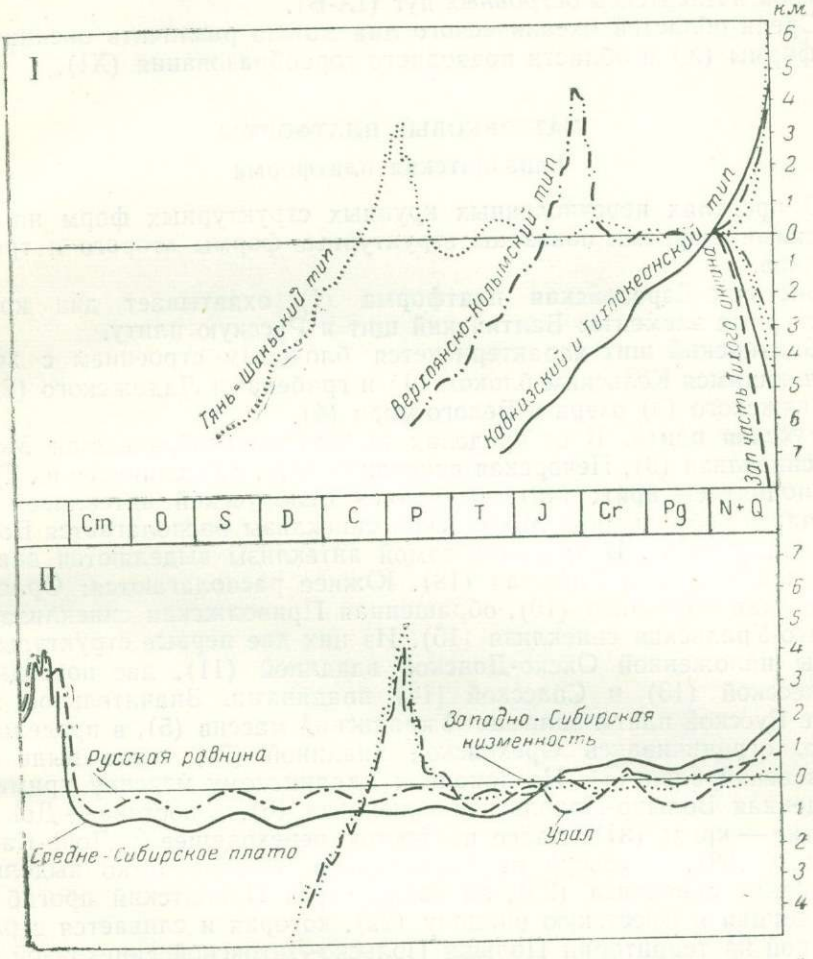


Рис. 128. Условные графики направления развития рельефа областей интенсивного (I) и слабого (II) проявления неотектоники

няющая Восточно-Европейскую платформу (I), Сибирскую платформу (II), Западно-Сибирскую плиту (III), Туранскую плиту (IV) и Скифскую плиту (V); *Колымско-Индигирская платформа,* только частично охватывающая север Сибири и, главным образом, распространяющаяся на территории шельфа Восточно-Сибирского моря. В пределах современного материка она представлена Колымско-Индигирской плитой (VI); *Зейско-Амурская платформа,* частично заходящая на территорию СССР на юге Сибири и представленная Зейско-Амурской плитой (VII). Дополнительно на схеме выделены *щиты:* Балтийский (Бт) и Казахский (Кз).

В пределах орогенных областей — областей горообразования — (VIII) выделяются подобласти: 1) слабого проявления орогенных движений на платформах разного возраста — *Уральско-Енисейско-*

го типа (VIII-А); 2) интенсивного проявления орогенных движений: в зонах докембрийской и палеозойской складчатости — *Тяньшаньского* (VIII-Б), *Алтайского* (VIII-В), *Забайкальского* (VIII-Г) типов, в зонах мезозойской складчатости — *Верхоянско-Сихотэалиньского* (VIII-Д) типа; в зоне альпийской складчатости Юга СССР — *Кавказско-Памирского* (VIII-Е) типа.

В области современных геосинклиналей (IX) выделяются *Коряцко-Камчатская* и *Сахалинская* зона (IX-А) и зона *Курильской* и *Алеутской островных* дуг (IX-Б).

Среди областей океанического дна можно различить океанические платформы (X) и области подводного горообразования (XI).

МАТЕРИКОВЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Евразиатская платформа

В пределах перечисленных крупных структурных форм на карте арабскими цифрами показаны структурные формы второго и третьего порядков.

Восточно-Европейская платформа (I) охватывает два крупных структурных элемента: Балтийский щит и Русскую плиту.

Балтийский щит характеризуется блоковым строением с хорошо выделяющимся Кольским блоком (1) и грабенами Ладожского (2) озера, Онежского (3) озера и Белого моря (4).

Русская плита. В ее пределах выделяются: обращенная Московская синеклиза (9), Печорская синеклиза (41), разделяющее их Тиманское поднятие — кряж (40). Отделяясь Белорусской антеклизой (16), к западу от обращенной Московской синеклизы располагается Балтийская впадина (21). В пределах самой антеклизы выделяются впадины Ильменская (17) и Минская (18). Южнее располагаются: Орловско-Павловская антеклиза (10), обращенная Приволжская синеклиза (12) и Волго-Уральская синеклиза (15). Из них две первые структуры разделены наложенной Окско-Донской впадиной (11), две последние — Мелекесской (13) и Спасской (14) впадинами. Значительное место на юге Русской плиты занимает Украинский массив (5), в пределах которого, ограничиваясь Ореховской впадиной (7), четко выделяется Приазовский блок (8). На западе к Украинскому массиву примыкает обращенная Волыно-Подольская синеклиза (6), с востока — Донецкое поднятие — кряж (31), далее на восток переходящее в Доно-Каспийский вал (32). К северу от Украинского массива четко выделяется Украинская синеклиза (23), на запад через Припятский прогиб (19) переходящая в Брестскую впадину (22), которая и сливается с расположенной на территории Польши Польско-Литовской синеклизой (20). Главнейшим неотектоническим структурным элементом юго-востока Русской плиты является наложенная Прикаспийская синеклиза (35), переходящая на востоке в обращенную Прикаспийскую синеклизу (39). В пределах первой четко выделяется Богдо-Чапчачинский вал (36), отделяющий Камыш-Самарскую впадину (38) от Ахтубинской впадины (37) и Астраханского прогиба (34). Продолжением последнего на северо-запад является Зимовниковско-Яшкульский прогиб (33).

Скифская плита (V). С юга к Русской плите непосредственно примыкает Скифская. В ее пределах выделяются: Причерноморская впадина (24)* Тарханкутское поднятие (25), Альминская впадина (26); в восточной части плиты располагаются Ейско-Сальская (28) и Прикумская (29) впадины, разделенные Ставропольским поднятием (27) и Манычским прогибом (30).

---

* В настоящее время в пределах Причерноморской впадины выделяют Преддобруджинскую, Каркинитскую и Сивашскую впадины.

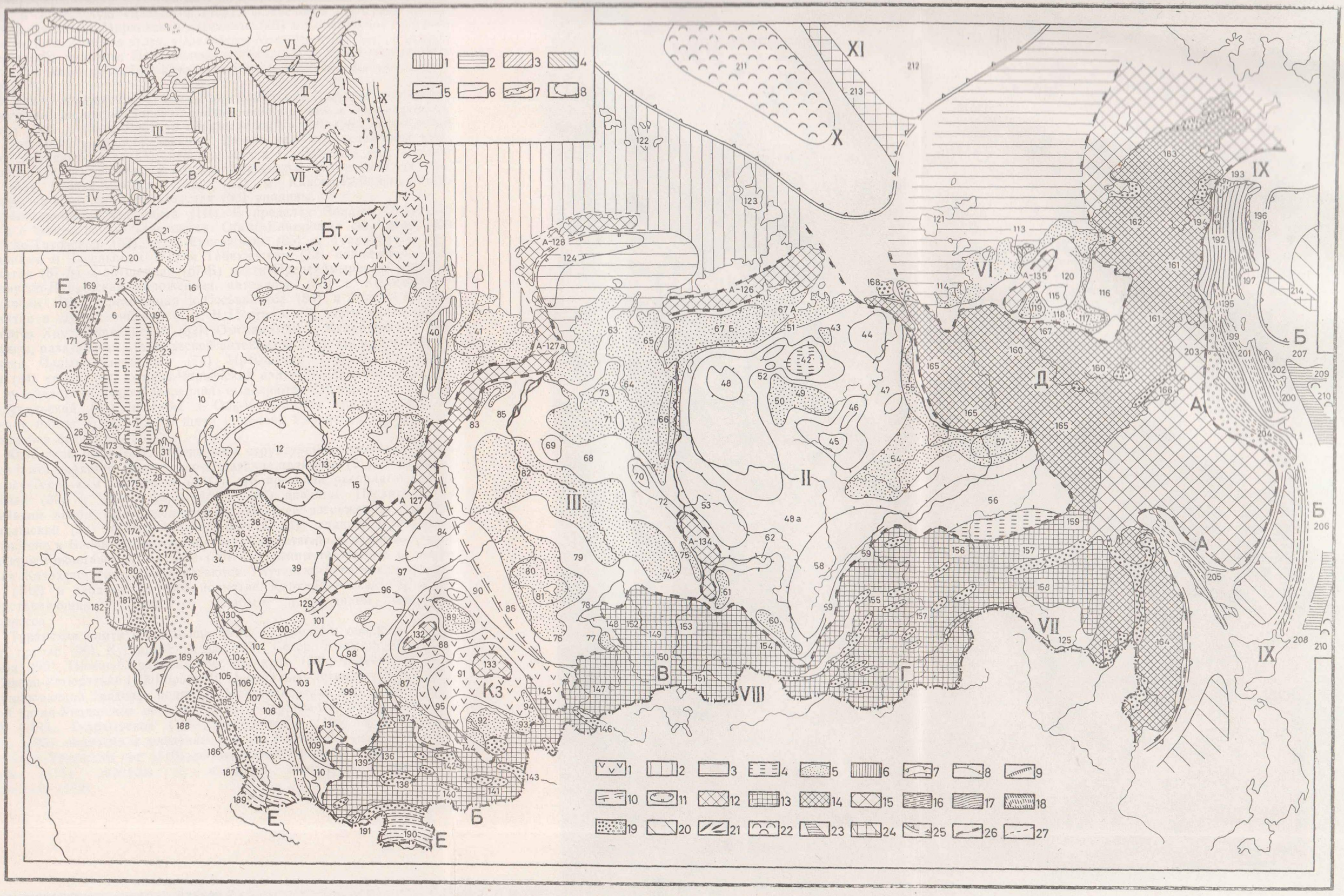


Рис. 129. Схема неотектоники СССР

Условные обозначения для врезки:

1 — древние платформы и щиты; *2* — плиты молодых платформ; *3* — области горообразования; *4* — области современных геосинклиналей; *5* — граница между геоструктурными областями; *6* — граница между структурными формами материковых платформ; *7* — океаническая глубоководная впадина; *8* — океанические платформы. Римские цифры и буквы показывают отдельные крупные структурные элементы: *I* — Восточно-Европейская платформа; *II*—Сибирская платформа; *III* Западно-Сибирская плита; *IV* — Туранская плита; *V* — Скифская плита; *VI* — Колымско-Индигирская плита; *VII* — Зейско-Амурская плита.

Условные обозначения для схемы:

Материковая платформа: *1* — щиты: Балтийский (Бт), Казахский (Кз); *2* —предполагаемое распространение древних платформ в пределах континентальной отмели Северного Ледовитого океана; *3* — то же, в отношении плит; *4* — массивы: Украинский (5), Анабарский (42), Алданский (56); *5* — впадины и прогибы с накоплением неоген-антропогеновых отложений значительных мощностей; *6* — поднятия: Донецкое (31), Тиманское (40); *7* — границы синеклиз, обращенных антеклиз и впадин; *8* — границы антеклиз, обращенных синеклиз и поднятий; *9* — флексуры; *10* — внутриконтинентальная флексура, предполагаемая; *11* — прогибы в пределах континентальной отмели.Орогенные области (VIII), развитые на платформенных участках: *12* — области слабого проявления орогенных процессов; уральско-енисейского типа (А); *13* — области интенсивного проявления орогенных процессов в зоне мезозойской складчатости, верхоянско-сихотэалинского (Д) типа; *15* — предполагаемое распространение тех же областей в пределах континентальной отмели Охотского, Баренцева и Восточно-Сибирского морей. Орогенные области, развитые на геосинклинальных участках; *16* — области интенсивного проявления орогенных процессов в зоне альпийской складчатости Юга СССР, кавказско-памирский тип (Е). Современные геосинклинали (IX) на разных стадиях развития: *17* — геоантиклинальные зоны; *18* — геосинклинальные зоны: Коряцко-Камчатский и Сахалинский участки (А), вовлеченные в поднятия, Курильская и Алеутская островные дуги на стадии более раннего геосинклинального развития (Б); *19* — предгорные, краевые и межгорные впадины и прогибы (кружки — предполагаемое распространение); *20* — глубокие морские впадины с геофизическим строением дна, переходным от материкового к океаническому; *21* — простирание складок, выраженных в рельефе морского дна. Океанические области (X—XI): *22* — ложе океана с океаническим строением морского дна, океанические платформы (X); *23* — глубоководные океанические впадины; *24* — подводные хребты, области подводного горообразования (XI); *25* — континентальные флексуры. Прочие обозначения: *26* — границы между геоструктурными областями; *27* — разломы. Арабские цифры на карте объяснены в тексте

Сибирская платформа (II). Главнейшими структурными формами северной части Сибирской платформы являются: Анабарский массив (42), обращенная Путоранско-Тунгусская синеклиза (48), переходящая в Тунгусскую синеклизу (48а), Оленекское блоковое поднятие (44), Вилюйско-Мархокская антеклиза (45) и Синегирское сводовое поднятие (46). Помимо этого, выделяются Муруктинская (50) и Аганылийская (49) впадины, Попигайский грабен (43) и более мелкие поднятия: Гулинское (51), Бар-Юрякское (52) и Мунское сводовое поднятие (47).

На юге Сибирской платформы выявляются следующие главнейшие структурные формы: Алданский массив, переходящий в Алданскую антеклизу (56), Ангаро-Ленский обращенный прогиб (58), отделенный с юга от области горообразования Предбайкальской депрессией (59), Вилюйская синеклиза (54), переходящая в Приленский (55) и Усть-Алданский (57) прогибы, а также обращенный Приенисейский прогиб (53), Нижне-Ангарский вал (62) и Канско-Рыбинско-Усольская (61) и Иркутско-Черемховская (60) впадины.

Западно-Сибирская плита (III). В пределах Западно-Сибирской плиты с севера на юг выделяются: Обско-Енисейская синеклиза (63) с Обско-Тазовской (64), Усть-Енисейской (65) и Туруханской (66) впадинами и Часельским (71) и Табехинским (73) поднятиями; приподнятая (67-А) и опущенная (67-Б) части Предтаймырского прогиба; Кондинско-Дубчесская наложенная антеклиза (68) с Кызымовским поднятием (69), переходящая в Сосьвинское (85) и Ротовское (70) поднятия и Дубчесский вал (72). В Центральной части плиты располагаются Ханты-Мансийская (82), Омская (80) и Кулундинская (81) впадины, разделенные Васюганской антеклизой (79). На юге плиты находятся Чулымо-Енисейская (74), Иртышская (76) и Притобольская (84) синеклизы, Камень-Чарышский вал (78). Наконец, на границах с областями горообразования выделяются Приенисейский (75), Предуральский (83) прогибы и Обь-Чумышская впадина (77). На границе плиты и Казахского щита намечена Каройская внутриконтинентальная флексура (86).

Казахский щит (Кз). Главнейшим структурным элементом Казахского щита является Центрально-Казахское поднятие (91). Разделяясь Сарысу-Тенизским поднятием (88) в его пределах располагаются Тенизская (89) и Чуйско-Сарысуйская (87) впадины. Последняя Чу-Илийским валом (95) отделяется от областей погружения: Западно-Балхашской (92) и Восточно-Балхашской (93) впадин, переходящих на востоке в Баканасский прогиб (94). Существенным элементом щита является Кокчетавское поднятие (90). Напомним также, что на территории Казахского щита располагаются Улутавско-Аргантинское поднятие (132) и сводово-глыбовое поднятие Каркаралинских гор (133), представляющих участки со слабым проявлением орогенных процессов.

Туранская плита (IV). Выше были выделены и описаны: Тургайский прогиб (96), Кустанайский вал (97), Северо-Кызылкумская синеклиза (99), Нижне-Сырдарьинское поднятие (98), Челкарский (101) и Северо-Устюртский (100) прогибы, Центрально-Устюртский вал (102), продолжающий сводовое поднятие Мангышлакских гор (130), Нукусско-Султан-Уиздагское поднятие (103), Карагие-Саракамышский прогиб (104); Туаркырское (105), Карашорское (106) и Сернозаводское (108) поднятия с разделяющим их Узбойским прогибом (107); Чарджоу-Ургенский вал (110), разделяющий Бухарскую (109) и Унгузскую (111) впадины и, наконец, обширная Каракумская синеклиза (112).

Колымско-Индигирская платформа

Колымско-Индигирская плита (IV). В ее пределах выделяются Приморская синеклиза (113) и Омолейская впадина (114); Алазейское (115) и Юкагирское (116) поднятия, разделенные Нижне-Колымским прогибом (120), Зырянской (117) и Абыйской (119) впадинами, соединяющимися Ожогинским прогибом (118).

Шельфовая часть Ледовитого океана изучена недостаточно. Она состоит главным образом из сливающихся участков вышеописанных плит: Русской, Западно-Сибирской и Колымско-Индигирской. В их пределах выделяются блоковые поднятия: Новосибирских островов (121), Земля Франца Иосифа (122) и Северно-Сибирских островов (123). Четко выделяется Приновоземельский прогиб (124).

Зейско-Амурская платформа

Зейско-Амурская плита (VII) только небольшим участком заходит на территорию СССР. В ее пределах выделена Зейская синеклиза (125).

ОРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Орогенные области (VIII) по интенсивности и контрастности движений, различному проявлению орогенных движений и характеру образующихся структурных форм делятся на ряд типов.

Уральско-Енисейский тип (А) характеризуется *сводовыми* и *сводово-глыбовыми поднятиями.* К ним относятся сводово-глыбовые поднятия нагорья Бырранга (126), Уральских гор (127), Полярного Урала (127-а), Новой Земли (128), Каркаралинских гор (133), Енисейского кряжа (134), Полоусно-Улахансиских гор (135), сводовые поднятия Кульджуктау-Тамдытаусских гор (131), Мангышлакских гор (130), Улутавско-Аргантинских гор (132), а также Чашкакульское поднятие (129).

Тяньшаньский тип (Б), представляющий *сводово-глыбовые сильно дифференцированные поднятия.* К ним относятся горы Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и др. (136); горстовые поднятия хребта Каратау (137), Чу-Илийских гор (144), Чингизско-Тарбагатайских гор (145) и впадины: Ферганская (138), Приташкентская (139), Нарынская (140), Иссык-Кульская (141), Чуйская (142), Или-Кульджинская (143), Зайсанская (146) и др.

Алтайский тип (В), отличающийся *сводово-глыбовыми слабо контрастными поднятиями,* увеличивающимися на восток: это — горы Алтая и Калбы (147), Салаирского хребта (148), Кузнецкого Алатау (149), Западного Саяна (150), Танну-Ола (151), а также впадины Кузнецкого бассейна (152) и Минусинские (153).

Забайкальский тип (Г), характеризующийся *сводово-глыбовыми* и *глыбовыми значительно контрастными поднятиями.* К этому типу относятся горы Восточного Саяна (154), Байкальской складчатой зоны (155), переработанного Алданского щита (156), Яблоново-Станового хребта (157), Тукурингра-Буреинского хребтов (158), Джугджур (159) с многочисленными впадинами: Байкальской, Баргузинской, Чарской, Муйской, Каларской, Тункинской, Торской, Верхне-Ангарской, Ципинской и др.

Верхоянско-Сихотэалиньский тип (Д), которому свойственны а) *сводово-глыбовые, глыбовые слабо контрастные поднятия* хребтов: Черского и Тас-Кыстобат (160), Гыданского (161), Северного и Южного Анюйских (162), Анадырского (163), Сихотэ-Алиньского и восточной части Большого Хинганского (164) и б) *поднятия, но более кон-*

трастные, местами сильно контрастные: Верхоянский хребет (165), Северное побережье Охотского моря (166), Мамский хребет (167) и ряд впадин: тектонически нарушенная дельта р. Лены (168), Челомджа-Ямская, Колючинская, Эльгено-Буюндинская, Балыгачано-Сугайская и др.

Кавказско-Памирский тип (Е), отличающийся *сводовыми, сводово-складчатыми и сводово-глыбовыми сильно контрастными поднятиями,* к которым относятся сводовое поднятие Крымское (172), сводово-глыбовые поднятия Памира (190), Малого Кавказа (181) и Большого Кавказа (174), поднятия Терско-Сунженского хребта (177) и Большебалханское (184); сводово-складчатые поднятия Восточно-Карпатское (169) и Копет-Дага (183) и впадины: Закарпатская (170), Индольская (173), вовлеченные в поднятие обращенные прогибы — Предкарпатский (171) и Предпамирский (191), краевые прогибы: Азово-Кубанский (175), Терско-Каспийский (176), Предкопетдагский, в котором различают: Казанджикскую (185), Ашхабадскую (186) и Каахкинскую (187) впадины. Кроме этого, в описываемой подобласти выделяются межгорные прогибы Араксинский (182), Закавказский, состоящий из впадин Рионской (178), Куринской (179) и Сурамского поперечного сводового поднятия (180); Прибалханская депрессия (189) и Закаспийская впадина (188).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Коряцко-Камчатская и Сахалинская зоны (А), характеризующиеся *чередованием геоантиклиналей и геосинклиналей, образующих сводово-глыбовые поднятия,* примыкающие к области горообразования. В нее входят: Коряцкое поднятие (192), геосинклинальные прогибы, вовлеченные в поднятия: Великореченский (193), Парапольский (195), Майно-Пыльчинский (196), Олюторский (197), Березовская впадина (194); Камчатское сводово-глыбовое поднятие (198), геоантиклинальные поднятия: Срединно-Камчатское (199), Восточно-Камчатское (202), Северо-Камчатское (203), Западно-Камчатское (204), переходящее в передовой прогиб на месте Охотского моря; сводово-глыбовое Сахалинское поднятие (205).

Зона островных дуг (Б), находящаяся *на более ранней стадии геосинклинального развития, испытывающая преимущественные погружения.* В нее входят глыбово-складчатые островные гряды Курильская (206) и Алеутская (207).

ОБЛАСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Области океанического дна мало изучены, среди них выделяются: океанические платформы и области подводного горообразования.

Океанические платформы (Х) характеризуются океаническим типом строения дна. К ним относятся ложе Тихого океана (210) и ложе Северного Ледовитого океана (211). Помимо этого, выделяются океанические впадины с наличием более мощного условного гранитного слоя (212).

Области подводного горообразования (IX), к ним относятся: хребет Ломоносова (213) и Олюторский подводный хребет (214).

Сопряжение описанных областей с другими геоструктурными областями происходит или через континентальные флексуры, выделенные на схеме и соответствующие континентальному склону, или в пределах области развития современных геосинклиналей через глубоководные желоба, среди которых на схеме выделены: Курило-Камчатский (208) и Алеутский (209).

Схема неотектоники СССР в целом прежде всего указывает на значительные отличия плана неотектоники от тектонического плана более древних этапов тектогенеза, выявляющихся на тектонической карте СССР (1957 г.). Проявление новейших тектонических движений, особенно в областях геосинклиналей и горообразования (орогенных), оказывало влияние на условия залегания горных пород и на деформацию ранее образованных структурных форм в предшествующие более древние этапы тектонического развития. Вместе с тем эти преобразования совершенно не нашли отражения на упомянутой тектонической карте СССР. Поэтому она дает ложную картину тектонического развития большинства древних складчатых зон и древних платформ, создавая неверное представление о прекращении тектонических движений, что уже ранее отмечалось разными исследователями (В. А. Обручев, И. П. Герасимов, Н. И. Николаев). На самом деле многие из перечисленных областей после байкальской, палеозойской и мезозойской складчатости, пережили интенсивные неотектонические движения, что на тектонической карте СССР не отражено. Большим недостатком этой карты является недоучет влияния новейших вертикальных движений и глыбового строения земной коры на современную структуру, которое на картах неотектоники выступает особенно рельефно. Необходимо сделать вывод, что игнорирование данных неотектоники на упомянутой тектонической карте СССР (и других тектонических картах и схемах) является крупным недостатком в методике построения этой карты, которая не отражает действительной истории развития структуры земной коры. Следует поставить вопрос о необходимости разработки методов выражения неотектонических деформаций на обзорных и частных тектонических картах и введения значительных корректив в их содержание.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДАННЫХ ПО НЕОТЕКТОНИКЕ СССР

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ ДАННЫХ НЕОТЕКТОНИКИ К РЕШЕНИЮ НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ

Рассмотрение особенностей проявления новейшей тектоники огромной территории позволило сделать ряд выводов, изложенных в предыдущих главах. Вместе с тем полученный материал дает возможность по-иному оценить некоторые теоретические проблемы геологии, в частности геотектоники и геоморфологии.

Автор в данной работе не сможет остановиться на всех вопросах, а те, которые будут рассмотрены, освещаются с неодинаковой подробностью, так как многие из них требуют привлечения дополнительного материала.

НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО УРОВНЯ

При решении вопроса о новейших движениях очень часто приходится принимать во внимание характер береговой линии. Территория СССР омывается водами двух океанов (Северного Ледовитого и Тихого, в состав которых входят восемь окраинных морей) и водами трех морей (Балтийского, Черного, Каспийского), расположенных в западной половине территории, поэтому решение вопросов неотектоники СССР невозможно без учета материалов по перемещению береговых линий. Существующие точки зрения относительно причин перемещения береговых линий различны. Одни связывают их с колебательными движениями суши, другие с эвстатическими колебаниями океанического уровня, третьи принимают во внимание оба фактора. Напомню, что эвстатическими движениями уровня Э. Зюсс называл его колебания, вызванные изменением емкости бассейна вследствие погружения дна океана или отложения на дне его осадков, сносимых с суши (Suess, т. II, 1888, стр. 680). Подробное рассмотрение этого вопроса привело Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1893), а позже и А. Пенка (1894, 1934) к выводу о необходимости выделения нескольких типов эвстатических колебаний уровня океана с различными количественными значениями. Были выделены гляциальные изменения уровня вследствие уменьшения количества воды в океанах при концентрации ее на континентах в ледниковые эпохи и возвращением при таянии материковых льдов в межледниковые эпохи. Именно с такими колебаниями многие исследователи связывают бореальные трансгрессии и ингрессии некоторых замкнутых водоемов, таких, как Каспийское море. Подсчитано, что совершенно ничтожное влияние на уровень океана оказывает перемещение продуктов выветривания с материков в океаны и прибавление ювенильной воды. Наконец, отмечается и последняя причина, влияющая

на уровень океанов и вызывающая изменение их емкости, — движения земной коры.

Работы К. К. Маркова, Г. И. Горецкого, В. Н. Сакса, Ю. Л. Рудовица и других советских ученых в области побережья Балтийского, Баренцева, Карского и других морей показали, что количественно степень участия гляциального эвстатического компонента в колебаниях уровня моря определить не удается.

Насколько трудно учитывать значение этого фактора при выявлении колебательных тектонических движений суши показывают вычисления повышения уровня мирового океана, которое должно было бы произойти в результате полного растаивания современных льдов. По данным различных авторов получаются расхождения в 2—3 раза (Дэли, 1934 г. и др.). Учесть же этот фактор в прошлом при невозможности более или менее точного определения мощности льдов, площади их распространения не представляется возможным. Расчеты, сделанные в этом отношении Дэли и другими авторами, выглядят крайне приблизительными.

Колебания уровня океана за счет гляциального эвстатического фактора можно фиксировать только в том случае, если сами ванны океанов и морей не будут изменяться под влиянием тектонических причин. В настоящее время доказана тесная связь рельефа океанического дна с тектоникой (Удинцев, 1960; Shepard, 1959), поэтому мы вправе предполагать, что тектонические движения могут проявляться и в пределах океанических и морских ванн. Если для Альпийской и Тихоокеанской складчатых зон на суше выявляются новейшие движения, суммарно оцениваемые несколькими километрами, то есть все основания считать, что в пределах океанических пространств, где прослеживаются эти зоны, указанные движения также проявлялись. Расчет, проделанный автором, показал, что эвстатические колебания уровня моря, связанные с тектоническим фактором, во много раз превышают колебания его, связанные с гляциальным фактором. Последний имеет относительно небольшое значение и количественно учесть его не представляется возможным.

Все сказанное позволило автору вслед за Б. Л. Личковым считать неверным мнение де Ламота, установившего шесть уровней террас на реках Изере, Мозель, Роне, Рейне, Луаре, Шере и на Алжирском побережье Африки (Lamothe, 1901, 1904); Депере, установившего сходные террасы на побережье Средиземного моря в Ницце; Севастоса, выявившего аналогичные террасы по Серету и Дунаю, и других исследователей, связывающих образование указанных средиземноморских террас с гляциальным эвстатическим фактором (Depéret, 1903; Depéret et Caziot, 1903; Sevastos, 1903—1906; Negris, 1908 и др.). Этой точки зрения придерживаются преимущественно французские геологи и геоморфологи, где взгляды Депере пользуются еще огромным влиянием. Об этом пишут А. Бланк (A. Blanc, 1935 и 1937 г.), Э. Бонифе и П. Мар (E. Bonifoy и P. Mars, 1959), П. Мар (P. Mars, 1957) и другие, уточнившие стратиграфию средиземноморских террас и величину колебаний морского уровня.

Указанные взгляды разделяют и некоторые советские исследователи.

Наиболее определенно по этому вопросу (в отношении Черного и Средиземного морей) высказались А. И. Москвитин (1937) и М. В. Муратов (1960_2). Установив совпадение важнейших этапов в развитии этих морей, М. В. Муратов считает, что причины, обусловившие эти этапы, были несомненно общими. Таковыми могли быть или эвстатические колебания уровня Мирового океана, тесно связанные с четвертичными оледенениями материков, или общие большие тектонические колебания земной коры, которым отдает предпочтение

большинство геологов, в том числе и М. В. Муратов в своих ранних работах. Позднее М. В. Муратов пишет: «Однако теперь, когда выясняется такое удивительное подобие истории развития Черного и Средиземного морей, отстаивать эту причину (тектонические колебания земной коры, — Н. Н.), как лежащую в основе наблюдаемых этапов их развития не представляется возможным. В этом случае следует допустить одновременное колебание земной коры всей Евразии и Африки, что вряд ли реально» (Муратов, 1960_2, стр. 121).

Между тем Б. Л. Личков, начиная с 20-х годов, отмечал удивительную равномерность поднятия Кавказа и пришел к выводу об единообразных поднятиях целых больших зон и «об отсутствии в этом процессе беспорядочности». Одновременно к такому же выводу пришел Д. Яранов (1961 г.), изучавший поверхности выравнивания и террасы Болгарии и прилегающих участков Средиземноморской зоны. Позже Б. Л. Личков распространил свой вывод на всю альпийскую зону Юга СССР. В многочисленных работах (Л. Кинг, Мещеряков, 1960; Личков, 1960; Николаев, 1955 и др.) было указано на определенное единство этапов формирования поверхностей выравнивания и террас в пределах не только отдельных континентов, но и разных материков, что в настоящее время связывается с планетарным характером определенных типов тектонических движений. Одновременные колебания земной коры на больших территориях в настоящее время — реальный факт. В этом можно было убедиться из материала 2-й части данной книги.

В геологии известно достаточное количество фактов, свидетельствующих о том, что однозначные тектонические движения, проявляющиеся одновременно на больших площадях, имеют место и не вызывают сомнений. Сошлемся в этом отношении на данные Д. В. Наливкина (1947) «Нижнекаменноугольная угленосная толща, сравнительно небольшая пачка песчано-глинистых пород мощностью от 15 до 70 *м*, прослежена в глубоких буровых скважинах на громадном расстоянии от Москвы до Урала. Теоретическое значение этой пачки заключается в том, что она свидетельствует об исключительно большой, необыкновенной быстроте некоторых геологических явлений. Весь громадный материк одновременно быстро поднимается выше уровня океана, становится сушей и затем также внезапно, также быстро снова опускается в море. Это один из случаев, который показывает, что крупнейшие геологические явления иногда происходят не в миллионы и сотни тысяч лет, как это мы обыкновенно считаем, а несравненно быстрее — в тысячи, а может быть и в сотни лет».

Поэтому изучение фактов по неотектоническому этапу развития, позволяющих делать аналогичные выводы, только подтверждает реальность указанных заключений и заставляет убедиться в необходимости и целесообразности применения метода актуализма в тектонике.

Добавлю также, что принимая точку зрения М. В. Муратова о невозможности проявления однородных тектонических колебаний на больших площадях, мы должны отрицать его вывод о подвижности земной коры вдоль континентальных флексур. Вместе с тем тектонические движения на больших площадях доказываются им же самим (Муратов, 1955, 1957). Такое отрицание вряд ли является правильным. И среди французских геологов и географов тоже имеются противники идей Депере. К ним относятся Г. Кастани и Ж. Буркар, упомянутые в статье М. В. Муратова. Ж. Буркар замечает: «отказ от анализа развития ландшафта неизбежно ведет к признанию неподвижности земной коры в течение всего четвертичного периода; для географа это означает отказ от самой основы их научных построений (J. Bourcart, 1955, Буркар, 1957). Сам Ж. Буркар выдвинул идею континентальных флексур. Он считает, что сложные тектонические движения, развивающиеся вдоль континентальных флексур, определяют смену трансгрессий и ре-

грессий, а также изменения ландшафта прилегающих участков материка и подводного рельефа (Bourcart, 1949).

При разработке рассматриваемого вопроса русскими учеными наиболее четкие формулировки о причинах колебаний уровней водоемов и анализ механизма этих колебаний были даны А. П. Павловым в конце прошлого столетия. При этом большое значение в геологической истории вообще и в хронологических рамках новейшего времени играют геократические движения уровня, обусловленные движениями коры. Как показал К. К. Марков (1948_2, 1951), они являются основными причинами, вызывающими изменения емкости впадин водоемов.

Следуя представлениям А. П. Павлова и давая им дальнейшую разработку, К. К. Марков делит колебания уровня океана на два типа: гидрократические и геократические. К первым он относит колебания, зависящие от изменения количества воды в океане или от изменения в распределении имеющейся массы воды в пределах площади самого Мирового океана вследствие изменения формы Земли; к геократическим относятся колебания, которые происходят под влиянием колебаний уровня твердой оболочки Земли, как реакция на эти колебания. Сравнительная оценка названных видов колебаний позволила К. К. Маркову прийти к следующим выводам:

1. Гидрократические изменения уровня, происходившие вне связи с колебаниями поверхности твердой земной оболочки, могут нам объяснить едва лишь $^1/_{10}$—$^1/_{15}$ размаха видимых следов изменений уровня океана (от +1000 до —2000 *м*), включая даже те, которые констатированы для антропогеновой истории Земли.

2. Геократические изменения уровня, т. е. изменения, вызванные колебательными движениями твердого океанического дна, или «отраженные колебания», или «колебания емкости» — являются наиболее мощными и способны дать океаническую волну, высотой в несколько сотен метров.

К. К. Марков считает маловероятной зависимость гидрократических колебаний от изменений формы земного эллипсоида и от положения земной оси. Новые исследования М. В. Стоваса (1959, 1961), Б. Л. Личкова (1960) и других заставляют считать указанную причину возможной, но количественное значение этого фактора остается неясным.

Как указывает М. В. Стовас, гидросфера, являясь более подвижной, чем литосфера, должна мгновенно реагировать на флюктуационный процесс затухания угловой скорости вращения Земли изменением своего среднего уровня, т. е. изменением поверхности геоида; сам же характер затухания угловой скорости вращения должен вызвать внутригодовые и вековые колебания уровня. Многолетние исследования сезонно-годового хода уровня для ряда станций Атлантического побережья показали, что минимум уровня наблюдается между январем и мартом и максимум — между августом и сентябрем. Для Тихоокеанского побережья отмечается аналогичная картина изменения уровня с минимумом в апреле и максимумом в сентябре. Напрашивается явная генетическая связь, пишет М. В. Стовас, экстремумов в сезонно-годовом ходе колебания угловой скорости вращения Земли с годовым колебанием уровня моря.

По имеющимся данным, которые приводятся М. В. Стовасом, в течение последних десятилетий в северном полушарии устанавливается общее повышение среднего уровня моря от экватора к полюсу, что регистрируется футштоками Западной Европы (Balnisch, 1954) и Северной Америки (Дебрах, 1954 г.).

Некоторые геологи с уверенностью отмечают, что изменение скорости вращения Земли оказывало влияние на морские трансгрессии и регрессии в геологическом прошлом. Последние связываются с тек-

тоническими движениями, которые в соответствии с указанным механизмом приводят к трансгрессиям в низких широтах и одновременным регрессиям в высоких широтах (Ли Сы-гуан, 1952; М. В. Стовас, 1959).

Не находят последователей среди геологов и высказанные Г. У. Линдбергом (1946, 1948, 1955) идеи о том, что в четвертичное время имели место «значительные по своей амплитуде вертикальные колебания уровня Мирового океана, сопровождаемые глубокими провалами отдельных участков территорий дна морей и океанов, причем эти колебания происходили с катастрофической быстротой».

Применение биогеографического метода на анализе огромного фактического материала позволило Г. У. Линдбергу (1955) прийти к следующим выводам:

1. Колебания уровня океана, о которых идет речь, происходили в недалеком прошлом и, во всяком случае, в пределах четвертичного времени.

2. Амплитуда этих колебаний достигала самое большее 380—480 *м* (от +180 до —200—300 *м*).

3. Эти колебания были неоднократны, наиболее крупные из них обусловили три фазы регрессий и три фазы трансгрессий, чередование которых определило своеобразный современный состав фаун типично пресноводных рыб в реках бассейна северной части Тихого океана, а также, по-видимому, и других бассейнов Мирового океана.

4. Изменения уровня океана, вызвавшие переход от одной фазы к другой, совершались исключительно быстро (катастрофически с точки зрения геологического времени), чем была обеспечена сохранность следов рельефа суши на дне моря и следов рельефа моря на поверхности суши.

5. Кратковременный период резкого изменения уровня океана сменялся относительно длительным периодом почти неизменяющегося уровня, продолжительность которого была вполне достаточной для возникновения эндемичных видов рыб в изолированных реках в фазе трансгрессий или для расселения рыб внутри единой и целостной речной системы в фазе регрессий.

6. Колебания уровня океана были как-то связаны с провалами значительных по площади участков земной коры; в результате этих провалов окончательно разрушилась целостность речных систем, которая нарушалась также и в результате трансгрессий, но в этих случаях только временно, до новой фазы регрессии.

7. Во время регрессий материковая отмель современных морей представляла собой сушу; во время трансгрессий воды океана не только покрывали побережья материков, но проникали далеко в глубь страны, заливая значительные пространства суши; современная эпоха представляет собой фазу высокого стояния уровня океана (фазу последней трансгрессии), когда водами океана залиты значительные пространства суши.

С нашей точки зрения гипотеза Г. У. Линдберга является маловероятной. Критические замечания, сделанные по ней К. К. Марковым, следует признать обоснованными. «Выдвигая совершенно правильную мысль о геогидрократической природе трансгрессий и регрессий Мирового океана, Г. У. Линдберг вынужден, хотя и не по своей вине, сделать крайне проблематические предположения о причинах трансгрессий и регрессий; историческая геология, которая в большей степени является наукой о трансгрессиях и регрессиях океана, очень мало дала для объяснений причин колебания уровня океана. Конечно, логически можно предполагать, следуя за автором книги, что в четвертичное время происходили усиленные выделения водяного пара из магмы в океан и в атмосферу, что эти выделения вызвали колебания уровня Мирового океана, амплитудой в 400—500 *м*, за геологически короткий

отрезок времени. Но ведь это предположение, само требующее доказательств, а не объяснение научными фактами... Я думаю, что автор в лучшем случае оправдывает отсутствие следов его высокой трансгрессии, но не доказывает ее». (Рецензия в Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 90, в. 2, 1958, стр. 192—195).

Кроме этой сложной проблемы, возникает и еще одна, решение которой отражается и на рассматриваемом вопросе. Это — проблема изменения или постоянства воды на Земле. Существует три различные точки зрения. Одни исследователи считают, что объем воды на протяжении истории Земли последовательно уменьшался (Левинсон-Лессинг, 1902; Марков, 1948_2, 1951). Другие исследователи полагают, что объем воды был более или менее неизменным. Эту точку зрения доказывает В. И. Вернадский (1933 г., 1936 и др.). На предположении об неизменности уровня океана и массы воды на Земле основаны все выводы современной исторической геологии (Страхов, 1948). Наконец, третья группа ученых склонна принять идею увеличения объема воды (A. Penck, 1933 г.; W. Rubey, 1951; Белоусов, 1954, 1960; Ронов, 1959; Линдберг, 1955; Тихомиров, 1960, Николаев, 1955).

Как доказано многочисленными наблюдениями и расчетами вода занимает важное место среди продуктов вулканизма. Содержание ее в гранитной магме составляет по весу 7—8%. Несомненно, что выход на поверхность ювенильных вод при магматических излияниях и посредством термальных источников происходит систематически. Вода выделяется при кристаллизации гранитного слоя Земли. Было подсчитано, что если интенсивность выхода ювенильных вод в течение геологического прошлого была такой же, как и теперь, то пополнение гидросферы новыми порциями воды было вполне достаточным, чтобы с избытком наполнить современные моря. Некоторые исследователи высказывают предположение, что выделение ювенильных вод идет неравномерно и компенсирует емкость вновь возникающих океанических впадин (Белоусов, 1960).

«Не имея пока других данных, — пишет В. В. Тихомиров (1960), — кроме факта, свидетельствующего о примерном постоянстве относительного уровня поверхности морей и суши, остается предположить, что уплотнение вещества Земли в значительной мере состоит в «выжимании» ювенильных (магматических) вод, вследствие чего на месте блока, погрузившегося в высвободившееся пространство, образуется впадина, равная или почти равная по своей емкости объему вытесненной из недр воды».

Таким образом, в загадочной проблеме гидросферы бесспорным фактом являются геогидрократические колебания уровня океана. Однако вопросы компенсации изменяющихся емкостей котловины Мирового океана вновь выделяющимися массами ювенильных вод, количественные соотношения этих процессов, количественная оценка и выявление значения изменения скорости вращения Земли для гидросферы продолжают оставаться окончательно не выясненными и требуют дальнейших исследований с количественной оценкой явлений.

По мнению советских ученых, изучение колебаний уровня водоемов представляет один из наиболее точных методов исследования современных движений земной коры.

Впервые попытку количественно определить эвстатические изменения современного уровня сделал Б. Гутенберг в 1941 г. Основываясь на уровнемерных наблюдениях за уровнем Мирового океана в 69 пунктах (исключая станции на тектонически поднимающихся берегах), Б. Гутенберг пришел к выводу о современном повышении уровня океана со скоростью в 1,1 *мм* в год. При этом он исходил из предположения, что сумма скоростей вертикальных движений всех станций должна равняться нулю, и если она отличается от нуля (а это говорит

о эвстатическом изменении уровня океана), то при делении этой суммы на число станций получается скорость эвстатического изменения уровня.

В специальных работах нами были критически рассмотрены данные Б. Гутенберга (Николаев, 1948$_5$, 1949). Мы пришли к выводу, что недоучет Б. Гутенбергом возможных современных движений земной коры в местах расположения большинства футштоков и мореографов, получение цифр, лежащих в пределах точности метода, недоучет периодических планетарных колебаний уровня моря крупного ритма, установленных Е. Прево и Ш. Леллеманом в 1930 г., не дают права делать указанное заключение. Признавать этот расчет в настоящий момент безупречным невозможно.

Позже Мармер (H. Marmer, 1948) повторил этот расчет. Располагая почти теми же данными, он увеличил первоначальную цифру скорости подъема уровня океана, данную Б. Гутенбергом, до 1,4 *мм*. Наконец Х. Валентин (H. Valentin, 1954), анализируя новый материал по изменению уровня Мирового океана в различных точках земного шара, по данным мореографов 253-х пунктов с точными определениями преимущественно по Европе, дает среднюю цифру в 1,2 *мм* в год.

Таким образом, в целом по земному шару преобладают погруженные берега. Рассматривая колебания уровня Мирового океана с плиоцена до современности как сумму результатов общего увеличения объема впадины Мирового океана за счет тектонических процессов и совершившихся на его фоне изменений объема вод в процессе образования и таивания ледниковых покровов, Х. Валентин приходит к выводу, что уровень Мирового океана в периоды межледниковых трансгрессий последовательно становился все более низким. В настоящий момент мы находимся в очередной фазе высокого стояния уровня, когда он за сравнительно короткий период поднялся на 95 *м*.

Выводы Х. Валентина, хорошо согласующиеся с положениями Б. Гутенберга, страдают всеми указанными выше недостатками. Основным из них является недоучет значения дифференцированно проявляющихся неотектонических движений и большая методическая трудность количественной оценки результатов этих движений и изменений объема воды в океанах. Предварительные подсчеты, проведенные Ю. В. Филипповым («Современные вертикальные движения», 1958 г.), показали, что при включении в обработку станций, расположенных в районах послеледниковых поднятий, скорость эвстатических изменений уровня океана значительно снижается (примерно наполовину цифры, указанной Б. Гутенбергом).

Все сказанное заставляет сделать вывод, что в неотектоническом этапе развития проявлялись и дифференцированные вертикальные движения суши и безусловные эвстатические (гидрократические) колебания уровня океана. Однако мы еще не можем однозначно решить вопрос о их количественном значении. Поэтому вводить поправки при вычислении абсолютных скоростей вертикальных движений суши, по данным показаний мареографов на величину, указанную в обобщениях Гутенберга, Мармера или Валентина, мне кажется, преждевременным. По этим соображениям они не вводились и при анализе современных вертикальных движений земной коры западной половины Европейской территории СССР, с чем вполне можно согласиться («Современные вертикальные движения», 1958 г.).

Известно, что изменения береговой линии вызываются не собственно поднятиями суши и не собственно эвстатическими колебаниями уровня моря, а совокупным влиянием обоих факторов. Это необходимо принимать во внимание при анализе тектонических движений на территории СССР. Можно подтвердить вывод, давно сделанный Б. Л. Личковым (1934) о том, что гипотеза Зюсса, Депере и де-Ламота об эвстатическом происхождении трансгрессий и регрессий не под-

тверждается. Учитывая количественную оценку рассматриваемых явлений, правильнее говорить о региональных, планетарного характера движениях земной коры, доказанных в последнее время анализом материала по поверхностям выравнивания и террасам всех континентов (Личков, 1934, 1945, 1960; Мещеряков, 1960; Umbgrove, 1947; King, 1950, 1951; Premier rapport etc., 1956; Д. Яранов, 1960 г.; Н. И. Николаев, 1955 и др.).

Наконец, в связи с рассмотрением точек зрения на постоянство или изменчивость уровня Мирового океана, возникает еще вопрос, в равной мере затрагивающий и тектонику и геоморфологию, — какое начало координат надо принимать при решении общих задач этих дисциплин. Чаще всего изменения поверхности под влиянием тектонических и денудационных процессов рассчитываются от уровня океана. Однако нет никаких сомнений в том, что в масштабе геологического времени уровень океана сам менял свое положение. Поэтому использование его в качестве неподвижного начала координат, которое принято, например, в исторической геологии, является условным. Высота террас и другие следы проявления тектонических движений позволяют измерить лишь относительное перемещение, т. е. разность движений суши и поверхности моря. Геологи в этом вопросе разделяют затруднение астрономов, которые несколько раз меняли начало координат (Земля, Солнце, центр Галактики) и, наконец, признали принципиальную невозможность установления какого-либо начала координат, кроме чисто условного (Арманд, 1950; Девдариани, 1950)

Таким образом, вследствие изменчивости геоида (сфероида вращения) во времени использование в геологии его поверхности как начало неподвижных координат просто невозможно. Поэтому геологам приходится ограничиваться чисто условным началом координат, беря за таковое уровень океана.

Рассматривая проблему эвстатических колебаний океанического уровня нетрудно убедиться в ее чрезвычайной сложности и принципиальной значимости для решения многих задач исторической геологии и методики изучения важнейших, в том числе и современных движений земной коры. Для правильной оценки этой проблемы большое значение имеет изучение неотектоники. Достижения наших знаний в различных разделах науки о Земле дают разносторонний, научно обоснованный материал по самым разнообразным областям. Привлечение многих фактов и выводов многочисленных дисциплин для решения рассмотренной выше проблемы диктует необходимость комплексного решения этой проблемы, а значит коллективной работы геологов, географов, океанологов, геохимиков, геофизиков, геодезистов и астрономов.

О ГЛУБИННЫХ ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРАХ ЗЕМЛИ

Рассмотрение приведенного выше материала о крупных и мелких линейных структурах, выраженных в рельефе, указывает на наличие определенной геометрической закономерности в их расположении.

Возникает вопрос: какова эта закономерность и чем ее можно объяснить?

История геолого-географических дисциплин имеет много примеров неудачных попыток «геометризации» структур земной коры и «геометризации» форм рельефа ее поверхности. Большинство из этих попыток являются чисто формальными и, как следствие, неверными. Поэтому к выявлению геометрических закономерностей в строении земной коры и ее поверхности, несомненно все же существующих, следует подходить исключительно осторожно, с тщательным применением историко-геологического метода. К сожалению, это не всегда учитывается некоторыми авторами (Г. Д. Рихтер, 1955 и др.).

Анализ неотектоники СССР и прилегающих территорий позволяет установить закономерные системы простираний новейших тектонических структур, отраженные как в простираниях отдельных структурных форм, так и в орографическом их выражении. К ним относятся северо-восточные, северо-западные субширотные и субмеридиональные направления. С указанными направлениями во всех геоструктурных зонах связана ориентировка многочисленных разломов, многие из которых являются унаследованными; с ними согласуется простирание крупных орографических и вместе с тем неотектонических элементов, хребтов и межгорных впадин; они находят отражение как в крупных, так и в мелких формах тектонически обусловленного рельефа; ими определяются плановые очертания и размеры многих депрессий.

Местами указанные направления или сложно сочетаются, или преобладающими оказываются некоторые из них. Намечается достаточно ощутимая разница между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами земной коры. Она выражается в преобладании северо-восточных и субмеридиональных направлений в Тихоокеанском сегменте и северо-западных и субширотных — в Атлантическом, при более подчиненном значении других направлений. Кроме того, при переходе от Атлантического сегмента земной коры к Тихоокеанскому, который является относительно приподнятым в неотектонический этап развития, устанавливается более яркое отражение разломов как в новейшей структуре, так и в рельефе. Разломы разделяют земную кору на ясно выраженные обособленные блоки и глыбы. В Тихоокеанском сегменте (особенно в Центральной Азии и Китае) и в зоне его сопряжения с Атлантическим сегментом они проявляются особенно четко. Сложные движения этих глыб и блоков являются здесь основной формой новейшего тектонического процесса.

Место сопряжения указанных сегментов на территории СССР падает на Средне-Сибирское плоскогорье и Прибайкалье. При этом интересно отметить, что выявленной закономерностью преобладающих простираний отличаются не только крупные тектонические швы, но и системы региональных, в частности платформенных, трещин. Изучение трещиноватости пород, распространенных в Иркутском амфитеатре, и выявление связи их с гидрографической сетью (рис. 130) позволило установить ряд закономерностей. Оказывается, помимо трещин, связанных с образованием складок и разрывных смещений, во всех осадочных породах амфитеатра встречаются региональные тектонические трещины. Они образуют более редкую сеть и их простирание везде близко к СЗ 315° и СВ 45°. Только в Присаянье и Прибайкалье они несколько отклоняются и приобретают ориентировку СЗ 300—305°. В северных и западных районах амфитеатра по некоторым из них образовались дайки траппов («Обсуждение вопросов трещиноватости», 1960 г.). Было выявлено также, что указанная система хорошо отражается на направлениях долин рек и их притоков разных порядков (см. рис. 130). При этом роль литологического фактора оказывается второстепенной. Поэтому Г. В. Чарушин (1960), изучавший этот вопрос, предлагает мелкую эрозионную сеть рассматривать на локальном тектоническом фоне, крупную — на региональном тектоническом фоне (рис. 131).

Рассмотрение ориентировки простираний региональной тектонической трещиноватости и ее отражение в гидрографической сети целиком подтверждают наши выводы о месте смены преобладающих систем простираний Тихоокеанского и Атлантического сегментов земной коры.

Восточнее Иркутского амфитеатра тектонический план резко меняется. Здесь трещины северо-западного направления уступают свое главенствующее значение трещинам северо-восточного простирания. Еще И. Д. Черский называл эти структурные направления, находящие

отражение и в элементах неотектоники, Байкальским и Саянским (Волин, 1960).

В настоящее время накопилось большое количество фактов, позволяющих утверждать, что системы крупных линеаментов и связанные с ними системы региональной тектонической трещиноватости являются планетарным явлением. Аналогичные направления при статистической обработке тысяч замеров трещин выявлены для Центрального Казахстана А. В. Волиным (1960), который выделил преобладающие региональные направления тех же азимутов СЗ 315° и СВ 45° (район Бет-Пак-Дала и Улутау). Но любопытно его указание, что самые большие

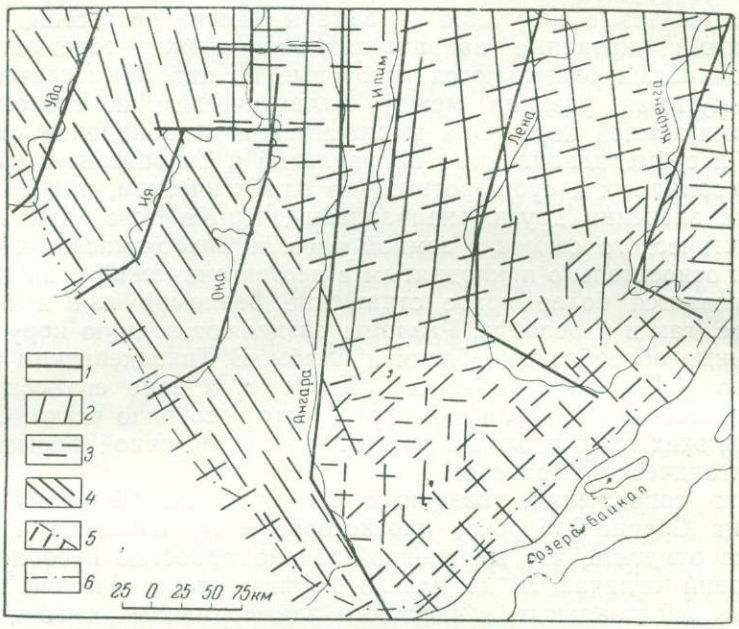


Рис. 130. Схема основных направлений притоков разных порядков рек Киренги, Лены, Илима, Ангары, Оки, Ии, Уды в пределах Иркутского амфитеатра (по Г. В. Чарушину, 1960)

1 — общее направление вышеперечисленных крупных рек; *2* — направление крупных притоков этих рек в центральной части Иркутского амфитеатра; *3* — направления притоков более высшего порядка; *4* — направления притоков крупных рек в Присаянье и западной части Иркутского амфитеатра; *5* — направление рек в периферической части Восточного Саяна, Приморского и Байкальского хребтов; *6* — современная граница Сибирской платформы

трещины простираются не на северо-восток, а на северо-запад; максимальная длина первых 7,5—8 *км*, вторых — 25 *км*. Произведенный А. В. Волиным подсчет простираний главнейших структурных направлений, ограничивающих с севера Туркестано-Саянское поднятие, на суммарном протяжении 4,5 тыс. *км* дал в среднем преобладающий азимут СЗ 310—320°. Основными простираниями больших разломов в пределах Центрального Казахстана являются СЗ 300—320° и СВ 30—45°. При этом отмечается, что на втором месте после указанных направлений стоят широтные. Суммарная длина их 1000 *км* на интервале, в котором на долю северо-западных направлений приходится 3000 *км*. В Средней Азии северо-западные направления известны под названием Каратауских, северо-восточные направления — Чоткальских.

Интересно отметить, что системы трещин, являющиеся региональными, охватывают не только толщу коренных пород, но переходят и в перекрывающие их антропогеновые отложения, сохраняя те же азимуты. Такая картина наблюдалась мною в верхнем течении

р. Хуанхэ, в районе г. Ланьджоу, где система трещиноватости протерозойских пород соответствовала системе трещин, выявленных в толще перекрывающих их лёссов. Аналогичную картину отмечает Е. Н. Спрингис для некоторых районов Прибалтики (Латвия), где в моренных и молодых аллювиальных отложениях выявлена система региональной трещиноватости, унаследующая систему трещиноватости коренных пород. Все это свидетельствует об активности неотектонических движений, их унаследованности и современном их проявлении.

Наличие закономерной системы трещиноватости отмечено и для многих других районов, например, для Русской платформы. Имеющийся по этому вопросу материал (Пермяков, 1949; R. Kaufmann, 1931 и др.) позволил Н. С. Шатскому (1945) прийти к выводу, что многочисленные крайне разнообразные простирания трещин расположены не случайно. Статистическая обработка большого количества трещин в каждом пункте платформы позволяет выявить наличие двух систем: одна из них диагональная, содержащая ряды трещин северо-западного и северо-восточного направлений; другая — ортогональная, заключающая в себе ряды почти широтных и почти меридиональных трещин. Эти две системы являются региональными и прослеживаются на огромных пространствах платформы от Балтийского щита до Урала. В большинстве случаев преобладающими по числу трещин являются ряды северо-западного, а затем северо-восточного направлений. Это соответствует указанию А. П. Карпинского, считавшего для Русской плиты преобладающим простиранием трещиноватости Кавказское направление — СЗ 310°. Указанные ряды с преобладанием северо-западного и северо-восточного направлений свойственны и Балтийскому щиту. Отчетливо они выступают и за пределами территории СССР. Широтный ряд трещин и связанный с ним меридиональный выражены более слабо и играют подчиненную роль.

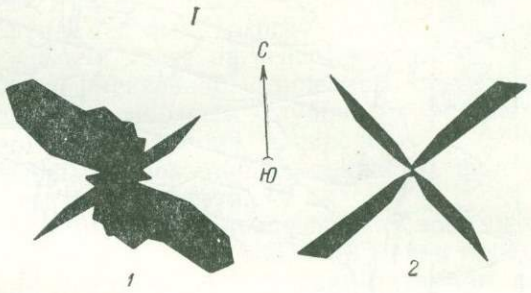


Рис. 131. Сводные розы

1 — прямых участков долин, балок и лощин (99 замеров), *2* — тектонических трещин песчаников и мергелей верхоленской свиты (1249 замеров). Нукутский район

Однако в других местах преобладающими являются долготные и широтные направления простираний. Так, П. С. Воронов (1960) отмечает для северного и южного Заполярья закономерно радиально-концентрически ориентированные крупные разломы земной коры, четко выраженные в рельефе, что, по его мнению, указывает на генетическую связь таких структурных образований с новейшей глыбовой тектоникой Земли. Примеры меридионально ориентированных разломов в Арктике П. С. Воронов видит в разломах, определивших плановую конфигурацию хребта Ломоносова, восточного побережья Гренландии, склонов крупных банок и желобов на шельфе, побережий заливов и проливов, долин наиболее крупных рек. Широтные и субширотные разломы контролируют значительные участки побережья Аляски, Сибири, Гренландии и ряда проливов Канадского архипелага. Аналогичная картина установлена и для севера Средней Сибири (рис. 132).

Некоторые авторы считают, что устанавливается господство широтных и долготных линеаментов, «диагональные» имеют подчиненное значение (Хаин, 1960). Это, как мы видели выше, не совсем так.

Таким образом, можно сделать вывод, что в неотектонике находят отражение господствующие простирания структур, имеющих разное,

в том числе и древнее заложение; они закономерно распространены на поверхности и позволяют наметить в пределах Евразиатского материка Атлантический и Тихоокеанский сегменты, отличающиеся преобладанием разных систем простираний. К этому можно добавить, что на территории самого Тихого океана, в его западной половине, господствующими являются меридиональные и широтные простирания.

Отмечается линейное расположение зон поднятий и прогибаний для всех геосинклиналей, в том числе и древних, что также объясняется

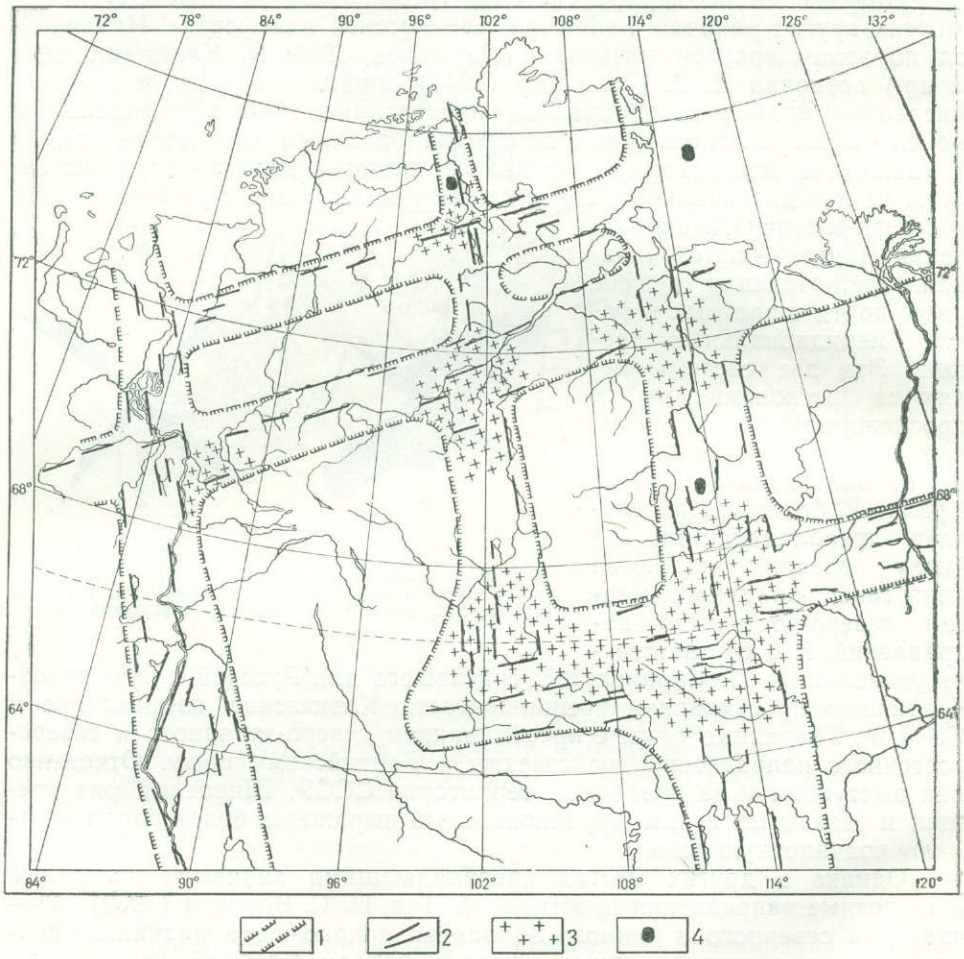


Рис. 132. Схема развития региональных дизъюнктивных зон главных разломов севера Средней Сибири (по В. А. Вакару, П. С. Воронову, Р. М. Деменицкой, 1958)

1 — контуры региональных дизъюнктивных зон; *2* — молодые разломы, отражающиеся на гидрографической сети; *3* — районы, наиболее перспективные в отношении возможного развития ультраосновных пород; *4* — эпицентры землетрясений

влиянием первичных глубинных разломов. При этом на больших площадях для геосинклиналей разного возраста, как отмечают В. В. Белоусов (1960), Ю. М. Шейнманн (1959) и др., выдерживается нередко одно преимущественное простирание тектонических зон: «Таково, например, северо-западное простирание, которое преобладает между Восточными Саянами и Апеннинами и проявляется в верхнепротерозойской (байкальской) геосинклинали Восточных Саян, в каледонской геосинклинали Западных Саян и Горного Алтая, в герцинской геосинклинали Рудного Алтая, в герцинской парагеосинклинали Центрального Казахстана и Каратау, в альпийской геосинклинали Туркмено-Хорасан-

ских гор, Кавказа, Крыма, Восточных Карпат, Динарских Альп, Апеннин». При этом В. В. Белоусов указывает, что глубинные разломы имеют свою историю, они образуются в разных областях в разное время, имеют различные направления. Во времени отмечается переориентировка активной сети глубинных разломов, однако история их до сих пор изучена слабо.

К сказанному следует добавить, что анализ материала по неотектонике убедительно показывает наличие «сквозных» структур глубокого заложения в виде зон разломов или «шовных зон», пересекающих и материковую платформу, и область горообразования, и геосинклинальные области. Эти структуры планетарного значения имеют преимущественно субмеридиональное и субширотное направления.

Примером таких структур является зона глубоких дислокаций, первоначально намеченная Н. С. Шатским (1948). Она пересекает альпийскую складчатую систему и ее краевой прогиб, в прилегающих частях Прикаспийской депрессии — герцинскую платформу с палеозойским складчатым фундаментом и в Поволжье — типичную древнюю платформу с докембрийским фундаментом. На огромном протяжении от Закавказья, через бассейн Камы и далее на север, материалы неотектоники подтверждают наличие «сквозной» линейной структуры, которую можно было бы назвать «сквозным глубинным разломом Н. С. Шатского». Этот разлом отразился на распределении фаций и мощностей неоген-антропогеновых отложений, а также на формах рельефа и распределении гидрографической сети.

Анализ показывает, что эта субмеридиональная шовная зона находит свое продолжение в Малой Азии и, зигзагообразно меняя простирание, переходит в зону великих Восточно-Африканских разломов, для которых установлено, что они заложились в докембрии и продолжают жить в неоген-антропогеновое время (Ф. Диски, 1959). Таким образом, данный пример показывает: глубинное заложение зоны разломов, длительность развития, оценивающуюся эрами, и постоянство зоны во времени и пространстве, приуроченность к этой зоне новейшего и более древнего проявления вулканизма и интрузивного магматизма, определенную консервативность структурной формы и ее неотектоническую активность; «сквозной» характер структуры, пересекающей различные геоструктурные области и прослеживающейся на 80—90 географических градусов.

Другим примером субширотной зоны дробления земной коры на территории СССР является зона, выявленная в пределах платформы работами В. Е. Хаина (1958) и Н. Ю. Успенской (1961). Она прослеживается от Припятского прогиба через Мангышлак к Аму-Дарьинской синклинальной зоне, протягиваясь в Тянь-Шань (Николаев, 1961). Эта зона дробления получила разнообразное выражение в неотектонике. Она находит свое продолжение в Центральной Азии, где хорошо выявляется, по данным китайских геологов (Джан Вень-ю, 1959): проходит по южному обрамлению Китайского Тянь-Шаня, прослеживается во внутренней Монголии и выходит в пределах Южного Сихотэ-Алиня к берегам Японского моря, где фиксируется на японских островах (И. И. Берсенев, Н. А. Беляевский). Таким образом, и эта шовная зона носит сквозной характер, пересекает различные геоструктурные области, прослеживается более чем на 100 географических градусов, имеет глубокое заложение, большую древность и определенную консервативность. Помимо указанных шовных зон, выявляются и другие. К ним относятся континентальные и внутриконтинентальные флексуры, отмеченные при региональном описании, системы разломов, ограничивающих Тихий океан, и многие др.

Следует добавить, что мысль о возможной связи распределения материков и их очертаний с внутренним строением и вращением Земли

высказывалась давно. Наиболее определенно на это указывал А. П. Карпинский (1888 г.). В наше время эти идеи развиваются Б. Л. Личковым (1960), М. В. Стовасом (1951, 1958), Г. Н. Каттерфельдом (1955 г., 1958), Д. Г. Пановым (1960) и др. Существующее соотношение между материками и океанами, их распределение, Д. Г. Панов объясняет «общим планом деформаций земного шара, который связывается с движением Земли, как планеты, с ее внутренними силами».

Линиями планетарных разломов, как мы видели выше, обусловлено очертание Тихого океана и Северного Ледовитого океана. Ими же определяются основные черты современной конфигурации материков (включая шельфовую зону). Сходство очертаний материков объясняется, таким образом, не их раздвижением, как следует из представлений мобилистов, а ограничением по одинаковой планетарной системе разломов, обнимающей весь земной шар.

Дифференцированные движения отдельных крупных блоков земной коры по избранным, преимущественно диагональным и ортогональным направлениям и обусловило, грубо говоря, треугольную сужающуюся к югу форму материков и крупных островов и полуостровов. На связь линий планетарных разломов с элементами морфологии океанического дна и конфигурацией материков обращают внимание и другие авторы (Дж. Вильсон, 1959; Д. Г. Панов, 1960 и др.). Системой планетарных разломов обусловлены и очертания областей горообразования и платформ внутри материков.

Интересно отметить, что к аналогичным выводам пришел и крупнейший немецкий геолог С. Н. Бубнов. В создании общей тектонической картины, по его мнению, играли роль гравитационная дифференциация масс и вращение Земли. Последнее содействовало возникновению первоначального раскалывания земной коры «в смысле установки направлений тектонических линеаментов». Первичные трещины, по С. Н. Бубнову, могли явиться и теми основными нарушениями, предопределяющими форму и расположение материков, вызывающими заложение геосинклиналей и линеаментов, которые и послужили путями для внедрения магмы (Бубнов, 1960).

Выявление подобного рода планетарных структурных форм составляет задачу дальнейшего анализа неотектоники СССР и других стран. Отмеченная закономерность в геометрическом расположении как крупных, так и подчиненных, мелких неотектонических и более древних структурных форм, представляющих планетарную сетку разломов с разными размерами ячей, с их разными очертаниями (в зависимости от преобладающих простираний), которая является прочно установленным фактом, естественно требует объяснений.

В 1956 г. я уже имел возможность высказаться по этому вопросу. Ниже дается развитие этих представлений.

Напомню, что одно из первых объяснений упомянутой закономерности давалось Н. С. Шатским (1955), который рассматривал эти явления как планетарные и связывал их с напряжениями в земной коре и оболочке, возникавшими при изменении размера осевого сжатия Земли в результате изменения скорости вращения под влиянием приливных сил, оказывавших тормозящее действие. Эти взгляды в таком изложении позже были восприняты многими исследователями, которые или поддерживали их, или развивали самостоятельно (Б. Л. Личков, М. В. Стовас, А. В. Волин, П. С. Воронов, Г. Н. Каттерфельд и др.). Это объяснение является совершенно правильным, но не единственным, а потому и недостаточным.

В астрономии известны несколько источников, обусловливающих неравномерность вращения Земли. Например, М. С. Эйгенсон (1954

и др.) указывает следующие источники: 1) приливное трение; 2) «нормальное» циркуляционное трение; 3) солнечную активность.

Мы не имеем возможности остановиться на анализе каждого из этих источников, ограничимся лишь краткими замечаниями.

Как выяснено, величина приливного трения на Земле зависит от размеров площади морского мелководья. В геологической истории эта площадь подвергалась значительным изменениям, о чем убедительно говорят данные палеогеографии, указывающие на последовательные расширения и сокращения эпиконтинентальных бассейнов.

Увеличение площади мелководья, которое соответствует эпохам трансгрессий, неминуемо должно было привести к увеличению приливного трения и к замедлению вращения Земли. Наоборот, сокращение площади мелководья, что соответствует регрессии морских бассейнов, увеличение площадей континентов должно было сократить величину приливного трения и, как следствие, привести к некоторому ускорению вращения Земли.

Таким образом, данные исторической геологии, палеогеографии указывают нам на возможные периодические изменения величины приливного трения в геологической истории Земли и значит на изменение скорости ее вращения.

Колебания солнечной активности, как показал М. С. Эйгенсон (1954 и др.), вызывают колебания зависящей от нее циркуляции тропосферы и гидросферы, что приводит к изменениям интенсивности циркуляционного трения атмосферы о твердую Землю. Все это должно вызвать колебания угловой скорости вращения, а также циклические колебания направлений главных осей инерции Земли. Как следствие изменений во времени ротационного режима Земли (режима вращения вокруг оси), неизбежно должны возникать напряжения в земной коре и в мантии Земли. Это можно понять, если вспомнить, что форма Земли объяснялась именно вращением. При изменяющейся скорости вращения неминуемо должна изменяться и величина сплюснутости Земли и значит должны были периодически появляться напряжения в ее верхней оболочке. Именно с этими напряжениями и связывается образование планетарной сети тектонических швов, которые имеют определенную закономерную систему, выявляемую геологическими методами исследований, и которые отражаются на крупных и относительно мелких формах рельефа.

Такое объяснение, будучи принципиально верным, все же является крайне схематичным и требует дальнейшей разработки. Однако поскольку это явление планетарного характера, для его анализа, по-видимому, недостаточно усилий одних геологов; к разработке этой проблемы необходимо привлечь и астрономов, и геофизиков, и геодезистов. Только совместными усилиями такого коллектива ученых данная задача может быть решена правильно.

Интересную, но также одностороннюю разработку этого вопроса дал М. В. Стовас (1951—1961). Применяя математический расчет, М. В. Стовас стремится показать с качественной и приближенно с количественной стороны влияние процесса неравномерности вращения Земли на образование и планетарную жизнь глубинных разломов и складчатости в земной коре.

Прежде всего М. В. Стовас показывает, что вследствие скачкообразного и непрерывного изменения угловой скорости вращения Земли, которая на общем приливном фоне ее затухания то возрастает, то уменьшается, должны вызываться непрерывные сопряженные деформации корового слоя и полярная пульсация фигуры Земли, при которой полярный диаметр Земли то сокращается, то увеличивается. М. В. Стовас произвел сложный расчет по четырем принятым им моделям для выявления одной из возможных причин возникновения напряжений

в коровом слое. Он рассматривает деформации сферического слоя Земли, у которого радиус внешней поверхности равен R_0, а внутренней — R_1. На внешней поверхности действие сил равно нулю, в то время как на внутренней поверхности возникают перемещения, определяемые деформацией внутреннего ядра, которое рассматривается как несжимаемое. Модели имели следующие размерности: толщина рассчитываемого слоя: 1) $R_1 - R_0 = 64$ *км*; 2) $R_1 - R_0 = 127$ *км*; $R_1 - R_0 = 640$ *км*; $R_1 - R_0 = 2900$ *км*.

Проведенный анализ позволил сделать ряд выводов. Вот некоторые из них:

1. Характер распределения напряжений по широте и глубине в основном оказался один и тот же для всех принятых моделей, причем напряжения нарастали с глубиной, являясь функцией широты.

2. Для главных напряжений (δ_1, δ_2, δ_3) и объемного расширения пограничной линией перемены знака напряжения и изменения объема в сферическом слое является зона 35-й параллели, на которую независимо от математического изучения фигуры земли во времени, исходя из геолого-геоморфологического изучения, обращали внимание многие исследователи (Б. Л. Личков, Д. И. Мушкетов, Квиринг и многие др.).

3. Главное напряжение действует в сферическом слое перпендикулярно меридиональной плоскости, в широтном направлении и при увеличении сжатия вызывает широтное сжатие слоя в высоких широтах (от полюсов до 35-х параллелей) с максимумом на полюсах и одновременно широтное растяжение слоя в низких широтах (от 35° с. ш. до 35° ю. ш.) с максимумом на экваторе. При уменьшении сжатия наблюдается обратная картина, т. е. широтное растяжение слоев в высоких широтах и одновременно широтное сжатие в низких. Этим М. В. Стовас объясняет происхождение и повторное оживление меридиональных и субмеридиональных планетарных разломов и складчатости того же направления, в особенности в геосинклинальных областях.

4. Главное напряжение δ_1 имеет два экстремума на полюсах и экваторе и уменьшается к 35-й параллели. При увеличении сжатия главное напряжение как от полюсов, так и от экватора к 35-м параллелям, сжимает сферический слой в этом направлении и одновременно растягивает экваториальную зону в меридиональном направлении. При уменьшении сжатия наблюдается обратная картина: происходит растяжение слоя от 35-х параллелей к экватору и полюсам в обоих полушариях.

М. В. Стовас отмечает, что если учесть, что ротационный режим планеты непрерывно меняется во времени, то непрерывно должно изменяться и направление главного напряжения δ_3, вызывая тем самым радиальную колебательную пульсацию фигуры в целом, при которой полярным поднятиям соответствуют экваториальные опускания, и, наоборот, увеличению экваториального вздутия соответствуют высокоширотные опускания.

Таким образом, по этим исследованиям одна и та же причина — изменение скорости вращения Земли — порождает одновременно и тангенциальные напряжения и вертикальные движения в коровом слое, вызывающие образование и жизнь глубинных разломов. Нельзя не заметить, что ряд исследователей отмечают прямую связь флюктуаций угловой скорости вращения Земли с наиболее крупными вулканическими извержениями, и образованием землетрясений.

Справедливость моего мнения — о крайней схематичности даваемого объяснения происхождения сети планетарных тектонических швов, может быть подтверждена следующими соображениями.

Земля по своей форме представляет так называемый геоид или форму, близкую к сплюснутому эллипсоиду вращения — сфероиду.

Было показано, что Земля вращается вокруг своей оси не как твердое тело: ось вращения Земли не занимает неизменного положения в теле Земли, а постоянно перемещается, описывая кривые на ее поверхности. Как установлено, перемещение полюсов Земли по ее поверхности невелико. За 60 лет северный полюс описывает сложную кривую, не выходя, однако, из квадрата со стороной в 26 *км* (рис. 133). Эти изменения оказывают влияние и на изменение широты местности на поверхности Земли.

Изменение широты местности (которое связано с перемещением полюсов), является результатом действия ряда физических явлений.

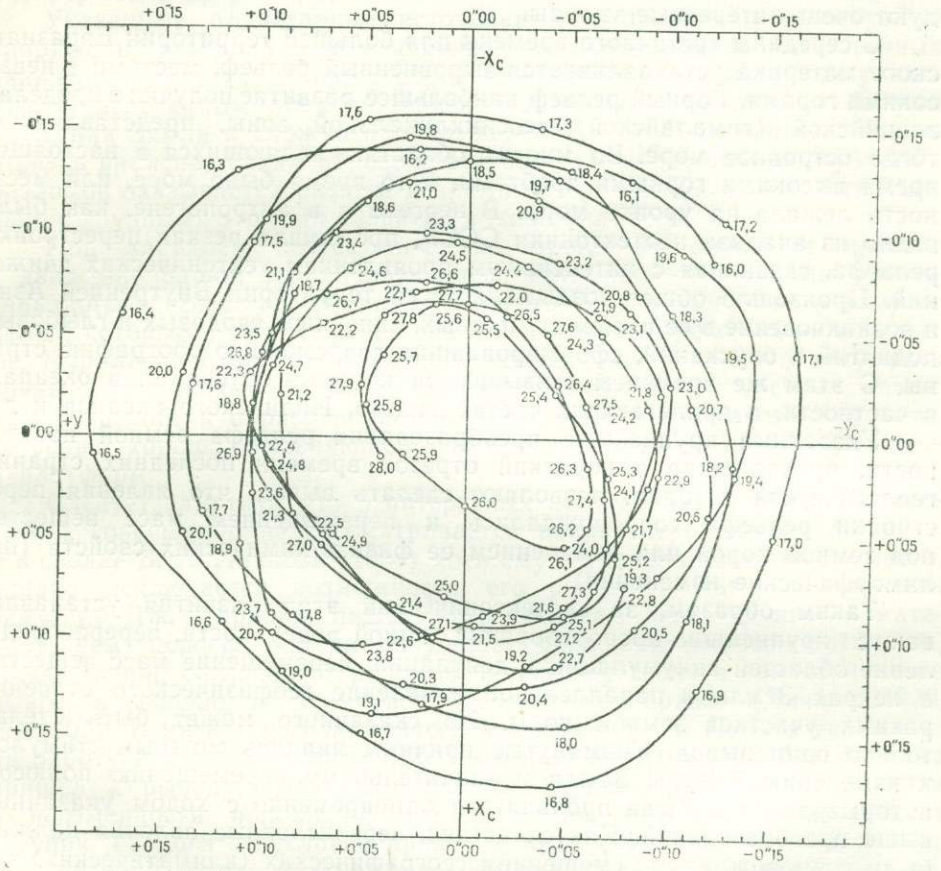


Рис. 133. Современное перемещение полюса (по А. Я. Орлову)

Они в настоящее время достаточно подробно установлены и к ним относятся: во-первых, изменение формы Земли вследствие воздействия на нее Луны и Солнца. Притяжение этих небесных тел, хотя количественно и незначительно, но непрерывно влияет на изменение формы Земли, а вместе с тем и на положение полюса. Во-вторых, перемещение земных масс. В настоящее время доказано, что перемещение масс на поверхности Земли вызывает изменение широты местности и перемещение полюсов. К таким явлениям относится: а) выпадение и таяние снега; б) образование и отмирание лиственного и травяного покрова; в) извержение вулканов; г) перемещение воздушных масс и другие явления.

В сумме все перечисленные факторы приводят к непрерывному изменению положения полюсов. Совсем недавно, в 1953 г., в сложных явлениях перемещения полюса советским астрономом А. Я. Орловым

были установлены два типа перемещений: 1) периодические, зависящие от различных сезонных явлений и других периодических явлений, и 2) непериодические или вековые изменения средней широты.

Разные авторы дают различные направления и величину скорости смещения северного полюса Земли в настоящее время. Было установлено, что полюс перемещается в течение последних 50 лет со скоростью 6—15 *см* в год, в направлении меридиана, имеющего западную долготу в пределах по разным авторам от 38 до 69° (А. Я. Орлов, Б. Ванах, Г. Чеккини). Такова картина, которая устанавливается на основании изучения современного перемещения полюса.

Из анализа данных неотектоники Евразии (Николаев, 1961) следуют очень интересные выводы.

С середины третичного времени для большей территории Евразиатского материка устанавливается выровненный рельеф, местами с невысокими горами. Горный рельеф наибольшее развитие получил в пределах альпийской (гималайской) геосинклинальной зоны, представлявшей тогда островное море. Во многих областях, являющихся в настоящее время высокими горными хребтами, в то время было море, или местность лежала на уровне моря. В неогене и в антропогене, как было видно из анализа неотектоники СССР, произошла резкая перестройка рельефа, связанная с интенсивным проявлением тектонических движений. Произошло общее воздымание всей территории Внутренней Азии и возникновение в ее пределах мощных, линейных, сводовых и глыбовых поднятий и опусканий, сформировавших современную орографию страны. С этим же временем связываются крупные опускания в океанах, в частности, в прилегающих частях Тихого, Индийского океанов и др.

Указанные крупнейшие преобразования рельефа земной поверхности, проходившие в короткий отрезок времени последних страниц геологической истории, позволяют сделать вывод, что явления перестройки рельефа сопровождались и перемещением масс вещества под земной корой или изменением ее физико-химических свойств (полиморфические изменения).

Таким образом, за неотектонический этап развития устанавливаются крупнейшие преобразования земной поверхности, перераспределение областей аккумуляции и денудации, перемещение масс вещества в недрах Земли и параллельное изменение геофизического строения разных участков земной коры. Из сказанного может быть сделан только один вывод. Упомянутые причины явились мощным стимулом к изменению фигуры Земли и значительному перемещению полюсов, которые должны были проявляться одновременно с ходом указанных выше преобразований. Как следствие, перечисленные явления должны были сопровождаться: смещением географических (климатических) зон и деформацией эллипсоида вращения с образованием напряжений в земной коре и оболочке, которые и явились дополнительным, а может быть и решающим фактором в обновлении старой и образовании новой планетарной сети тектонических швов в смысле установки направлений тектонических линеаментов в неотектонический этап развития.

Мнение о передвижении полюсов на большие расстояния, вследствие изменения положения оси Земли относительно Земли в целом, допускается очень многими исследователями и считается возможным (Gold, 1955; Day, Runcorne, 1955; Hospers, 1955; Комаров, 1957, 1960; Рухин, 1959; Страхов, 1960 и др.). При этом надо иметь в виду, что ориентировка оси вращения Земли по отношению к плоскости эклиптики не изменялась, а происходило перемещение самого тела Земли относительно неподвижной в плоскости эклиптики оси его вращения. А надо сказать, что до недавнего времени в науке господствовали идеи Дж. Дарвина, который, исходя из своей теории, считал такие переме-

щения тела Земли невозможными. Тем не менее уже в 1931 г. была показана ошибочность таких представлений (Wright et ab., 1931, Munk, 1956).

Если учесть, что в послепротерозойской истории Земли Н. М. Страховым (1960) были установлены весьма значительные изменения положения плоскости экватора и полюсов (есть все основания предполагать аналогичные перемещения и в докембрии), то станет ясным и возможный возраст глубинных разломов и время их активизации. Они возникали при изменении ротационного режима Земли в этапы перемещений полюсов, приводивших к изменению экваториальной плоскости Земли и деформации сфероида вращения.

Указанные планетарные источники сил приводили к созданию напряжений в земной коре и оболочке, проявлению макрокластогенных движений и, как следствие, к образованию систем планетарных разломов, определенным образом ориентированных относительно фигуры вращения Земли и сложно накладывающихся друг на друга в разные отрезки времени. Таким образом, возраст различных систем глубинных разломов оказывается разным и время их заложения может быть связано с крупными этапами развития в жизни планеты.

Под влиянием неотектонических процессов ожили и пришли в движение блоки, ограничивающиеся тектоническими швами северо-западного и северо-восточного субдолготного и субширотного направлений, которые в ряде случаев оказались резко выраженными в рельефе. Параллельно проявляющиеся процессы выветривания и денудации привели к приспособлению гидрографической сети к системе разломов и трещин и образованию ортогональной гидрографической сети, особенно хорошо выявляющей указанные связи в пределах щитов и платформ.

Следует заметить, что в интересных исследованиях М. В. Стоваса (1961) совершенно не рассматривается вопрос перемещения полюсов, а в сводке Б. Л. Личкова (1960) хотя ему и уделено достаточное место, однако исключается возможность его решения. Автор, напоминая указание Дж. Дарвина, пишет, «что геологам легче «двигать» материки, чем полюсы, ибо на допущение движения полюсов требуется, грубо говоря, согласие астрономов, и поэтому геологи самостоятельно выносить решения по этому вопросу не имеют права» (Личков, 1960, стр. 107). В интересном историческом очерке Б. Л. Личков указывает на работу Г. Джемса (James, 1860), который задолго до работ Дарвина пришел к выводу, «что если геология будет придерживаться идеи о неизменности положения оси вращения, она неизбежно зайдет в тупик. Геологи безусловно придут к мысли, что поднятие материков должно производить перемещение оси вращения». Эти идеи еще в середине 19-го столетия вызвали оживленное обсуждение проблемы. В настоящее время, сто лет спустя, этот вопрос расценивается уже иначе и не принимать во внимание перемещение полюсов, мне кажется, невозможным. Поэтому идеи М. В. Стоваса следует рассматривать только как первые попытки применения физико-математических методов в решении этой сложной комплексной задачи.

Однако не все исследователи разделяют такой взгляд на связь глубинных разломов с ротационным режимом Земли и гравитационной дифференциацией ее масс. Иное объяснение предлагается В. В. Белоусовым (1960). Он связывает их образование с расширением недр земного шара под влиянием радиоактивного разогрева и с вызываемыми этим расширением растяжением и растрескиванием верхних слоев Земли. Нельзя не признать представления, развитые в работе В. В. Белоусова, и логичными и крайне интересными. Однако ввиду гипотетичности основного исходного тезиса о разогревании Земли радиоактивными источниками тепла, основанными на термических расчетах, изло-

женных в ряде работ Е. А. Любимовой (1958, Lubimova, 1958), я не могу присоединиться к этим представлениям. Да и сам автор вынужден был отметить, что «ненадежность параметров, которые при таком рассмотрении приходится привлекать, делает термические расчеты весьма условными» (Белоусов, 1960, стр. 8). Кроме того, и это самое важное, концепция В. В. Белоусова не объясняет бесспорно установленного факта — закономерностей расположения разломов и орографически выраженных структурных элементов относительно оси вращения Земли.

О МЕСТЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

До сих пор изучение тектонических движений и тектонических структур, являющихся результатом их проявления, как правильно отмечает Н. М. Страхов (1960), проводится геологами, исходя из представления о Земле, как о теле, ось вращения которого в ходе геологической истории оставалась постоянной.

Данные палеогеографических построений и палеомагнитные исследования убедительно показывают, что тектонические деформации литосферы происходили на фоне непрерывных перемещений оси вращения Земли. По справедливому мнению Н. М. Страхова, этот факт «нельзя больше игнорировать при изучении тектогенеза; он должен привлечь к себе активное внимание исследователей», добавляя, что «анализ строения земной коры с этой точки зрения становится актуальной проблемой тектогенеза» (Страхов, 1960, стр. 24).

Анализ данных неотектоники в свете указанных замечаний, дополнительно позволяет ответить на два других крупных принципиальных вопроса теоретической геологии: 1) о месте неотектонического этапа в истории геологического развития (вопрос о направлении развития современных геологических процессов) и 2) о проблеме эпейрофореза и складчатости.

Вывод о значительных перемещениях оси вращения Земли в неотектонический этап может быть проиллюстрирован следующими расчетами по данным разных авторов. Плейстоценовое оледенение Европы и Сев. Америки должно было бы вызвать смещение полюсов на 8 *км*. Допущение выравнивания рельефа Азии процессами эрозии, до низколежащей равнины, по расчетам дало бы перемещение полюса на 40 *км* (К. К. Марков, 1948) и т. д.

Однако эти расчеты крайне примитивны и не учитывают всей суммы фактов. Вместе с тем нельзя сомневаться в том, что действие тектонических и денудационных процессов, направленных к перераспределению масс, в неотектонический этап давали значительный эффект. Установление вековых изменений положения полюса в настоящее время 12,5 *см* в год (до 15 *см* по другим авторам) дает некоторый порядок величин для прошлого. Учитывая всю неточность и крайнюю схематичность расчета, исходя из этой цифры, за плейстоцен мы имели бы перемещение, равное приблизительно 70—75 *км*, а за неоген — порядка 3,5—4 тыс. *км*.

Нет сомнения в том, что эти цифры не говорят о действительной величине перемещения и дают только возможный порядок величин. Несомненно также и то, что перераспределение масс в прошлом на поверхности и в недрах Земли было неравномерным, что направление перемещений часто менялось и тоже было неравномерным. Однако остается ясным, что наблюдаемая в настоящее время величина векового перемещения и грандиозность геологических событий, происходивших в недавнее время, не оставляют сомнений в крупных перемещениях оси вращения Земли в геологическом прошлом. А при учете

характера геологических процессов, эта величина не противоречит данным небесной механики и геофизики.

Анализ палеогеографического материала позволил Л. Б. Рухину (1955) прийти к выводу о смещении оси вращения Земли; при этом скорость перемещения была в геологической истории неодинаковой. Наиболее быстрое движение полюса он отмечает в третичном периоде, когда линейная скорость составляла около 9 *см* в год, что соизмеримо с цифрой, даваемой для настоящего времени (6—15 *см/год*). Средняя скорость перемещения полюсов с начала палеозойской эры до четвертичного периода определяется Л. Б. Рухиным равной 1,2 *см/год*.

Большой интерес представляют выводы Н. М. Страхова (1960), рассмотревшего изменение климатической зональности в послепротерозойский этап истории Земли. Им установлено три типа климатической зональности. В раннепалеозойское время плоскость экватора была ориентирована так, что пересекала меридианы 0—10° в. д. под углом 75° к современной экваториальной плоскости; северный полюс лежал почти в центре Тихого океана. В позднепалеозойское время плоскость экватора пересекала указанные меридианы под углом 45° к современной экваториальной плоскости; северный полюс располагался вблизи средней части Алеутских островов. Наконец, мезо-кайнозойский план климатических зон, начиная с юры, отвечал современному их расположению на поверхности Земли и сколько-нибудь существенно не отличался от последнего. Время существования каждого этапа обнимает около 150—170 млн. лет, что соответствует общим этапам тектонического развития Земли, но несколько запаздывает как в своем начале, так и в окончании, Н. М. Страхов приходит к выводу, что наклон плоскости экватора и положения оси вращения Земли в течение каждого этапа не оставались строго постоянными в пространстве, а как-то менялись. Однако темп этих перемещений был крайне медленным, точно его оценить трудно, но по приведенным Н. М. Страховым исходным данным и моим расчетам, величина годовых перемещений была близкой к средней скорости перемещений полюсов, установленной Л. Б. Рухиным, т. е. 1—1,5 *см/год*.

В переходные эпохи, когда один тип климатической зональности сменялся другим, что во времени падало на верхний девон и триас, средняя скорость смещения полюса за промежуток времени в 20—25 млн. лет достигала примерно 18—19 *см/год*. Обращаю внимание, что эта цифра оказывается соизмеримой с расчетами, которые приводятся для скорости современных вековых перемещений полюса.

Палеогеографическая реконструкция климатической зональности неогена позволила Н. М. Страхову прийти к выводу, что экватор, ось вращения Земли, а также Северный и Южный полюса локализовались практически там же, где они располагаются теперь. Отклонения их от современной ситуации «достоверно неуловимы и если имели место, то в пределах границ градусов, не свыше 5—6° по широте и до ±15° по долготе» (Страхов, 1960).

По-видимому, указанная реконструкция дает достаточно определенную картину за неоген и если произвести ее на анализе большего фактического материала, для миоцена и плиоцена раздельно, картина получилась бы более точной. Впрочем, при любых вариантах вывод Н. М. Страхова о близости границ климатических зон к современным принципиально сохранил бы свое значение.

Если оценивать приведенные выше цифры, обращает на себя внимание величина скорости современных вековых перемещений полюса. Ее порядок, полученный хотя и не для продолжительного отрезка времени, более согласуется со значением скорости, отражающим переходную эпоху Н. М. Страхова, когда один тип климатической зональ-

ности сменялся другим (рис. 134). Вероятнее всего современная эпоха соответствует такому переломному моменту.

В самом деле, неоген-антропогеновое время по сравнению с предыдущим характеризуется: значительным усилением проявления тектонических процессов, усилением глыбовых движений; по-видимому, более энергичным проявлением всех выделяемых выше групп тектонических движений, в том числе планетарных; значительным увеличением контрастности рельефа и формированием современного вида двух преобладающих уровней — материкового и океанического (Николаев, 1955).

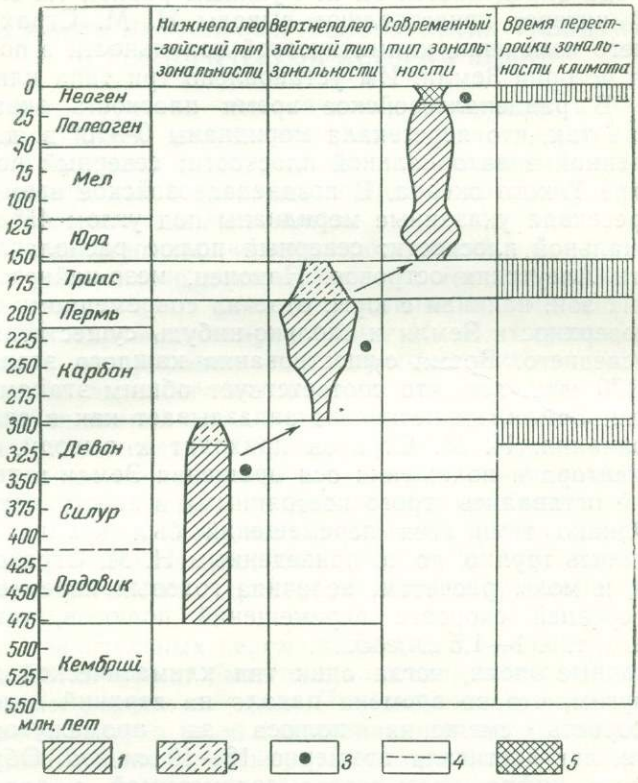


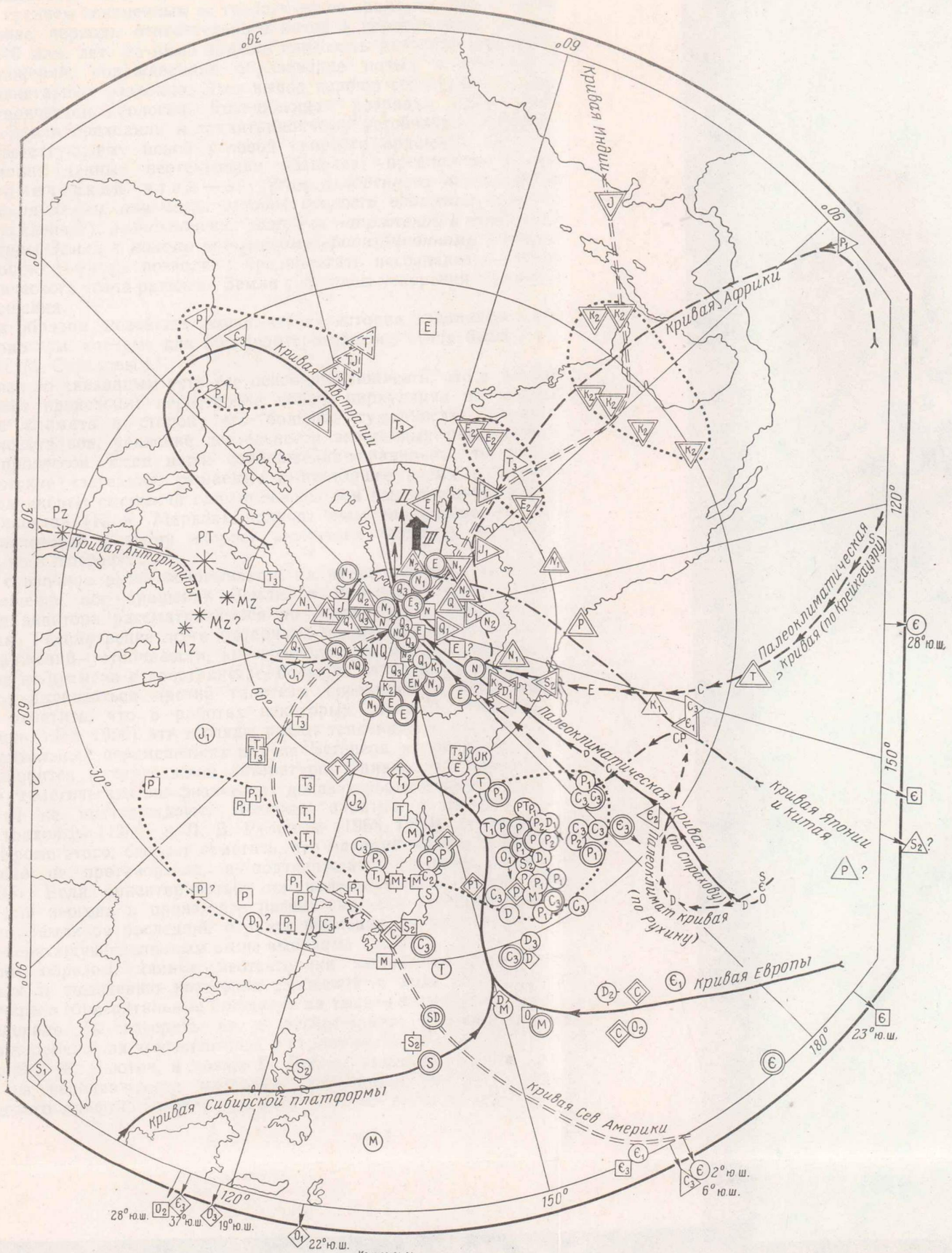
Рис. 134. Эволюция климатической зональности в послепротерозойской истории Земли (по Н. М. Страхову, 1960 г., с добавлениями автора)

1 — эпохи медленных перемещений полюсов; *2* — эпохи ускоренных перемещений полюсов; *3* — ледниковые эпохи; *4* — начало новой перестройки зональности климата; *5* — начало нового ускорения перемещения полюсов

значительным изменением геофизического строения земной коры (см. ниже); усилением процессов вулканизма и землетрясений.

Это нарастание неотектонического процесса согласуется с представлением о происходящем сжатии Земли в неотектонический этап, уже описанным в литературе. Можно думать, что мы переживаем не только время ускорения смещения оси вращения Земли, но, быть может, и некоторого ускорения ее вращения.

Интересно отметить, что Л. С. Лейбензон (1910), принимая толщину кристаллического гранитного слоя в 63,7 *км*, плотность в 2,7 и разрушительную разность главных напряжений для гранита 0,75 *т/см*^{2}, вычислением получил необходимое замедление вращения Земли, которое вызывает нарушение целостности корового слоя. Оно составляет 11 *мин*. Если учесть установленное в астрономии увеличение



Изверж. породы | Вулкан. туфы | Облом. осад. породы | Химич. и биохим. породы

- Северная Америка
- Европа (а также Зап. Туркмения)
- Сибирская платформа
- Китай, Япония, Камчатка
- Индия
- Африка, о. Мадагаскар
- Австралия, о. Тасмания, Новая Зеландия
- Антарктида

Части материка Гондваны

Рис. 135. Положение северного полюса по данным палеомагнетизма горных пород, палеоклиматических построений и определений современных перемещений полюса (по П. Н. Кропоткину, с дополнениями автора).

Стрелки *I—III* показывают современное перемещение полюса: *I* — по Чиккини, *II* — по Ванаху, *III* — по Орлову. Жирная стрелка — направление перемещения Северного полюса в неотектонический этап

продолжительности длины суток за 100 тыс. лет от 1,6 до 2,4 *сек* и считать его в среднем неизменным за геологическое время, то, как показал М. В. Стовас, периоды относительного покоя в коровом слое составляют 30—40 млн. лет. За ними должна следовать разрядка накопленных напряжений, порождающих образование новых и оживление старых планетарных разломов. Этот вывод хорошо согласуется с данными исторической геологии. Возникающая разрядка напряжений и фигура Земли приходили к гравитационному устойчивому равновесию, соответствующему новой угловой скорости вращения (Стовас, 1959). Анализ данных неотектоники позволяет предположить, что неотектонический этап — это *этап ускоренного перемещения оси вращения Земли, изменения угловой скорости вращения* (скачкообразное усиление?), *возникновения разрядки напряжений и приспособления фигуры Земли к новому устойчивому гравитационному равновесию*. Имеющиеся факты позволяют предполагать несовпадение начала неотектонического этапа развития Земли с началом ускорения смещения ее оси вращения.

Таким образом, новейшая геологическая история подчиняется тем закономерностям, которые для послепротерозойского этапа были установлены Н. М. Страховым.

В связи со сказанным есть все основания полагать, что в настоящий момент происходит перестройка общей циркуляции атмосферы, изменение климата в сторону его большей гумидности, смещение географических зон, усиление деятельности экзогенных рельефообразующих процессов. Если наши соображения правильны, то многие географические «загадки», решаемые в настоящее время с позиций только ледниковых смещений климатических зон изменяющихся размеров континентов (К. К. Марков), получат иное толкование. Необходимо привлечение к этому вопросу активного внимания не только геологов, но и географов.

Все сказанное выше основывается на представлениях фиксизма, и перемещение оси вращения Земли, и изменение угла наклона плоскости экватора рассматриваются по отношению к неподвижным материкам. Рассмотрение всего материала по проявлению неотектонических движений, устойчивости, консервативности многих структурных элементов во времени и пространстве, большой глубины их заложения, позволяют высказаться против гипотезы перемещения континентов. Следует отметить, что в работах некоторых советских тектонистов (Кропоткин, 1958, 1960) эти взгляды имеют тенденцию к возрождению. О горизонтальных перемещениях в духе Вегенера в последнее время много говорится в зарубежной литературе. Однако эта гипотеза не имеет ни геологических, ни физических доказательств и данные неотектоники ее не подтверждают. Позиция, занятая в этом вопросе Н. М. Страховым (1960) и Л. Б. Рухиным (1956, 1959), более убедительна. Кроме этого, следует отметить, что палеомагнитные данные ей совершенно не противоречат, а подтверждают сделанные выводы (рис. 135). Если ориентироваться на палеомагнитные определения полюса для неогена и произвести расчет скорости перемещения оси вращения Земли за последний отрезок времени, мы получим цифру, не противоречащую сделанным выше выводам.

Таким образом, данные неотектоники заставляют скептически относиться к выделению категории движений в виде эпейрофореза, допускающего горизонтальные смещения на тысячи километров.

Следовало бы говорить не о эпейрофорезе, соответствующем понятию перемещения континентов, а о перемещении полюсов, движение которых еще И. Ньютон, а позже Г. Джемс называли эвагацией. Исходя из неподвижности материков, отсутствия так называемого материкового дрифта, следует признать наличие горизонтальных дви-

жений, но совершенно иного масштаба и генезиса, о чем мы скажем ниже.

Вместе с тем, допуская фиксизм материков, мы должны признать правильным положение о преобразовании континентальной коры в океаническую, что было названо процессом океанизации (В. В. Белоусов, Р. ван Беммелен). По мнению одних исследователей, сиалический слой как бы «растворяется» в нижележащем ультраосновном субстрате и в магме базальтовых излияний, покрывших погрузившуюся глыбу (Белоусов, 1960); другие связывают изменение состава коры с пластическим выжиманием вбок под соседние материки (Муратов, 1957); третьи рассматривают этот процесс как следствие трансформации, приводящей к базификации коры и геосинклинальных осадков поднимающимися веществами, что сопровождается процессами интрузий и экструзий базальтовой магмы (Bemmelen, 1956, 1958). В последнее время этот вопрос рассмотрел В. В. Тихомиров (1958, 1960). По его расчетам на таких сравнительно небольших глубинах, где должно происходить «растворение» или пластическое выжимание, на самом деле нет необходимых физических условий для осуществления этого процесса. Вызывают возражения и построения Р. ван Беммелена. В. В. Тихомиров предложил новую гипотезу истолкования явлений, сопровождающих океанизацию. Он допускает в зонах погружения земной коры возникновение метасоматических процессов, обратных тем, которые характерны для зон воздымания, где происходила гранитизация. При этом превращение сиалической толщи в симатическую происходит в твердой фазе при невысоких температурах и давлении посредством воздействия ферромагнезиальных растворов, поступающих из перидотитового субстрата. Явление метасоматоза происходит не в стабильной глыбе, а в среде подвижных масс, погружающихся блоков, что способствует быстрому и полному осуществлению процесса замещения. По мнению В. В. Тихомирова, и океанизация, и погружение вызваны какими-то общими пока еще не ясными причинами. Эти причины приводят к уплотнению твердого вещества планеты, к образованию крупных глубинных разломов, охватывающих земную кору и перидотитовую оболочку, к погружению больших сиалических глыб и к миграции из глубин ультраосновных флюидов, вызывающих метасоматоз (Тихомиров, 1960). В последнее время идея океанизации получает и палеогеографические доказательства (Шейнманн, 1960 и др.).

О СООТНОШЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ И ИХ ОТРАЖЕНИИ В РЕЛЬЕФЕ

Важным выводом из анализа описанного выше материала является признание ведущего значения вертикальных тектонических движений для неотектонического этапа развития земной коры. В неотектонический этап развития (неоген-антропоген) произошли мощные движения земной коры, неравномерно охватившие территорию СССР. Для платформенных областей, с равнинным рельефом, в среднем эти движения суммарно оцениваются до 300—600 *м* поднятий и до 200—600 *м* погружений. Все это дает амплитуду движений в среднем до 1—1,2 *км*. При этом в одних местах наблюдались устойчивые, направленные поднятия, в других — направленные опускания, где накапливались мощные толщи неоген-антропогеновых отложений.

Для областей горообразования суммарная амплитуда движений очень различна. Так, для Кавказа она выражается величиной максимального поднятия в 5 *км* и опускания в 5—8 *км*, что дает размах движений в 10—12 *км*. Для Тянь-Шаня эта величина составляет 12—15 *км*, для Забайкалья до 4—6 *км* и т. д. Таким образом, в течение

неоген-антропогенового отрезка времени в различных частях поверхности земной коры проявились интенсивные вертикальные движения, которые в совокупности с зонально проявляющимися процессами денудации привели к формированию и становлению современного лика Земли. Вместе с тем рассмотренные черты новейшей тектоники обширной территории, с убедительностью показывают повсеместное распространение новейших и современных тектонических движений, проявлявшихся в неоген-четвертичное время, на что автором было обращено внимание уже более десяти лет назад (Николаев, $1947_{5,3}$, 1949, 1950_1 и др.). Совершенно очевидным становится значение неотектонических движений в формировании современного рельефа земной поверхности. Как можно было видеть, тектонические движения являются одним из основных рельефообразующих факторов. Мы с полным основанием можем утверждать, что неотектоника вполне объясняет все главнейшие особенности современного рельефа поверхности суши и дна морей и океанов всего земного шара.

Рассмотрение областей горообразования, где вертикальные движения достигали наибольшей амплитуды, показывает, что именно к ней приурочено интенсивное складкообразование. Новейшая складчатость локализовалась в сравнительно узких зонах и обнаруживает тесную связь с расположением поднимающихся и опускающихся участков, имеющих большие градиенты вертикальных движений. Именно к этим участкам и приурочиваются максимальные деформации сдвига, вызванные вертикальными движениями.

Установлено, что во времени складчатость начинает проявляться на границе периода погружения и поднятия, она развивается в теснейшей связи с процессом быстрого поднятия указанных участков. Простирание и ориентировка образующихся складок обнаруживает четкую связь с контурами крупных областей поднятия и с простиранием глубинных разломов или внутриконтинентальных флексур, сопровождающихся сбросами; оба явления и пространственно и генетически тесно связаны друг с другом. Подтверждается давно установленная связь (Белоусов, 1954 и др.) между величинами градиентов движений, градиентов изменения мощности толщи пород, подвергающейся складкообразованию, и интенсивностью складчатости. Интенсивность тем больше, чем больше указанные градиенты.

В новейшей складчатости, как и в более древней, хорошо выявляется ее миграция от поднятий к смежным зонам опусканий, которые захватываются складчатостью, ранее в них не проявлявшейся. Позднее зоны, испытавшие складчатость, снова вовлекаются неотектоническими движениями в поднятия. Обращает на себя внимание, что складчатость по существу происходит на незначительной глубине и очень часто оказывается хорошо выраженной в рельефе.

Не имеется возможности подробно останавливаться на проблеме складчатости. Она заслуживает специального рассмотрения. Поэтому, напоминая указание А. Д. Архангельского (1937 и др.), что складчатость во времени теснейшим образом связана с поднятиями и между ними выявляется причинная связь, позволяющая полагать, что оба явления оказываются следствием одних и тех же процессов, остановимся на рассмотрении только некоторых вопросов.

Устанавливаемые нами преобладающие вертикальные движения в неотектонический этап развития, не исключают наличия в нем тангенциальных напряжений и горизонтальных движений. Фактов, доказывающих таковые, мы имеем немало (Карпаты, Кавказ, Камчатка и др.). Однако оценка этих фактов дается по-разному. Некоторые исследователи объясняют складчатость и сопровождающие ее местами значительные горизонтальные перемещения (первые десятки километров) горизонтальными движениями. При этом указывается, что порядок

величин этих движений (десятки километров) значительно выше порядка величин вертикальных перемещений земной коры (километры) и их надо объяснять большим горизонтальным сближением отдельных блоков земной коры (например, E. Kraus, 1959). Другие авторы эти же факты связывают с проявлением главным образом вертикальных движений.

Следует подчеркнуть, что при составлении Карты новейшей тектоники СССР (1960) горизонтальные перемещения почти не получили отображения, за исключением немногих участков зон горообразования. Это объясняется не только слабой разработанностью методики их

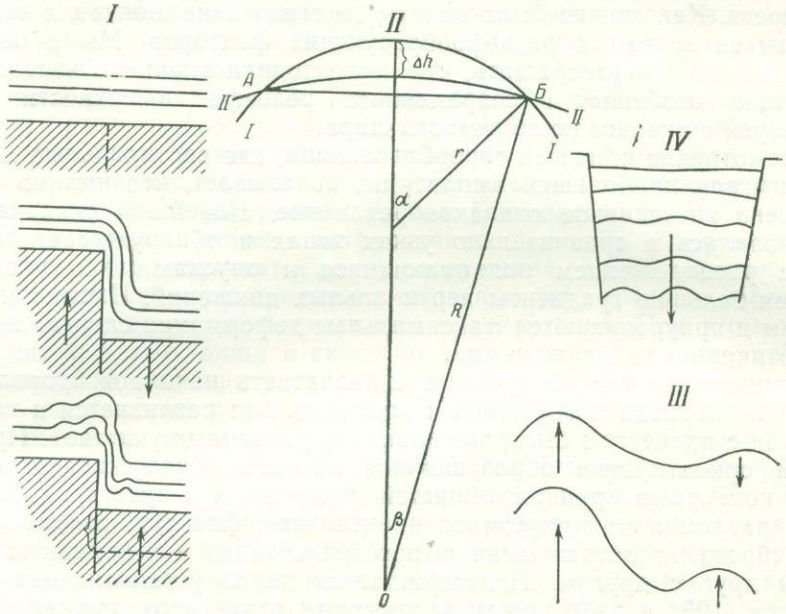


Рис. 136. Случаи возникновения тангенциальных напряжений и складчатости при проявлении вертикальных движений

I — при подвижках отдельных блоков; *II* — при погружениях крупных сегментов земной коры с переходом через хорду с образованием избытка поверхности и избытка объема; *III* — при разнонаправленных движениях или при движениях одинаковых по знаку, но разных по скорости и амплитуде; *IV* — при устойчивых погружениях с уменьшением дуги в результате уменьшения радиуса Земли. Подробности в тексте

выявления, но и относительной незначительностью их проявления. Это не значит, что автор отрицает наличие тангенциальных напряжений и горизонтальных движений. Можно утверждать, что вертикальные движения нигде не проявляются в «чистом» виде. Следствием их являются и горизонтальные движения и любые другие, проявляющиеся в разных направлениях, но связанные единым механизмом. Тангенциальные напряжения всегда возникают в толще пород как производные от вертикальных. Это положение было хорошо показано многими авторами.

Вспомним известные случаи возникновения тангенциальных напряжений в применении к условиям проявления неотектонических движений (рис. 136). Тангенциальные напряжения возникают в следующих условиях:

1. При подвижках отдельных глыб и блоков фундамента по разрывам, вызывающих первоначальное растяжение пород чехла, а при обратном движении сжатие их в складки в зоне стыка этих блоков (рис. 136, *I*; Зерчанинов, 1952, 1953; Сенченко, 1959; Шатский, 1945; Резвой, Гзовский и др.). Такая картина деформации с образованием

складчатости и местных разрывов в неотектонический этап должна была особенно проявляться в районах сильного дифференцированного дробления земной коры, что наблюдается в областях горообразования и в геосинклинальных областях. Эта же форма дислокаций образуется и в пределах материковых платформ.

2. Как установили В. А. Магницкий (1946) и Ю. А. Косыгин (1948), тангенциальные напряжения возникают и в процессе прогибания синеклиз. При этом образуется избыток поверхности и избыток объема. Напряжения достигают таких значений, что оказываются в состоянии раздробить кристаллический фундамент. Такого рода напряжения в неотектонический этап должны были испытывать Западно-Сибирская плита и области современных геосинклиналей, располагающиеся на стыке материковых и океанических участков земной коры. Не этим ли объясняются вытянутые в указанной области на многие тысячи километров геоантиклинали и геосинклинали, а также глубоководные желоба? Мне кажется, что многие складчатые деформации земной коры в пределах стыка отдельных блоков и глыб материковых платформ, испытывающих различные по интенсивности движения, также могут быть объяснены указанным механизмом напряжений.

3. Установлено, что тангенциальные напряжения возникают также в зоне, разделяющей два очага поднятия при разнонаправленных колебаниях или при движениях одинаковых по знаку, но разных по скорости и амплитуде (рис. 136, *III*, Сенченко, 1959). Образование такого генезиса горизонтальных напряжений можно ожидать как в областях материковых платформ, так особенно и в областях интенсивного горообразования.

4. Наконец, тангенциальные напряжения всегда возникают при длительном и устойчивом погружении даже относительно небольших участков земной коры, в результате уменьшения дуги, связанной с уменьшением радиуса Земли. Такая картина должна проявляться в областях материковых платформ в зоне погружений и особенно широко в межгорных и предгорных прогибах.

Указанные случаи вполне объясняют большинство наблюдающихся фактов проявления тангенциальных напряжений, вызывающих складчатые деформации и горизонтальные перемещения, как производную от вертикальных движений. Таким образом, данные неотектоники хотя и не соответствуют концепции В. В. Белоусова (1954 и др.) хорошо увязываются с ранее сделанным им же выводом о ведущей роли вертикальных движений в тектоническом развитии земной коры.

Однако возникает вопрос, как объяснить разный порядок вертикальных и горизонтальных движений. Последние значительно больше первых. Различными исследователями было показано, что при наличии пологих надвигов и шарриажей, хотя и доказывается несомненное тангенциальное сокращение земной коры, все же размер такого перемещения (в глубоких частях) может быть гораздо меньше амплитуды горизонтального перемещения самого надвига или шарриажа (Кропоткин, 1950; Longwell, 1945 и др.). При этом была показана связь надвигов с глубинными разломами и установлено, что чем более глубинными являются разломы, ограничивающие надвиг, тем меньше должно быть тангенциальное сокращение (вкрест простирания надвига), чтобы вызвать такую же амплитуду горизонтального перемещения в его верхней части. П. Н. Кропоткин указывает, что эти формы дислокаций возникают в условиях поднятия узкой зоны земной коры; возникающее же при этом гравитационное скольжение может усложнить картину складкообразования и затруднить определение истинной величины горизонтального перемещения. Кроме того, слепые окончания складчатых зон, крутые повороты их простирания (которые можно связать с разной ориентировкой направления глубинных разломов)

показывают, что возникновение сложной складчатости не сопровождается сколько-нибудь крупным тангенциальным сокращением поверхности Земли. Наконец, при решении этого вопроса необходимо принимать во внимание физические и литологические свойства горных пород и прежде всего их пластичность. Пластические течения вещества могут значительно усложнять стиль тектоники и приводить к неверным конечным выводам о величине горизонтального сокращения земной поверхности.

Таким образом, возможно наличие горизонтальных движений, связанных с перемещениями отдельных блоков в земной коре, но разный порядок величины горизонтальных и вертикальных перемещений в каждом отдельном случае получает свое объяснение.

В целом же величина горизонтального перемещения не может вычисляться без учета указанных соображений. Локальное проявление сжатия даже до значительных величин — есть одна из особенностей проявления дислокационных движений в областях горообразования (орогенных областях). Однако сказанное — только некоторые соображения по данному вопросу. Вся проблема требует самостоятельного рассмотрения.

Утверждения А. В. Пейве (1960), что образование горных кряжей подвижных поясов, одновременное утолщение в этих местах земной коры, образование геосинклинальных борозд и геосинклинальных гребней не связаны с вертикальными движениями, «идущими из неведомых глубин», а являются следствием более поверхностных горизонтальных перемещений блоков коры, т. е. их раздвигами и надвигами по глубинным разломам (Пейве, 1960, стр. 71), кажутся неубедительно обоснованными и противоречащими фактам и соображениям, изложенным в данной работе.

Представлению о преобладающих тангенциальных напряжениях и перемещениях в коре под влиянием коровой группы движений, происходящих на фоне «постоянно идущих нисходящих движений» (Пейве, 1960), противоречат прежде всего геофизические данные, указывающие на наличие мощных подкоровых процессов, вызывающих тектонические движения, объединяемые мною в группу подкоровых движений (см. выше, гл. II).

О ПРИЧИНАХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ, ИХ СВЯЗЯХ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ОСНОВНЫХ ЧЕРТ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Как известно, в геологической и геофизической литературе установлено понятие «земная кора». Разные авторы придают ей различный объем. Большинство под земной корой понимают внешнюю часть литосферы, снизу ограниченную поверхностью М (поверхность Мохоровичича), которая разграничивает слои с существенно различной плотностью и упругими свойствами. Следует отметить, что в настоящее время нет единого понимания структурного смысла поверхности М, и она разными исследователями толкуется по-разному (Вильсон, 1958; Магницкий, 1953; Гутенберг, 1960 и др.). Земная кора имеет слоистое строение и внутри нее выделяются разнящиеся по плотности и упругим свойствам вещества пород три слоя: осадочных пород, условно гранитный и условно базальтовый. Установлено, что земная кора имеет различное строение и в первом приближении выделяются океанический и материковый тип строения.

Эти различия особенно отчетливо выявляются из гравиметрических карт, на которых показано распространение аномалий силы тяжести, вычисленных в редукции Буге. Пересчет данных маятниковых измере-

ний силы тяжести, произведенный по этому методу, позволяет исключить влияние масс, лежащих в данной местности выше уровня моря и сравнить между собой те значения силы тяжести, которые мы наблюдали бы на поверхности геоида, соответствующей нынешнему уровню моря. Каждый слой вызывает на поверхности Земли притяжение, пропорциональное его толщине и плотности. Поэтому там, где поверхность субстрата, сложенного наиболее плотными ультраосновными породами, поднимается ближе всего к поверхности геоида, напряжение силы тяжести, вычисленное в редукции Буге, оказывается максимальным. В таких местах мы имеем наибольшие по абсолютной величине положительные аномалии силы тяжести.

Изолинии аномалии силы тяжести, в редукции Буге, в первом приближении дают представление о характере нижней поверхности земной коры. Хребтам на таких картах соответствуют максимальные абсолютные значения отрицательных аномалий Буге; на низменностях, невысоких равнинах аномалии близки к нулю; под глубинами 4—6 тыс. *м* во всех океанах господствуют положительные аномалии. Очень крупные отрицательные гравитационные аномалии выявляются в пределах Центральной Азии (Кропоткин, 1956; Кропоткин, Люстих и др., 1958).

Океанический тип строения земной коры отличается полным отсутствием или ничтожными мощностями осадочных пород и условно гранитного слоя, вследствие чего под дном океанов залегает тонкий слой (~5 *км*) условно базальтового слоя.

Материковый тип земной коры, имея максимальную мощность, в свою очередь разделяется на типы, в которых мощность осадочного и условно гранитного слоя увеличивается до 40—45 *км*, а условно базальтового слоя до 25—30 *км*. Общая мощность земной коры колеблется в пределах от 2—7 до 60—80 *км* (Деменицкая, 1960; Федынский, 1960; Андреев, 1960 и др.).

Повсеместно устанавливается тесная взаимосвязь между глубинным строением земной коры, геологической структурой ее верхних слоев и характером и историей неотектонического развития.

По данным Г. А. Гамбурцева, И. П. Косминской, Р. М. Деменицкой, П. С. Вейцман, П. Н. Кропоткина, В. В. Федынского и многих других, установлено, что на океанах наиболее вероятная толщина земной коры 5—7 *км*; в области океанических валов 20—30 *км*; в переходной области к океанам, в пределах геосинклиналей, эта мощность возрастает до 30—40 *км*; в области интенсивного горообразования в пределах альпийской складчатой зоны Юга СССР наблюдаются колебания от 30 до 60—70 *км*; в других областях горообразования с меньшими колебаниями 40—60 *км* (и более — до 80 *км*); в пределах платформенных областей в среднем 30—40 *км*. Зная эти цифры, было бы ошибочно считать, что мощности земной коры тем меньше, чем древнее складчатость, как это показала Деменицкая (1958). Неотектонические процессы в эту зависимость вносят существенные коррективы.

Установлена связь между толщиной земной коры и аномалиями гравитационного поля, в редукции Буге, которая для континентальных районов в первом приближении имеет линейный характер (Андреев, 1960). Более точное выражение этой зависимости для материков и океанов, рассчитанное Деменицкой (1960), позволило получить осредненную кривую (рис. 137).

Аналогичная зависимость установлена и между рельефом поверхности Земли и толщиной земной коры. Были выявлены утолщения коры под горами, названные «корнями» гор, и установлена в грубом приближении обратная зависимость: чем выше рельеф, тем ниже опускается поверхность М. Анализ многочисленного материала, по сопоставлению рельефа суши и дна океана с толщиной земной коры,

позволил Р. М. Деменицкой (1960) построить другую кривую и установить нелинейный характер связи этих величин (рис. 138).

Таким образом, толщина земной коры, высота современного рельефа Земли и аномалии гравитационного поля, в редукции Буге, оказываются между собой функционально зависимыми. Изучавший эту зависимость на примере Кавказа Е. Н. Люстих пришел к важному выводу о генетической связи явлений неотектонических поднятий и утолщений коры и высказал мысль, что хронологически они между собой также связаны: утолщение коры происходило недавно и может быть происходит и сейчас (Кириллова, Люстих и др., 1960). В. А. Растворова распространила этот вывод и на неотектонические погружения, указывая, что последние связаны с уменьшением толщины земной коры и эти процессы продолжаются в настоящее время (Растворова, 1960, 1961). Таким образом, крупные неотектонические структуры,

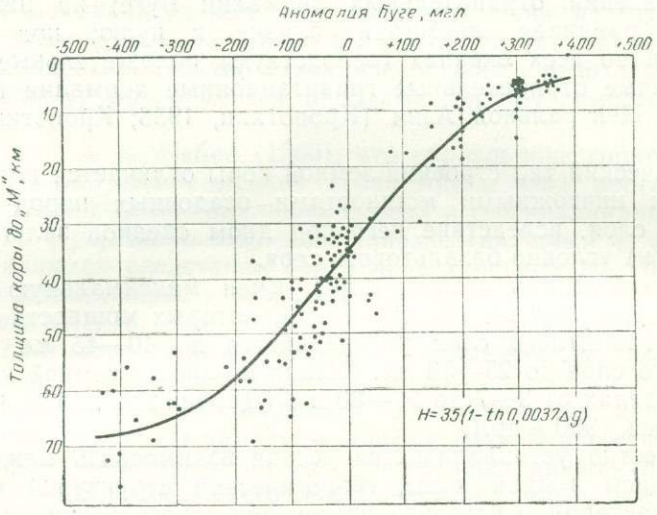


Рис. 137. График сопоставления толщины земной коры с аномалиями гравитационного поля, в редукции Буге (по Р. М. Деменицкой, 1960)

отражающие проявления неотектонических движений в виде поднятий и опусканий, выражают процесс изменения мощности земной коры, происходящий в неотектонический этап развития.

Хорошую иллюстрацию этого дает для территории Тянь-Шаня М. В. Гзовский (1961). Он указывает, что вплоть до неогена эта территория в геологическом отношении была такой же, как Центральный Казахстан, в котором сохраняется платформенный тектонический режим. Поэтому мнения А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1937), что до начала неогена в Тянь-Шане не было крупной отрицательной гравитационной аномалии и что она могла возникнуть лишь в неогене одновременно с появлением процессов горообразования, качественно отличных от продолжающихся движений в Центральном Казахстане, является правильным. Отсюда следует только один вывод, что интенсивные восходящие тектонические движения в неотектонический этап развития и утолщение земной коры в этом месте — явления, происшедшие одновременно. При этом М. В. Гзовский отмечает, что для большинства районов Тянь-Шаня выявляется следующее: чем сильнее утолщение коры, тем большее поднятие она испытала. Этот автор целиком отрицает возможность утолщения земной коры (на 20—30 *км* против первоначальной толщины, с поднятием поверхности на 5—6 *км*) за счет проявления горизонтального сжатия и объясняет его действием

вертикальных сил, путем нарастания снизу нового сиалического материала, поступающего из недр оболочки. При этом, как отмечает М. В. Гзовский, происходит изостатическое всплывание и равновесие устанавливается одновременно с добавлением к коре новых порций поступавшего из оболочки сиалического материала.

Для ряда районов установлено, что резкие переходы больших градиентов аномалий силы тяжести соответствуют в поверхностной структуре зоне контрастных неотектонических движений и указывают на глыбовое строение земной коры, обладающей в таких случаях разной мощностью (В. А. Растворова, Н. А. Флоренсов и др.).

Таким образом, современный рельеф поверхности, интенсивные движения земной коры, ее толщина, изостатические аномалии — явления взаимосвязанные и взаимообусловленные. Однако в ряде случаев наблюдается явное несоответствие некоторых указанных взаимосвязан-

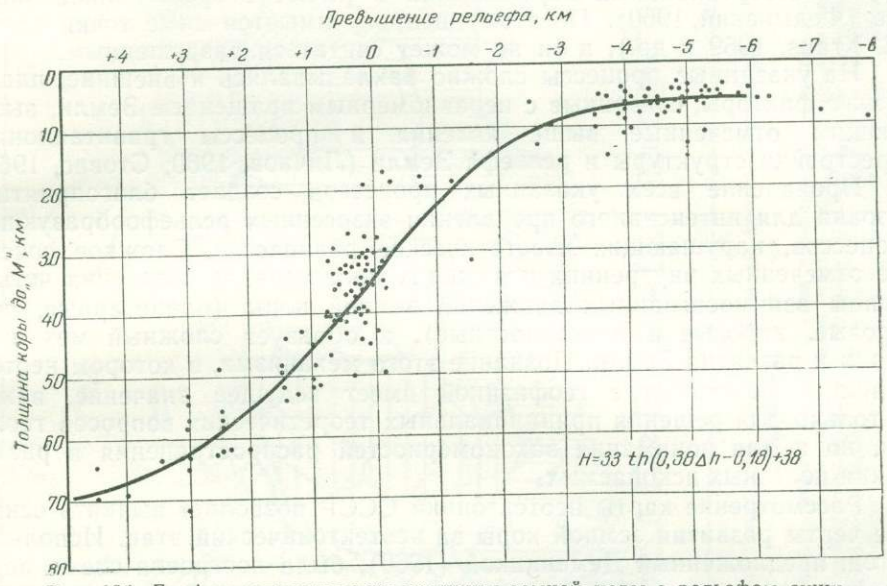


Рис. 138. График сопоставления толщины земной коры с рельефом суши и дна океана (по Р. М. Деменицкой, 1960)

ных явлений. Местами в зонах перехода отмечены несовпадения границ между областями поднятий и погружения с границами региональных гравитационных минимумов и максимуов. Это указывает на несовпадение границ глубинных структур с поверхностными границами. Такое несовпадение выявлено для впадины Черного моря, в которой границы положительной гравитационной аномалии захватывают значительные участки северо-западного Кавказа, Горного Крыма и Аджарских гор, периферические участки которых характеризуются в настоящее время опусканием, что указывает на разрастание области погружения впадины Черного моря. Такая же картина отмечается для южной окраины Большого Балахана и в других местах (Растворова, 1960; Гзовский, 1961 и др.).

Отмеченное несовпадение поверхностных и глубинных границ в районе Кавказа, Крыма и других районов при наблюдающейся в неотектонический этап тенденции смещения поверхностных границ в сторону глубинных позволило В. А. Растворовой предположить, что процессы на поверхности Земли следуют с некоторым запозданием за процессами, протекающими в недрах земли. Близкие примеры указываются и М. В. Гзовским (1961).

Таким образом выявляется, что интенсивные неотектонические движения возникают как следствие геофизических процессов, протекающих внутри оболочки. Этими процессами в настоящее время считают фазовые превращения вещества оболочки, вызывающие изменения его объема, и вертикальные колебательные движения, а также дифференциацию вещества по плотности, вследствие чего в верхние слои поступают более легкие по удельному весу, плавкие и подвижные дифференциаты, которые вызывают образование отрицательных гравитационных аномалий, проявление интенсивных неотектонических движений, деформацию земной коры и рост рельефа поверхности (Федынский, 1960; Магницкий, 1953, 1960; Борисов, 1958 и др.).

Согласно указанным представлениям движение глубинного вещества происходит главным образом в вертикальном направлении. Горизонтальные движения в виде подкорового течения возникают как следствие вертикальных перемещений и имеют второстепенное значение (Федынский, 1960). По этому вопросу имеются иные точки зрения (E. Kraus, 1959 и др.), и он не может считаться разрешенным.

На указанные процессы сложно накладывались и внешние, планетарные факторы, связанные с неравномерным вращением Земли, вызывающим отмеченные выше явления и процессы гравитационной перестройки структуры и рельефа Земли (Личков, 1960; Стовас, 1961).

Проявление всех указанных процессов создает благоприятные условия для интенсивного проявления экзогенных рельефообразующих процессов, нарушающих изостатическое равновесие. Сложное сочетание отмеченных внутренних и внешних процессов, вызывающих четыре группы взаимосвязанных движений земной коры (планетарные, подкоровые, коровые и поверхностные), и образует сложный механизм жизни и развития Земли. Познание этого механизма, в котором неотектоника в сочетании с геофизикой имеет ведущее значение, важно не только для решения принципиальных теоретических вопросов геологии, но и для понимания закономерностей распространения и размещения полезных ископаемых.

Рассмотрение карты неотектоники СССР позволяет выявить основные черты развития земной коры за неотектонический этап. Используя метод, предложенный Деменицкой (1960), была построена схема перестройки структуры земной коры за неотектонический этап развития, т. е. приблизительно за 25 млн. лет (рис. 139). В соответствии с полученными данными, на территории СССР и в прилегающих областях можно выделить следующие районы:

а) стабильной мощности земной коры с унаследованно наметившейся перестройкой соответствующей областям слабого горообразования (Русская, Скифская, Туранская плиты);

б) стабильной мощности с относительно слабой перестройкой в сторону незначительного увеличения мощности (Сибирская платформа, Казахский щит);

в) стабильной мощности с относительно слабой перестройкой в сторону незначительного утонения мощности (Западно-Сибирская плита);

г) активной дифференцированной перестройки земной коры с увеличением мощности за неотектонический этап до 30—40 *км* (Тянь-шанско-Байкальский тип гор);

д) то же, с меньшей дифференциацией и меньшей величиной увеличения мощности (Верхоянско-Колымский тип гор);

е) с продолжающимся ранее наметившимся увеличением мощности земной коры, происходящим дифференцированно с расширением областей, где произошло наращивание мощности на 20—30 *км* (современная геосинклинальная область);

ж) с расширением областей уменьшенных мощностей — до 10—12 *км* (Средняя часть Курильской дуги, Черное море, Южный Каспий, Средиземноморская впадина);

з) стабильной незначительной мощности земной коры, соответствующие ложу океанических впадин.

Приведенное районирование показывает, что геофизические процессы протекают неравномерно. На одних участках ранее сформиро-

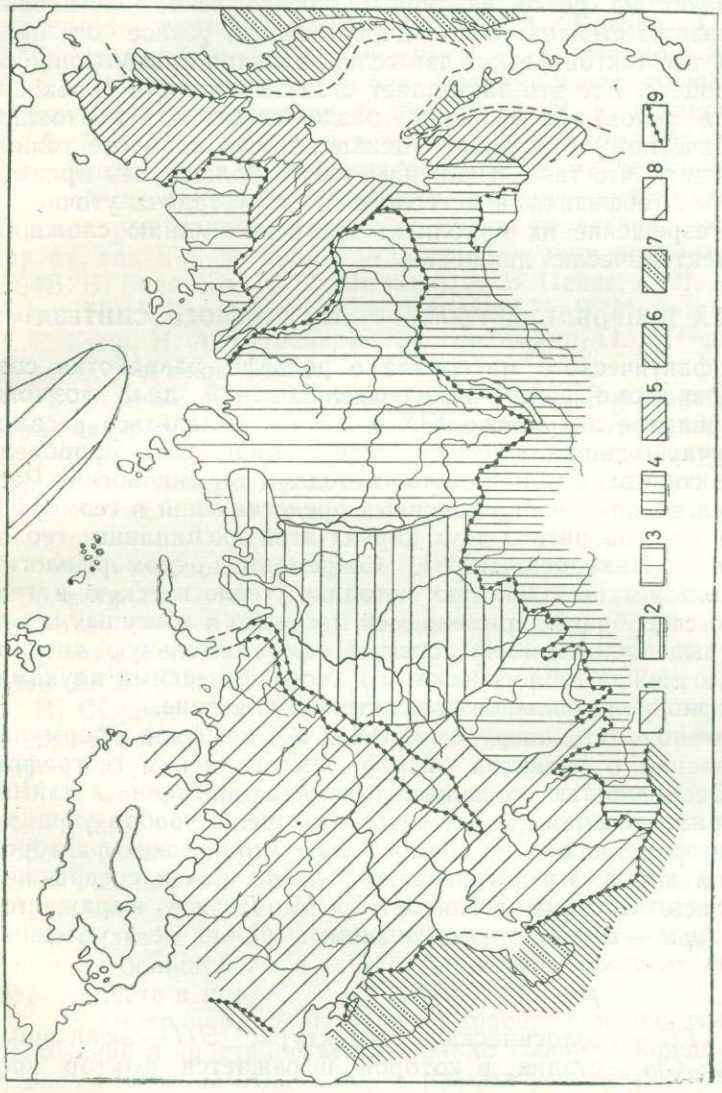


Рис. 139. Схема перестройки структуры земной коры за неотектонический этап развития, за 25 млн. лет

Районы стабильной мощности земной коры: *1* — с участками унаследованно наметившейся перестройки в области слабого горообразования; *2* — с относительно слабой перестройкой в сторону незначительного увеличения мощности; *3* — с относительно слабой перестройкой в сторону незначительного уменьшения мощности. Районы активной дифференцированной перестройки земной коры: *4* — с увеличением мощности до 30—40 *км*; *5* — с меньшей дифференциацией и меньшей величиной увеличения мощности. Районы, в которых продолжается ранее наметившееся дифференцированное увеличение мощности: *6* — с расширением областей с увеличенными мощностями до 20—30 *км*, *7* — с расширением областей с уменьшенными мощностями до 10—12 *км*; *8* — районы стабильной незначительной мощности земной коры

вавшаяся земная кора сохраняет свое строение без заметных изменений. На других происходят интенсивные геофизические процессы, приводящие к увеличению мощности земной коры (почти вдвое) и как следствие к коренной перестройке рельефа поверхности Земли и оживлению действия экзогенных рельефообразующих процессов в соответствии с климатической и географической обстановкой.

Именно эту картину развития неотектонических движений, выражающуюся в тенденции к формированию крупных неотектонических структур, в изменении мощности земной коры, отражает Карта новейшей тектоники СССР (1960). Она дает представление о направленности

глубинных процессов, протекающих в оболочке, где зарождаются колебательно-волновые и регматические движения (подкоровая группа тектонических движений), а также планетарная форма движений.

Карта новейшей тектоники СССР свидетельствует о глубокой связи главнейших неотектонических структур, отраженных в основных чертах рельефа земной поверхности с глубинными тектоническими процессами, и выявляет их обусловленность.

Необходимо, наконец, отметить, что обширный материал по неотектонике указывает на резко различные геофизические обстановки в земной коре: разную степень консолидированности, разное состояние вещества, разный тип тектонических движений, отлично проявляющийся тектонический процесс. Все это заставляет ставить вопрос о необходимости пересмотра типов земной коры, разделяющихся в настоящее время по геофизическому строению. Оценка данных по неотектонике позволяет утверждать, что таких типов намечается больше, чем принято их выделять. Перед геофизиками и геологами стоит задача уточнения этих вопросов. Разрешение их приблизит нас к пониманию сложного вопроса причин тектонических движений.

НЕОТЕКТОНИКА И ПРОБЛЕМА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СИНТЕЗА

Накопление фактического материала о рельефе, разработка специальных методов геоморфологических исследований дало возможность учению о рельефе на рубеже XIX и XX вв. выделиться в самостоятельную научную дисциплину — геоморфологию. Она приобрела свое содержание, собственные принципы, методы и терминологию. Рассмотрение истории возникновения основных представлений в геоморфологии дает основание говорить о двух корнях этой дисциплины: геологии и географии (Николаев, 1958). Современная геоморфология плодотворно использует комплексную методику: геологическую и географическую. Это своеобразие применяемой методики и конечных целей исследований и выделяет геоморфологию в самостоятельную дисциплину, пограничную между геологическими и географическими науками. Геоморфология приобрела большое практическое значение.

Следует напомнить, что на рубеже XIX и XX вв. были сформулированы представления о развитии рельефа американским географом В. М. Девисом. Особенностью их является большое внимание к климатическим факторам, внешним геологическим (рельефообразующим) процессам и роли времени; в то же время роль тектонических факторов (движений земной коры) в формировании рельефа почти совершенно не рассматривалась. Система взглядов В. М. Девиса выражается формулой: *структура — процесс — стадия*, или выражая ее в условных символах:

$$P = ГС + ЭП + Ст,$$

где P — рельеф; $ГС$ — геологическая структура; $ЭП$ — экзогенные процессы; $Ст$ — стадия, в которой выражается фактор времени.

Подавляющее большинство обобщающих работ англо-американских исследователей по геоморфологии, в основном развивающих теоретические представления В. М. Девиса, встретили справедливую критику со стороны советских и европейских исследователей.

Несколько позднее возникшая другая система идей, основанием для которой послужили работы главным образом немецких исследователей, обобщенных В. Пенком (1924), на первое место ставит тектонические процессы (Т), которым придается особое значение в формировании и развитии рельефа. Последний рассматривается как результат взаимодействия внутренних и внешних процессов, при неполном, одна-

ко, учете последних. Система взглядов В. Пенка может быть выражена в условной схеме:

$$P = ЭП + T.$$

Среди европейских исследователей большее предпочтение, пожалуй, отдавалось идеям В. Пенка. В последнее время среди англо-американских геоморфологов наблюдается острая критика учения В. М. Девиса и усиление влияния представлений В. Пенка.

В области общей геоморфологической теории советские исследователи внесли поправки и дополнения в указанные зарубежные концепции, давали их критику (А. А. Борзов, С. С. Неуструев, Я. С. Эдельштейн, И. П. Герасимов, К. К. Марков, А. И. Спиридонов и др.). Высказывались и вполне оригинальные взгляды (В. А. Варсанофьева, И. П. Герасимов, Б. Л. Личков, К. К. Марков, В. А. Обручев, М. А. Усов, И. С. Щукин и многие др.). Геоморфологи СССР имеют возможность свои построения основывать на детально разработанных в нашей стране представлениях о тектонических структурах и их эволюции, которые приводятся как на общих геологических и тектонических картах, так и в региональных тектонических описаниях и монографиях (В. В. Белоусов, Н. С. Шатский, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, Ю. А. Косыгин, П. Н. Кропоткин, Н. М. Страхов, М. В. Муратов, А. А. Богданов, В. Е. Хаин, Н. А. Штрейс, Ю. М. Шейнманн, П. Е. Оффман, Ю. М. Пущеровский и многие др.).

В отличие от зарубежных схем в СССР развитие рельефа и его эволюция рассматриваются во времени не абстрактно, а в рамках определенной геохронологической шкалы и в ряде случаев абсолютного летоисчисления. Этому способствует широкое развитие в СССР стратиграфических и палеогеографических работ в особенности по кайнозою и мезозою.

Значительно уточнились и расширились наши представления в области климата. Достигнуты крупные успехи в познании отдельных климатических факторов, выявлении особенностей их распределения, сочетания и влияния на ландшафт. Это позволило значительно развить идеи В. В. Докучаева о зональности (Л. С. Берг, А. А. Григорьев, В. Н. Сукачев и др.) и создать обоснованное учение о зонах природы, необходимое для правильного понимания геоморфологических факторов.

Во многом продвинулось вперед представление об экзогенных геологических процессах и результатах их проявления не только в виде «процессных» форм рельефа, но и в виде различных генетических типов рыхлых отложений. Можно смело утверждать, что в СССР учение о новейших отложениях, их генезисе, типах, стратиграфии, связи с формами рельефа и с различными экзогенными процессами безусловно стоят на большой высоте. Это выдвигает советских исследователей на первое место в мире.

Рассмотрение закономерного распределения генетических типов отложений в пространстве. позволило выявить определенные формации в виде сочетаний этих типов в разных условиях тектонической и географической обстановки. Это направление в науке является оригинальным и свидетельствует об углубленном подходе к изучению процессов и результатов их проявления (Н. М. Страхов, Г. И. Горецкий, К. В. Никифорова, Е. В. Шанцер, Н. И. Николаев и др.).

В учении В. Пенка для выявления развития рельефа выдвигается изучение коррелятивных отложений. Однако применение этого метода самим В. Пенком и его последователями выглядит упрощенным. В этом отношении много было сделано советскими исследователями (В. В. Белоусов, В. И. Попов, С. С. Шульц и многие др.).

Считая одной из основных задач при проведении геоморфологических исследований выявление роли тектонических движений, В. Пенк

предлагал свой метод — анализ склонов. Этот метод вызвал большую и справедливую критику. В настоящее время советские геоморфологи могут назвать длинный список разнообразных методов, используемых для этой цели; разработан комплексный метод изучения тектонических движений.

Существенным отличием представлений советских геоморфологов является понимание тектонических процессов, увязка их с различными геофизическими явлениями и данными. Механизм проявления тектонических процессов за рубежом в большинстве случаев понимается очень упрощенно. В результате работ русских исследователей развивается и обосновывается учение о типах тектонических движений. Значительно уточнились представления о колебательных движениях. Был показан их очень сложный спектр, выявлены особенности проявлений, недоучет которых не позволял разобраться в закономерностях развития рельефа (А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, А. Н. Мазарович, М. М. Тетяев, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, Ю. А. Мещеряков, Н. И. Николаев и др.).

Указанные достижения и особенности работы советских геоморфологов, позволили выявить и учесть большое количество новых факторов, влияющих на развитие рельефа. Если попытаться их суммировать в условной схеме можно получить следующее выражение:

$$(AP + KO) \leftrightarrows ЭП \leftrightarrows P \leftrightarrows ГС,$$

где P — рельеф; K — климат; $ЭП$ — экзогенные процессы; T — тектонические процессы; $ГС$ — геологические структуры; KO — континентальные отложения; AP — аккумулятивные формы рельефа.

Однако на данную систему, на ход ее развития и результаты, в свою очередь влияет целый ряд других факторов. Среди них наибольшее значение имеют: фактор времени, определяющий стадию развития рельефа, планетарный, или космический, фактор (как вращение Земли и др.), влияющий на развитие почти всех вышеперечисленных факторов: деятельность человека и некоторые др. При этом следует учитывать, что распределение указанных процессов обладает определенной диссимметрией. Материки — это области сложного наложения внешних и внутренних процессов, в результате взаимодействия которых образуется все разнообразие известных нам поверхностных форм рельефа; океанические пространства — это области преимущественного и очень часто исключительного проявления внутренних геологических процессов, которые только в слабой мере компенсируются проявлением внешних процессов.

Таким образом, сочетанием всех указанных факторов, их различным проявлением во времени и в пространстве определяется разнообразие крупных и мелких форм рельефа земной поверхности. И совершенно очевидно, что методически было бы неправильным делить указанную систему факторов на две половины и считать, что изучение их составляет содержание самостоятельных направлений в геоморфологии: 1) направления, рассматривающего особенности комплекса экзогенных процессов, воздействующих на рельеф в различных физико-географических зонах, и изучающего связанные с ними формы рельефа, обусловленные различными экзогенными факторами, подчиненные законам климатической зональности (климатическая геоморфология) и 2) направления, анализирующего элементы рельефа, обусловленного тектоническим (эндогенным) фактором (структурная геоморфология).

Такой подход неверен, потому что рельеф — предмет изучения геоморфологии — всегда является результатом взаимодействия одновременно проявляющихся внешних и внутренних факторов. Поэтому выделение указанных частных систем и разделов геоморфологии выглядит ограниченным и не точно раскрывающим сущность явлений. Однако у нас до сего времени говорят об географическом и геологическом «акценте» в трактовке происхождения современного рельефа. Такая двойственность взглядов является прежде всего тормозом в развитии геоморфологического синтеза — теоретических геоморфологических представлений. Следствием является, по существу говоря, отсутствие законченной общей системы взглядов на развитие рельефа.

Корнями указанных ошибочных представлений, как уже указывалось (Николаев, 1958_2 и др.), являются методологически неверные идеи зарубежных геоморфологов. Наибольшей популярностью среди них пользуются взгляды двух школ: американской В. М. Девиса и немецкой В. Пенка. Они безраздельно господствуют за рубежом, находили и находят свое отражение в работах советских ученых. Я не беру на себя задачи дать развернутую критику указанных представлений. Это заставило бы подробно остановиться на их сущности, что сделать в кратком изложении невозможно. Критику этих идей давали ряд авторов (К. К. Марков, А. И. Спиридонов, Трикар, Ж. Сюре-Каналь и др.).

Как известно, в конце прошлого и в начале настоящего столетий, вопрос о развитии рельефа в целом был поставлен В. М. Девисом во всю широту (W. Davis, 1896, 1899). В. М. Девис уточнил высказывавшиеся мысли о развитии отдельных элементов рельефа, дал их систематизацию. В этом бесспорная его заслуга. Взгляды В. М. Девиса выглядели прогрессивными и оказали большое организующее влияние на развитие геоморфологии (см. напр., S. Judson, 1960). Однако с самого начала поставленные В. М. Девисом вопросы разрешались им неверно. С самого начала его идеи противоречили материалистической диалектике. Как известно, В. М. Девис выделял «геоморфогению», или генетическую геоморфологию, считая ее объектом изучения геолога, и «морфографию», которая, используя предложенный им «объяснительный метод», должна заниматься описанием современного вида и состояния рельефа, что является основной задачей географа.

Сущность «объяснительного метода» состоит в том, что В. М. Девис предлагал из всех рассматриваемых основных форм рельефа вывести все возможные родственные формы для того, чтобы можно было получить «полные, систематически расположенные ряды воображаемых форм, которые должны находиться в определенном отношении к наблюдаемым формам». Получив такой ряд, можно сказать, как эволюционировали наблюдаемые формы и каково будет направление их дальнейшей эволюции. Однако, применяя этот метод, нельзя получить правильную картину истории и происхождения форм рельефа. Она всегда будет упрощена и все индивидуальные, специфические черты рельефа будут стушевываться.

Для того чтобы понять формы рельефа, прежде всего должны исследоваться рельефообразующие процессы, их взаимодействие и связанные с ними перемещения масс. Формы рельефа, так же как и связанные с ними типы отложений, должны рассматриваться как следствие процессов, протекающих в конкретных условиях времени и пространства.

Мы приходим к выводу, что без правильного понимания и изучения причин, нельзя составить точного представления о характере и особенностях наблюдаемого рельефа. При решении всех этих вопросов мы должны исходить из марксистско-ленинского понимания проблемы причинности. В книге «Материализм и эмпириокритицизм» В. И. Ленин

пишет (Соч., т. XIII, стр. 126), что «вопрос о причинности имеет особо важное значение для определения философской линии того или другого новейшего «изма» (материализма или идеализма, — *Н. Н.*). В своем разборе этой проблемы В. И. Ленин показывает, как она увязана с основной проблемой философии: отношения мышления к бытию. В. И. Ленин писал — «признавать необходимость природы и из нее выводить необходимость мышления есть материализм. Выводить необходимость, причинность, закономерность и прочие измышления, есть идеализм».

Приведенный выше разбор метода В. М. Девиса, его подходы к рельефу именно и есть выведение закономерностей из мышления. Это обстоятельство характеризует метафизичность его представлений и представлений всех тех, кто их разделяет*.

Несостоятельность их хорошо иллюстрируют слова самого Девиса: «При составлении своих выводов я имел в виду фактические случаи, послужившие мне вехами в представлении о различных этапах развития цикла. Однако, я думаю, что ко всем основным выводам можно было бы прийти и при помощи одной дедукции, не обладая даже такими познаниями... Ко всем этим выводам можно было бы прийти в комнате, в темноте и с закрытыми глазами» (W. Davis, 1942, стр. 73).

В этих явных идеалистических высказываниях, закономерно вытекающих из общей методологии В. М. Девиса, предполагалось, как и в идеалистических философских построениях, что природа может быть постигнута только размышлением. При этом все формы рельефа, все возможные случаи оказываются предусмотренными, все оказывается соответствует мышлению, ибо законы в природу, как утверждают идеалисты, вносит само мышление. Однако реальный мир со своими неожиданными свойствами нарушает идеалистическую гармонию.

Такой подход, конечно, является порочным, почему и сама схема Девиса может быть названа формальной.

Таким образом, ошибка В. М. Девиса и его последователей заключается в приписывании абстракции абсолютного значения закона природы. Оценивая взгляды В. М. Девиса с точки зрения роли тектонических факторов в развитии рельефа, приходится повторить уже высказанные возражения (В. Пенк, Трикар и др.), тектонические факторы учитываются в искаженном виде. В схеме нормального эрозионного цикла В. М. Девиса тектонические процессы проявляются внезапно до того, как начинают действовать процессы эрозии. После этого тектонические движения перестают действовать. Такие взгляды, как можно было убедиться из всего изложенного выше, совсем не соответствуют действительности.

В недавнем прошлом большой популярностью у нас, а за рубежом и в настоящее время пользуются работы другого направления в геоморфологии, создателем которого считают В. Пенка. В его интересной книге «Морфологический анализ» (W. Penck, 1924), высказываются соображения, являющиеся по существу дальнейшим развитием взглядов В. Девиса. В отличие от последнего В. Пенк обращает большое внимание на проявление внутренних геологических процессов, и рельеф рассматривается, как результат взаимодействия внутренних и внешних геологических процессов. Как известно, применение морфологического анализа самим В. Пенком привело его к ошибочным выводам в отношении выявления характера и особенностей тектонических движений. Отрыв теоретических построений от анализа конкретной обстановки, недоучет геологической структуры, геологической истории, недоучет

---

* Французские исследователи также считают учение В. М. Девиса идеалистическим и обвиняют его в антропоморфизме и финализме (I. Tricart, 1953; Ж. Сюре-Каналь, 1959).

в развитии многих факторов денудации сделали его схему (претендующую на значение широкой геоморфологической концепции) чисто академической, неприменимой для большинства районов, оторванной от реальной природы, реальной действительности. Очевидно, методологически и это направление зарубежной геоморфологии является порочным.

Таким образом, важнейший вывод теории познания, вытекающий из диалектического учения о природе, заключающийся в требовании всестороннего анализа явлений и недопустимости одностороннего подхода при их изучении зарубежными геоморфологами не применяется. А в большинстве обобщающих работ по геоморфологии рельеф рассматривается в отрыве от комплекса рельефообразующих процессов и его связи с формированием отложений.

Формалистический подход к геоморфологии выявляется и в том, что зачастую не дается конкретного анализа, при соблюдении которого только и могут быть правильно поняты и объяснены отдельные явления. Это можно видеть в недоучете при объяснении рельефа конкретных, местных факторов, слепом использовании готовых теоретических схем и построений.

Консервативное направление в геоморфологии заключается также и в том, что при изучении рельефа, особенно крупных форм, не выявляется взаимодействие между проявлением внешних и внутренних геологических процессов. Этим самым закрывается дорога и к познанию более глубоких связей и отношений, существующих между явлениями. Мало внимания уделяется данным неотектоники.

Нам представляется, что двойственность в понимании геоморфологии (см. выше) имеет глубокие корни. Это является следствием ошибочной методологии и в самое ближайшее время должно быть совершенно искоренено.

В геоморфологии еще до сих пор не сформулирована общая теория развития рельефа. Исключительно богатые и разнообразные по своему существу результаты исследования советских геоморфологов, различные взгляды и идеи, высказанные в частных работах или работах по отдельным районам и вопросам, еще не сведены в единую систему, основанную на единственно правильных принципах диалектического материализма. Как совершенно справедливо отмечает И. П. Герасимов (1946), разработка советской теоретической концепции должна строиться на базе широкого исходного фактического материала с постоянной проверкой и дальнейшим совершенствованием в процессе практических исследований. Перед советскими геоморфологами в этом отношении стоит большая и ответственная задача.

Попытки создания такой системы в виде представлений о геоморфологических уровнях, предложенных К. К. Марковым ($1948_{1,2}$), не устраняют недостатков рассмотренных зарубежных концепций (Н. В. Думитрашко, Л. Г. Каманин и Ю. А. Мещеряков, 1951). Дискуссионными выглядят представления К. К. Маркова (1951) и о направлении развития континентов, которое выражается в разрастании равнин за счет гор и впадин (см. Николаев, 1955). Многочисленные высказывания других авторов не обобщены.

В настоящее время разработка обобщающей геоморфологической системы, объясняющей генезис и развитие рельефа поверхности Земли является актуальной очередной задачей советской геоморфологии. Она должна быть дана не в виде абстрактной идеализированной схемы, которая не включает в себя никаких реальных условий времени и пространства, а в виде теории развития рельефа, привязанной к различным конкретным геологическим структурам и их геологическому развитию.

Природные процессы столь разнообразны, что они не укладываются в предлагавшиеся упрощенные теоретические схемы и построения.

Свидетельством этому является изложенный материал данной книги. Неотектоника территории СССР крайне разнообразна. В любой концепции, рассматривающей развитие рельефа, движения земной коры, их режим, особенности проявления во времени должны строго учитываться. Однако они должны учитываться не вообще, а исходя из конкретных форм проявлений, которые, как было видно, очень различны.

Таким образом, в построении общей теории развития рельефа Земли мы не можем отрываться от синтеза геологических данных, геотектонических построений и гипотез. На основании всего сказанного неизбежно приходим к выводу, что геотектоническая гипотеза развития земной коры и геоморфологическая гипотеза развития рельефа Земли должны представлять две стороны единой теории Земли, разработка которой составляет насущную задачу науки.

ГЛАВА ОДИННАДЦАТАЯ

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ НЕОТЕКТОНИКИ К РЕШЕНИЮ НЕКОТОРЫХ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ВОПРОСОВ, СВЯЗАННЫХ С ПОИСКАМИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Одной из важнейших проблем современной геологии является выявление закономерностей размещения и распространения полезных ископаемых. Предпосылкой для решения этой проблемы, как было уже указано в предыдущих главах, являются данные и по новейшей тектонике, сведенные в Карту новейшей тектоники СССР (1960). Закономерности пространственного распределения полезных ископаемых основываются на знании генезиса изучаемого минерального сырья, геологического строения и истории геологического развития районов его распространения. Накопленные данные по неотектонике СССР, частично изложенные в предлагаемой работе, могут явиться основой для решения вопросов о направлении поисков месторождений минерального сырья. Выявляющиеся закономерности проявления новейших тектонических процессов позволяют говорить о значении их для прогноза общих закономерностей пространственного распределения полезных ископаемых, связанных с неоген-антропогеновыми отложениями и с неотектоническими структурами.

Как известно, различные типы неоген-четвертичных отложений формируются в зависимости от особенностей географической обстановки, в которой первостепенное значение имеют климат и характер рельефа. Рельеф же целиком определяется геологической структурой района, историей ее геологического развития, характером и особенностями проявления неотектоники. Неотектонические движения приводят к дифференциации материковых платформ и областей горообразования на различные структурные и геоморфологические элементы, что сказывается на парагенезисе накапливающихся отложений, их характере и мощностях (Николаев, $1947_{3,4}$, 1952_1).

Для новейших континентальных и морских отложений намечается связь типов отложений, распределения их мощностей, фаций и формаций с областями слабого и интенсивного проявления неотектоники: Режим, амплитуда, типы новейших тектонических движений находят прямое отражение в рельефе. Равнинные районы, соответствующие материковым платформам, характеризуются проявлением слабых положительных и отрицательных движений; горные районы — области длительного и интенсивного проявления положительных тектонических движений, на фоне которых проявляются движения с отрицательным знаком, соответствуют областям горообразования и к ним примыкают области современных геосинклиналей. Поэтому можно говорить о горных и равнинных комплексах новейших отложений. Каждый из них отражает те особенности тектонической жизни, которые свойственны тому или иному из указанных крупных новейших геоструктурных эле-

ментов земной коры. Определенный комплекс отложений, их мощность, постоянство сочетаний генетических типов, фаций, а также связанные с ними минеральные полезные ископаемые будут определяться климатической обстановкой и режимом новейших тектонических движений. Из этого следует вывод, что неоген-четвертичные отложения являются показателями движений земной коры и каждому комплексу отложений будут свойственны особые условия накопления минеральных полезных ископаемых.

В зависимости от преобладания того или иного источника сноса возникают аллохтонные (с приносом материала из горных сооружений областей интенсивного и слабого горообразования) и автохтонные (с местным, платформенным источником материала) отложения (Шатский и др., 1951).

Существенным фактором осадконакопления является климатическая зональность: горизонтальная в платформенных условиях и вертикальная в орогенных областях. В зависимости от приуроченности к той или иной климатической зоне среди автохтонных и аллохтонных отложений выделяются различные формации. Взаимодействие тектонического и климатического факторов приводит к образованию определенных естественных комплексов пород, парагенетических сообществ определенных генетических типов отложений и связанных с ними минеральных образований, объединенных общностью условий их формирования. Эти комплексы осадков разных типов, проявляющиеся в ясных парагенетических соотношениях вне зависимости от формы их залегания, понимаются нами как формации (Николаев, $1947_{3,4}$ 1952_1). Каждая формация объединяет различные генетические типы и фации континентальных и морских отложений, тесно связанных между собой общностью климатических (физико-географических) и тектонических (геоморфологических) условий.

Автором данной книги составлена специальная схема (рис. 140) пространственных соотношений формаций и фаций неоген-четвертичных отложений. Схема отражает влияние климатических факторов и неотектонических движений на распространение генетических типов новейших отложений, с которыми связаны разнообразные месторождения минерального сырья. Некоторые элементы неотектоники даются и на других картах (см. далее рис. 147) в понимании их автором.

Схема показывает, что в большинстве случаев неоген-антропогеновые отложения являются континентальными образованиями и в меньшей мере морскими и вулканогенными, распределены они неодинаково и их разрезы разнятся по мощности и стратиграфии.

В пределах материковых платформ — областей слабого проявления неотектоники, господствуют континентальные формации отложений: *А* — ледниковые и перигляциальные формации субполярных областей, *Б* — формации гумидных и субнивальных (внеледниковых) областей и *В* — формации пустынных (аридных) и полупустынных областей. Их распределение подчинено климатической зональности и связано с размещением в пространстве областей денудации и аккумуляции. Морские фации отложений занимают преимущественно окраинные, погружающиеся части материковых платформ. Мощности этих отложений в значительной мере определяются историей проявления неотектонических движений и суммарно оцениваются десятками и первыми сотнями метров. При этом в областях проявления положительно направленных движений мощности оказываются незначительными; в областях проявления отрицательно направленных движений мощности оказываются максимальными и в областях проявления инверсионных движений — мощность изменчивая.

В пределах площади развития ледниковых и перигляциальных формаций субполярных областей (рис. 141)

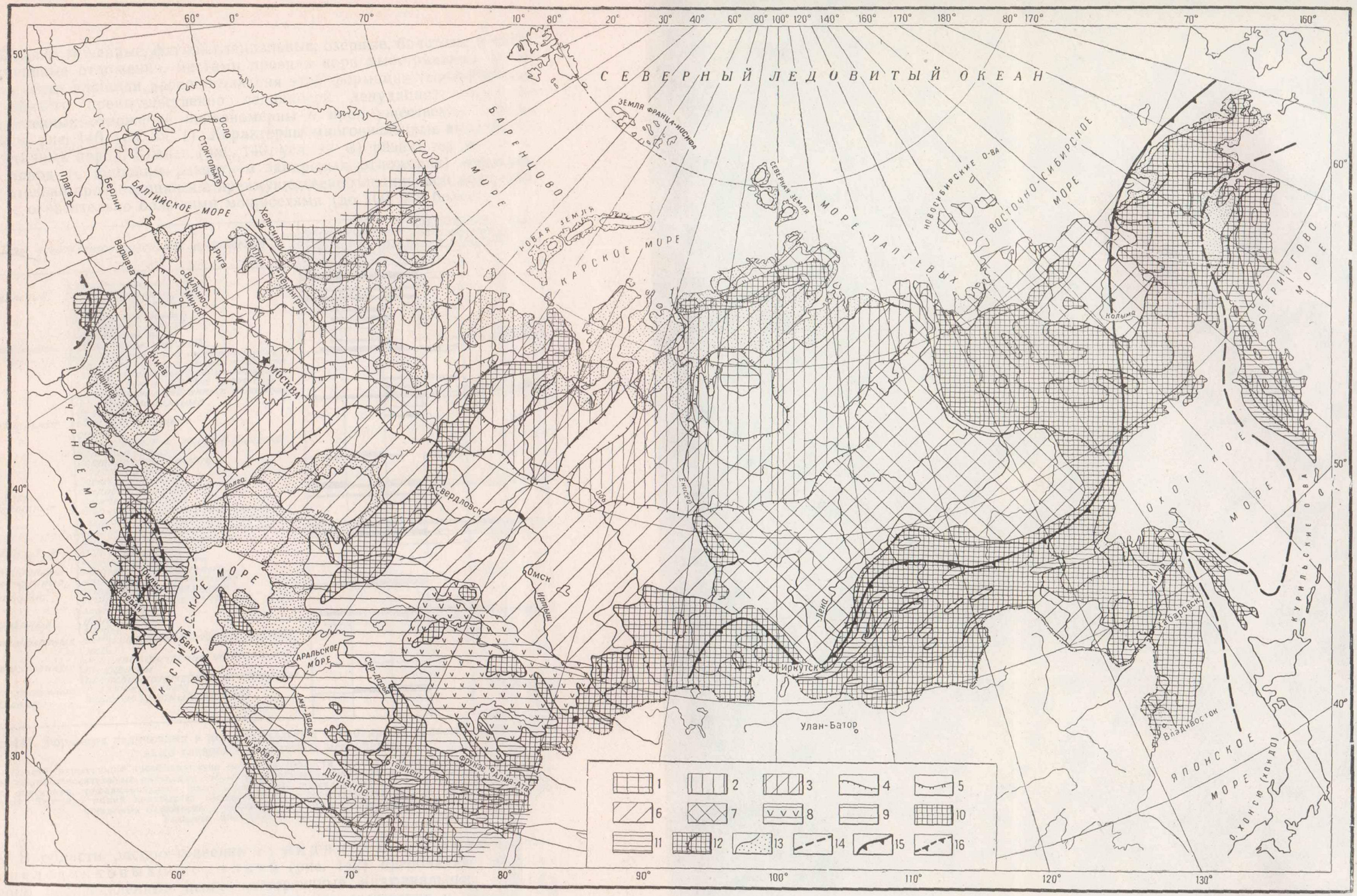


Рис. 140. Схема пространственных соотношений формаций и фаций неоген-четвертичных отложений

Фации материковых платформ: *1* — комплекс маломощных антропогеновых отложений ледниковых и перигляциальных формаций субполярных областей относительно поднимающихся районов; *2* — тот же комплекс отложений относительно прогибающихся районов, с большими мощностями; *3* — комплекс отложений формаций гумидных и субнивальных областей, наложенный на относительно маломощные отложения ледниковых и перигляциальных формаций субполярных областей; *4* — граница распространения ледников максимального оледенения; *5* — граница распространения других оледенений; *6* — комплекс неоген-антропогеновых отложений гумидных и субнивальных внеледниковых формаций районов, местами испытывающих длительные опускания; *7* — тот же комплекс отложений относительно поднимающихся районов, в условиях наличия многолетней мерзлоты; *8* — комплекс неоген-антропогеновых отложений пустынных и полупустынных формаций районов относительно поднимающихся; *9* — то же, комплекс отложений районов, относительно прогибающихся, с большими мощностями.

Формации областей горообразования: *10* — комплекс неоген-антропогеновых отложений формации областей горообразования с неравномерными мощностями; *11* — комплекс мощных неоген-антропогеновых отложений формации предгорных равнин и межгорных котловин.

Формации современных геосинклинальных областей (условные знаки *10* и *11* в восточной части карты): *10* — комплекс неоген-антропогеновых отложений формации областей устойчивого геоантиклинального режима, *11* — комплекс неоген-антропогеновых отложений формации областей устойчивого геосинклинального режима; *12* — области распространения комплекса ледниковых отложений в горных странах; *13* — площади распространения: на севере — морских бореальных антропогеновых отложений; на юге и востоке — неоген-антропогеновых морских отложений; области развития вулканогенных фаций (по Е. Е. Милановскому); *14* — граница распространения эффузивных пород сложного состава с преобладанием основных и средних лав; *15* — граница распространения базальтовых эффузивных пород (с уклоном к щелочным разностям); *16* — граница распространения эффузивных пород сложного состава с преобладанием средних и кислых лав

преобладают моренные, флювиогляциальные, озерные, болотные и солифлюкционные отложения, местами древняя кора выветривания. В северной части площади распространения этой формации (соответствующей области преимущественно ледниковой денудации) мощности перечисленных отложений неравномерны и преимущественно небольшие (см. рис. 140, усл. зн. 1). Характерны многочисленные выходы дочетвертичных пород. Южнее (рис. 140, усл. зн. 3) развит тот же комплекс пород (с широким развитием зандровых отложений) областей, относительно прогибающихся с преимущественно ледниковой аккумуляцией, с относительно большими мощностями (до 100 *м* и более).

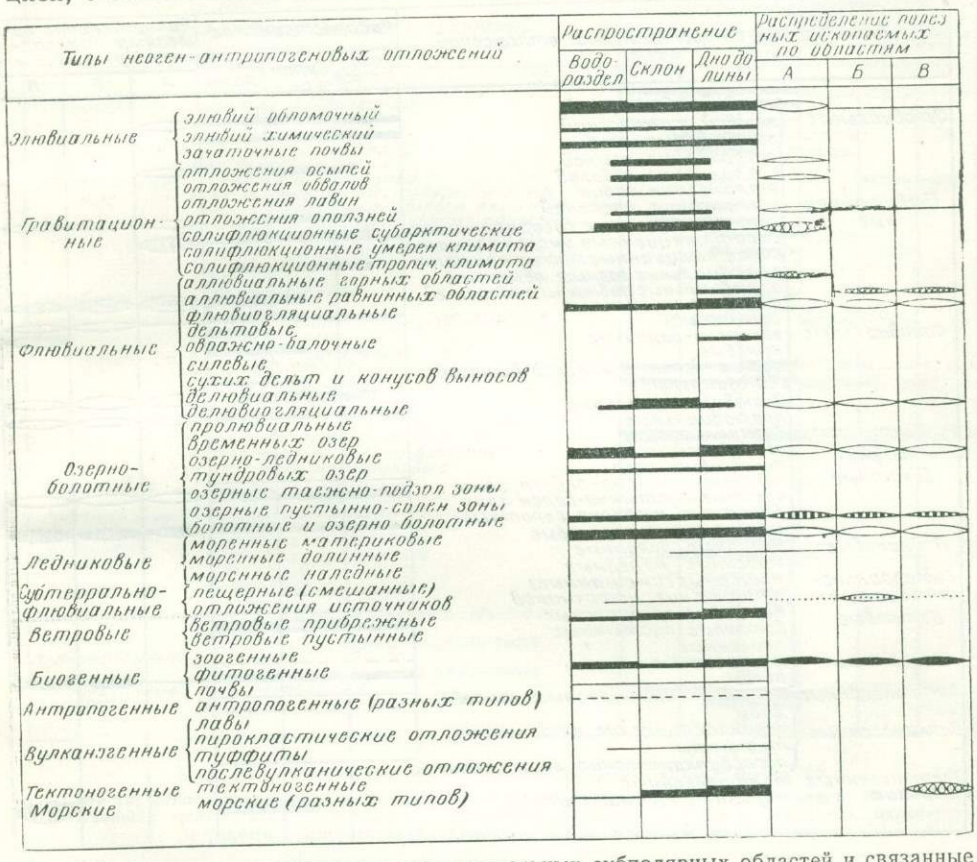


Рис. 141. Формации ледниковых и перигляциальных субполярных областей и связанные с ними главнейшие полезные ископаемые

А — области, испытавшие преобладающие поднятия (области ледниковой денудации); *Б* — области, испытавшие относительные опускания (области ледниковой аккумуляции); *В* — области относительного опускания, определяющиеся распространением послеледниковых и межледниковых трансгрессий. Толщина линий показывает интенсивность распространения разных типов неоген-антропогеновых отложений и связанных с ними полезных ископаемых.

Условные обозначения см. на рис. 142.

В области распространения гумидных и субнивальных (в неледниковых) формаций (рис. 142) преобладают неравномерно распределенные неоген-четвертичные аллювиальные, озерные, делювиальные, дельтовые, озерно-болотные отложения и образования коры выветривания. В районах, испытывающих длительные прогибания, мощность этих отложений достигает многих десятков и первых сотен метров (рис. 140, усл. зн. 6).

Среди перечисленных отложений локально распространены угленосные и нефтегазоносные фации. Местами в переуглубленных долинах с континентальными фациями переслаиваются морские и лиманные отложения.

В восточной половине материковых платформ развит тот же комплекс отложений, но с меньшими мощностями, соответствующий относительно поднимающимся районам и условиям вечной мерзлоты (см. рис. 140, усл. зн. 7).

На карте показаны и переходные области между описанными формациями, в которых распространены сравнительно маломощные ледниковые и перигляциальные формации субполярных областей, на которые накладывается комплекс отложений формаций гумидных и субнивальных (внеледниковых) областей (см. рис. 140, усл. зн. 3).

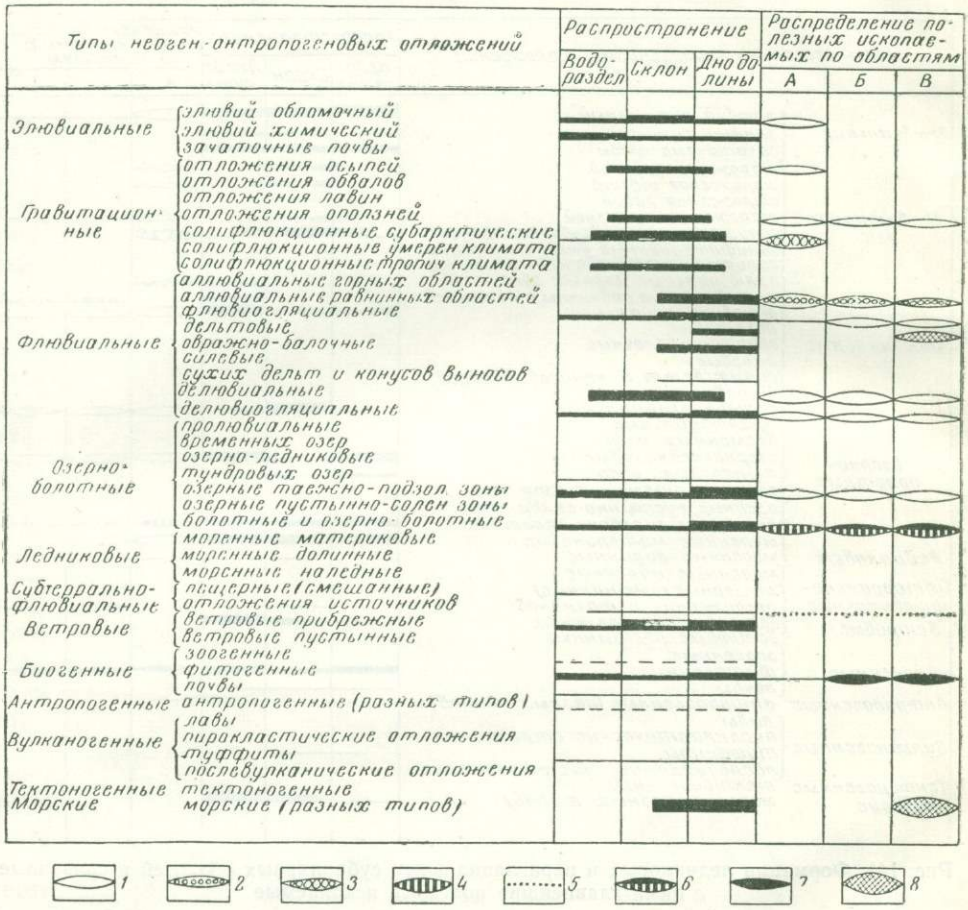


Рис. 142. Формации равнинных гумидных и субнивальных внеледниковых областей

А — области относительно поднимающиеся; *Б* — области относительно опускающиеся, *В* — области относительно опускающиеся, определяющиеся распространением бореальных и южных трансгрессий

1 — разнообразные строительные материалы; *2* — россыпи совместно со строительными материалами; *3* — россыпи; *4* — озерно-болотные железные руды; *5* — химические отложения; *6* — торфяные отложения и железные руды; *7* — торфяные отложения и бурые угли; *8* — нефтегазоносные отложения

В пределах площади развития формаций пустынных и полупустынных областей (рис. 143) неравномерно распространены неоген-четвертичные эоловые, озерно-соленосные, пролювиальные, делювиальные, гравитационные, дельтовые отложения и отложения сухих дельт. В районах, относительно поднимающихся, их мощность очень изменчива: от нуля до первых десятков метров (см. рис. 140, усл. зн. 8). В районах, испытывающих относительные прогибания, мощность этого комплекса отложений достигает многих сотен метров и в них локально

распространены соленосные и нефтегазоносные фации (см. рис. 140, усл. зн. 9).

В областях интенсивного проявления неотектоники (орогенных и геосинклинальных) накапливаются мощные толщи морских фаций, разнообразные вулканогенные фации и терригенные отложения моласcового типа. Подчиненное значение имеют континентальные отложения других генетических типов. Все разнообразные типы отложений связаны с формациями горных областей, предгорных равнин и межгорных впадин и котловин, а также с формациями областей устойчивого геоан-

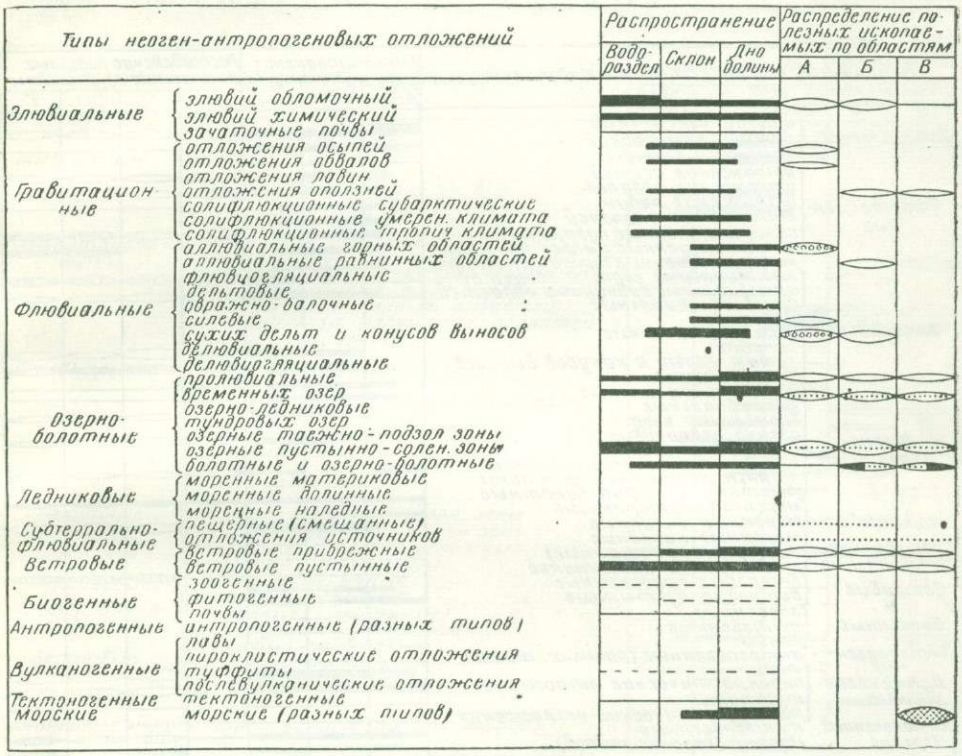


Рис. 143. Формации пустынных и полупустынных областей

А — области, относительно поднимающиеся; *Б* — области, относительно опускающиеся; *В* — области, испытывавшие колебательные движения с преобладанием относительных опусканий, охваченные морскими трансгрессиями. Условные обозначения см. на рис. 142

тиклинального и устойчивого геосинклинального режима (в областях современных геосинклиналей).

Для формаций областей горообразования (рис. 144) характерно развитие комплекса неоген-четвертичных отложений с преобладанием аллювиальных, пролювиальных гравитационных, вулканогенных, местами ледниковых и молассовых. Встречаются небольшие интрузии гранитов. Сильная дифференцированность проявлявшихся движений обусловила значительную изменчивость мощности этих отложений — от нуля до десятков и сотен метров (см. рис. 140, усл. зн. 10).

Наибольшей мощностью (до нескольких тысяч метров) обладают отложения формаций предгорных равнин и межгорных котловин и впадин (рис. 145). Они представлены неоген-четвертичными морскими, дельтовыми отложениями, отложениями сухих дельт, аллювиальными, пролювиальными молассовыми отложениями, с локально распространенными вулканогенными, соленосными, угленосными и нефтегазоносными фациями (см. рис. 140, усл. зн. 11).

В областях современных геосинклиналей (рис. 146) выделяются формации областей устойчивого геоантиклинального режима. Они характеризуются комплексом неоген-четвертичных отложений с преобладанием морских, вулканогенных, гравитационных, аллювиальных отложений, местами с развитием ледниковых и флювиогляциальных отложений. Несмотря на то, что это районы устойчивых поднятий, мощности указанных отложений достигают сотен метров (см. рис. 140, усл. зн. 10, в восточной части схемы).

Кроме описанных, могут быть выделены формации областей устойчивого геосинклинального режима. В них преоб-

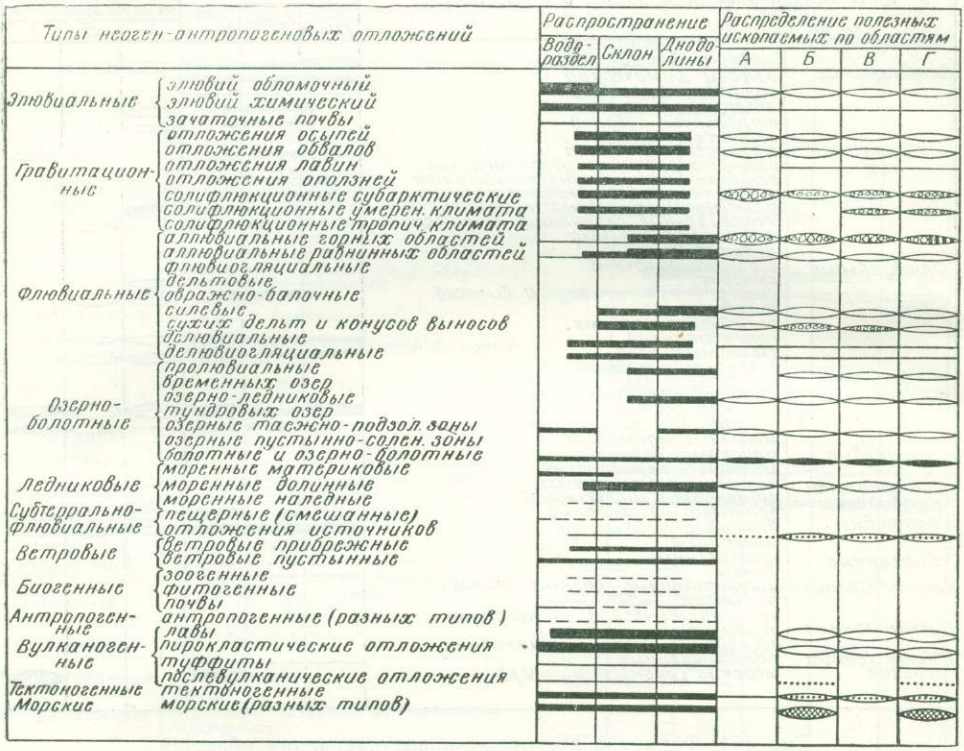


Рис. 144. Формации областей горообразования и геосинклинальных областей с устойчивым геоантиклинальным режимом

А — области гор омоложенного (Уральского) типа; *Б* — области молодых гор Карпато-Кавказского типа; *В* — области гор возрожденного типа (Тяньшаньско-Байкальского и Верхоянско-Колымского); *Г* — области устойчивого геоантиклинального режима. Условные обозначения см. на рис. 142

ладает комплекс неоген-антропогеновых отложений, среди которых преобладают морские и разных типов континентальные фации. Значительная роль принадлежит вулканогенным образованиям. Местами развиты мелкие интрузии гранитоидов. Мощность данного комплекса отложений достигает нескольких тысяч метров (см. рис. 140, усл. зн. 11, в восточной части).

Пространственное распределение указанных отложений обусловливается особенностями проявления неотектонических движений, определяющих поднимающиеся и погружающиеся участки, и своеобразными движениями в пределах шовных зон глубинных разломов. Мощности перечисленных формаций разнообразны и неравномерны, оцениваются десятками, сотнями и первыми тысячами метров. В областях, испытывающих преимущественные положительные движения, накапливается комплекс отложений разных генетических типов с небольшими мощно-

стями; в областях с отрицательно направленными движениями накапливаются преимущественно морские и молассовые типы отложений; в областях с инверсионными движениями присутствуют отложения разных фаций (молассовые, морские, вулканогенные и др.) в разных соотношениях.

Изменение климатических условий приводило к тому или иному смещению отдельных климатических зон. При этом перемещались в пространстве и области накопления определенных генетических типов неоген-антропогеновых отложений; однако парагенетические соотношения различных типов осадков должны были сохраняться. Вместе с тем

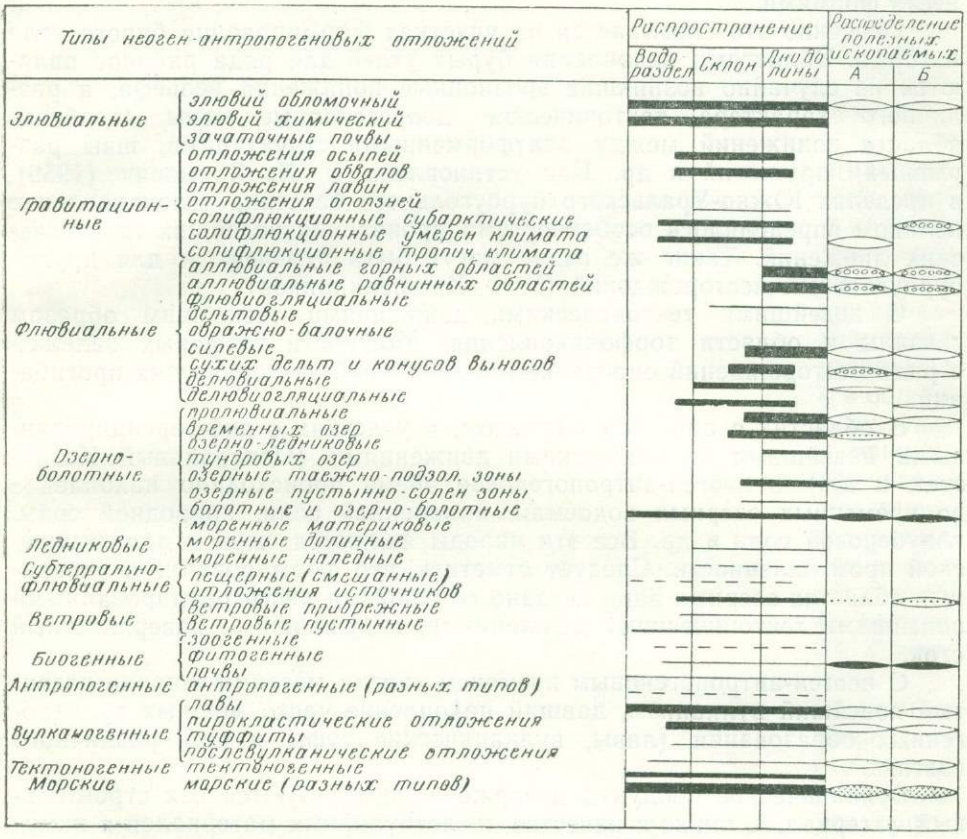


Рис. 145. Формации предгорных и межгорных прогибов и впадин и областей устойчивого геосинклинального режима

А—области горообразования; *Б*—области геосинклинальные. Условные обозначения см. на рис. 142.

аналогичное смещение комплексов неоген-антропогеновых отложений происходило и при проявлении тектонических процессов, ведущих к перераспределению областей аккумуляции и денудации, к перераспределению областей, в которых шло формирование месторождений минеральных полезных ископаемых, к разрушению одних месторождений и образованию других.

Вот почему выявление общей картины распространения новейших тектонических движений и истории их проявления чрезвычайно существенно для правильного понимания закономерностей накопления их фаций и прогноза связанных с ними полезных ископаемых.

На Карте новейшей тектоники СССР (1960) показаны области накопления мощных неогеновых и антропогеновых отложений разных

фаций. Со многими из них связаны полезные ископаемые, являющиеся сырьем для керамической промышленности, балластного материала, используемые как строительный и декоративный камень, для цементного производства и т. д.

Среди неоген-антропогеновых горных пород, применяемых в различных отраслях промышленности, следует отметить: песок, гравий, щебень, галечник, валунник, глины, суглинки, известковые туфы, травертины, диатомиты и др. Закономерности распределения всех указанных типов отложений определяются не только палеоклиматическими условиями, но и особенностями проявления новейшей тектоники, контролирующей мощности отложений и их связь с различными структурными формами.

Особенно это сказывается на участках формирования бурого угля и торфа. Областями накопления бурых углей для ряда районов являются не случайно возникшие эрозионные понижения рельефа, а различного характера тектонические депрессионные зоны (грабены, области понижений между платформенными структурами, швы разрывных нарушений и др. Как установлено В. Л. Яхимович (1959), в пределах Южно-Уральского буроугольного бассейна угленакопление целиком определялось особенностями проявления новейших тектонических движений. Такие же связи могут быть отмечены и для других буроугольных месторождений (Г. Ф. Крашенинников).

С новейшими тектоническими движениями теснейшим образом связаны и области торфонакопления. Мощности торфяных залежей в ряде месторождений определяются величиной тектонических прогибаний.

В областях с аридным климатом, в участках с дифференцированными новейшими тектоническими движениями (Центральный Казахстан и др.) в неоген-антропогеновое время происходило накопление во временных озерных водоемах: поваренной соли, природной соды, глауберовой соли и др. Все эти породы являются сырьем для химической промышленности. Следует отметить, что формирование в указанных областях озерных ванн связано со слабыми дифференцированными новейшими тектоническими движениями, нарушавшими поверхностный сток.

С неоген-антропогеновым временем связан местами широко развитый новейший вулканизм, давший накопление часто мощных вулканогенных образований (лавы, вулканические туфы и пр.) различного состава.

Вулканические продукты извержения используются как строительный материал, а также в качестве кислотоупорных материалов в химической промышленности. Некоторые из лав употребляются для каменного литья. Кроме того, с неоген-антропогеновым вулканизмом связываются и такие полезные ископаемые, как золото, мышьяк, ртуть, возможно сурьма, а также полиметаллы (Дальний Восток, Курильские острова, Япония, Карпаты, Кавказ и др.). С молодой вулканической деятельностью связано образование серы (Курильские острова). По отношению к перечисленным полезным ископаемым, являющимся продуктами вулканической деятельности, данные неотектоники (Карта новейшей тектоники СССР, 1960) дают основание говорить о районах их возможного распространения (см. рис. 146).

Знание закономерностей распределения новейших тектонических структур, истории их формирования, особенностей проявления неотектонических движений является важным для понимания размещения россыпных месторождений полезных ископаемых. Из россыпей в настоящее время добываются благородные металлы (золото, платина), минералы, содержащие черные, цветные и редкие металлы (магнегит, ильменит, рутил, касситерит, шеелит, вольфрамит, циркон), радиоак-

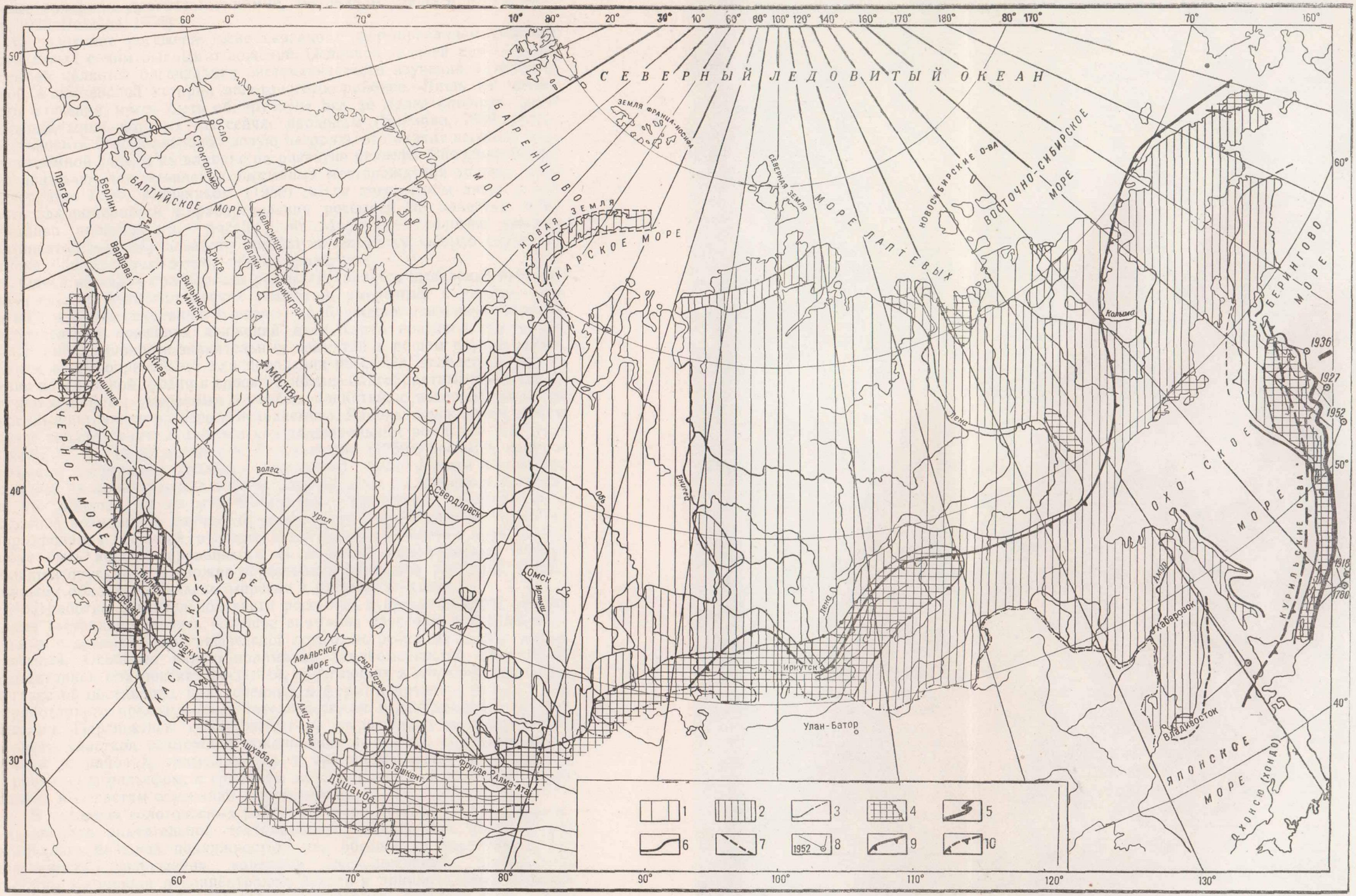


Рис. 146. Схема распространения вулканизма и сейсмически опасных участков

1 — области материковых платформ с относительно слабым проявлением новейших тектонических движений; *2* — области горообразования и современных геосинклиналей с интенсивным проявлением новейших тектонических движений; *3* — границы между геоструктурными районами; *4* — участки сейсмической опасности (7 баллов и более), в которых необходимо применять методы антисейсмического строительства; *5* — участки побережья, где возможны сильные цунами, обусловленные подводными землетрясениями в районе Курило-Камчатской глубоководной впадины; *6* — то же, небольшие цунами; *7* — участки побережья, где возможны небольшие цунами, обусловленные подводными землетрясениями в Японском море; *8* — участки побережья, охваченные разрушительными цунами в зависимости от положения некоторых эпицентров землетрясений (цифры — год землетрясения); *9* — границы проявления неоген-четвертичного вулканизма; *10* — границы распространения действующих вулканов

тивные минералы, драгоценные камни, пьезокварц, слюда и др. (Трофимов, 1959; Рожков, 1955).

Образование россыпей тесно связано с формированием рельефа и связанных с ним рыхлых отложений. Основной задачей при поисках россыпей является организация систематического изучения антропогеновой и неогеновой истории золотоносных районов. Лишь на основе этого изучения могут быть обнаружены все те более сложные типы россыпей, мимо которых мы сейчас проходим (Билибин, 1956, 1959). Восстановить неоген-антропогеновую историю, это значит выявить движения земной коры и их влияние на развитие рельефа. Значение новейших движений для выявления россыпных месторождений хорошо было подчеркнуто Г. Ф. Мирчинком (1950). «Для того, чтобы знать и выявить закономерности в распределении россыпей по качеству, надо отчетливо представлять — писал Г. Ф. Мирчинк — геологию рыхлых континентальных образований, новейшую тектонику, общую структуру района и на основании этого — геоморфологию».

Одной из задач при поисках россыпей является выделение районов значительных неотектонических поднятий, умеренных и слабых поднятий и районов опусканий. В первом приближении указанную картину распределения новейших движений дает Карта новейшей тектоники СССР (1960). Области значительных поднятий в общем случае оказываются неблагоприятными для появления россыпей, вследствие проявления интенсивной эрозии и сноса. Наиболее благоприятными участками являются районы умеренных и слабых поднятий, с которыми связаны коренные источники полезного ископаемого. Районы опусканий в общем случае неблагоприятны для поисков аллювиальных россыпей. Как указывают М. В. Пиотровский и Е. Я. Синюгина (1959), россыпи, приуроченные к депрессиям (области опускания), выполненным аллювием, во время их формирования обычно рассеиваются по вертикали и ширине, что приводит к их разубоживанию. Сохранение промышленных россыпей возможно в случае, если опускание происходит не во время формирования россыпей, а позже. Погребенные россыпи в этом случае могут быть концентрированными. В условиях аллювиальных равнин областей опусканий возможно образование титановых россыпей. С равнинными областями связаны морские и озерные россыпи.

Отработка значительной части россыпей в пределах днищ речных долин заставляет уделять большое внимание изучению россыпей, связанных с древней гидрографической сетью, погребенных и ископаемых россыпей. Особенно важно понимание закономерностей проявления неотектоники при поисках россыпей, залегающих в сложной геоморфологической обстановке, приуроченных к формам древнего рельефа, переработанного последующими тектоническими и денудационными процессами. Перспективы обнаружения не выраженных в современном рельефе участков возможной локализации россыпей, особенно значительны в районах, примыкающих к границам между низкогорным и равнинным рельефом, к границам между областями поднятий (денудации) и областям опусканий (аккумуляции).

В условиях золотоносных районов Северо-Востока СССР, характеризующихся значительной тектонической активностью, эти границы отличались большой подвижностью, что обеспечило достаточную интенсивность разрушения коренных месторождений, переработку рыхлого материала и концентрацию золота в приплотиковых горизонтах аллювия не только в пределах низкогорного рельефа, но и в примыкающих к нему равнинных участках, временами попадавших в зоны преобладания размыва над аккумуляцией (Шило и Карташев, 1959; Шило, 1957).

Для понимания размещения россыпных месторождений любого типа необходимо изучение новейших тектонических структур, режима

проявления новейших тектонических движений, истории формирования рельефа и связанных с последним различных генетических типов и фаций новейших отложений. Определенный материал в этом отношении дает приведенное выше региональное рассмотрение новейшей тектоники СССР.

От точности анализа неотектоники в районах развития россыпных месторождений зависит правильность решения ряда практических вопросов, так как процессы образования и эволюции россыпей имеют совершенно различное направление в пределах отдельных участков с разным режимом движений. Предварительное выявление блоков, испытывающих тенденцию к поднятиям или опусканиям, позволяет ориентировочно определять мощности рыхлых отложений в долинах рек, что имеет большое значение для проведения горных работ и проектирования их объемов (О. В. Кошменская).

Влияние неотектонических движений на распределение различных формаций юга эпигерцинской платформы хорошо показывают исследования К. В. Никифоровой и В. Н. Разумовой (1959). Смена красноцветных формаций аридной зоны зеленоцветными контролируется главным образом тектоническим фактором, действующим через рельеф и структуру. Они отмечают, что на выровненных малоподвижных участках Тургайского прогиба и Западно-Сибирской плиты существовала в верхнем миоцене и плиоцене система озер, где в связи со стабильными субаквальными условиями накапливались зеленоцветные формации. На приподнятых же участках палеозойского фундамента в это же время имело место чередование субаквальных и субаэральных условий осадконакопления при большой роли последних, вследствие чего здесь в ряде случаев формировались красноцветные формации (Урал, Енисейский кряж).

Влияние тектонического фактора, по данным указанных авторов, особенно четко проявляется в распределении подформаций гумидной зоны. Так, близ Енисейского кряжа бокситоносная каолиновая подформация прослеживается лишь в пределах узкой возвышенной полосы вдоль Енисейского кряжа (кийская свита), а в районе Чулымской и Касской депрессий она сменяется железисто-кремнистой каолиновой подформацией, в которой бокситы уже отсутствуют, но появляются лигниты, кремнистые породы и титановые россыпи (Боголепов, 1957).

Особенно ярко сказывается роль неотектонического фактора в осадконакоплении межгорных котловин и предгорных впадин, где климат играет уже подчиненную роль. Главным определяющим фактором здесь является явно выраженный тектонический рельеф. В предгорных впадинах и межгорных котловинах происходит образование формаций, резко отличных от формаций гумидной и аридной зон, накапливавшихся в условиях достаточно выровненной платформы. Они представлены главным образом пролювиальными, озерными и аллювиальными отложениями, а также отложениями отшнурованных лагун и имеют большую мощность, измеряемую иногда километрами. По литологическому составу это преимущественно обломочные породы — пески, алевриты, конгломераты. В описанных формациях гумидных зон часто встречаются крупные промышленные скопления углей, в формациях аридных зон — скопления соли и гипса (Никифорова, Разумова, 1959).

Неотектонические движения сказываются в накоплении новейших отложений в пределах депрессий горных стран (например, на Урале), приуроченных к крупным тектоническим линиям, раздробленным зонам и т. д. Эти депрессии представляют собой не только древние и современные зоны аккумуляции рыхлых продуктов выветривания, в частности россыпей, но и ослабленные трещинами структурные зоны, в ко-

торых происходит концентрация разнообразных полезных ископаемых, выполняющих эти глубокие трещинные осадочные зоны. Они представляют месторождения гидротермального типа и месторождения, связанные с глубокой древней корой выветривания. Депрессии нередко формируются одновременно и как геологические структуры и как формы рельефа (Боч и Краснов, 1951). Следует заметить, что формирование любой впадины или депрессии в горной области происходило в обстановке и при влиянии развивающегося рельефа. Поднятие блоков в межвпадинных пространствах очень чувствительно отражается на жизни самой впадины, разрезе и характере выполняющих ее осадков и комплексе образующихся в них полезных ископаемых (Казанли, 1954; Косыгин, 1960).

Отмечается и тесная связь размещения тех или иных полезных ископаемых платформенных областей с проявлением локальных тектонических движений. Например, там, где имели место опускания, бокситы и кора выветривания обычно погребены под более молодыми отложениями и залегают иногда на значительной глубине. В областях поднятий эти образования встречаются нередко только в виде эрозионных останцов и сохраняются в наиболее глубоких депрессиях (Никифорова, Разумова, 1959).

Знание закономерностей проявления новейших тектонических движений, размещение локальных тектонических структур, их связь с более крупными структурными элементами, как бы вмещающими первые, имеют большое значение для поисков месторождений нефти и газа. Последние развиты главным образом на обширных пространствах материковых платформ, в областях горообразования и в геосинклинальных областях, приурочиваясь к краевым и межгорным впадинам. Многие нефтегазоносные структуры оказываются в какой-то мере выраженными в рельефе. Они отражаются в строении речных долин, распределении фаций и мощностей новейших отложений. Поэтому в пределах указанных геоструктурных зон поиски и выделение структурных форм типа куполов, антиклинальных складок, валов, с которыми связана бóльшая часть месторождений нефти и газа, может с успехом проводиться по данным геоморфологии, а значит и неотектоники.

Указанные неотектонические структуры находятся в разных, часто сложных соотношениях с древними структурными формами. Для выяснения этого вопроса в каждом отдельном случае требуется специальный анализ всех данных. Нередко материалы по неотектонике в какой-то мере позволяют расшифровать древнюю тектонику, проявляющуюся в виде отраженных глубинных структурных форм, не выраженных в рельефе. Особенное значение этот метод имеет для закрытых районов, где геологические данные могут быть получены, лишь с помощью буровых работ. Унаследованный характер новейших поднятий и прогибов по более древнему, например, мезо-кайнозойскому структурному плану дает возможность на основании изучения геоморфологии и неотектоники выявить более древние структуры. Это позволяет организовать поиски таких структур, с помощью геоморфологического анализа, который является наиболее экономичным из всех применяющихся методов исследования. Выявление таким путем структурных форм, с которыми может быть связана нефтегазоносность, представляет наибольший практический интерес. В этом отношении можно сделать некоторые обобщения на основании приведенных выше региональных данных и Карты новейшей тектоники СССР (1960), в особенности при сопоставлении ее с материалами по геофизике. Это сопоставление обращает наше внимание на одну закономерность. Наличие залежей нефти и газа в пределах нефтегазоносных провинций *приурочивается к таким*

структурным формам, которые возникают в областях пересечения простираний древних структур (по геофизическим данным) *и зон новейших* (неоген-антропогеновых) *поднятий, развивающихся часто унаследованно* (Ставрополье, Бухаро-Хивинская нефтегазоносная провинция и др.).

Залежи нефти и газа в структурах связаны с особенностями строения и историей их развития. Выявлено, что бóльшая часть нефтегазоносных структур оказывается тектонически активными в неоген-антропогеновое время (Мещеряков, 1959). Новейшие движения, приводящие к миграции предгорных прогибов, перемещению крупных блоков платформ и отдельных структур, могли приводить к разрушению ранее созданных месторождений нефти и газа.

Неотектоника могла также повлиять на условия миграции нефти и газа (Вахрушев, 1959).

Особенно она должна была сказаться на распределении нефти внутри более древних осадочных толщ, так как при проявлении неотектонических движений менялся наклон слоев, особенно в районах, лежащих на границе опускающихся и поднимающихся зон. Не меньшее значение для геологии нефти и газа, как указывает Ю. Н. Кулаков (1960), имеют и дизъюнктивные дислокации, являющиеся прямым отражением блоковых подвижек фундамента. Разломы фундамента и находящиеся с ними в генетической связи трещины в покрове способствуют миграции углеводородов и тем самым обусловливают их перераспределение. Оценка этого явления для решения вопроса перспективности территории в отношении нефтегазоносности очень сложна. Не исключена возможность, — пишет Ю. Н. Кулаков,— что усиление миграции углеводородов в связи с разломами могло привести к обеднению отдельных нефтяных и газовых залежей. С другой стороны, именно благодаря движениям по этим разломам, могли создаться структуры, благоприятные для экранирования. Нельзя недоучитывать и того, что дифференцированная блоковая природа фундамента и наличие трещин в покрове являются благоприятным фактором для развития крупных куполовидных структур.

Таким образом, сравнительный анализ данных по новейшей тектонике с другими геологическими и геофизическими материалами позволяет в каждом отдельном случае правильно понять развитие нефтегазоносных районов и структур в неоген-антропогеновое время и наметить общие закономерности их размещения.

Касаясь вопроса возможных источников резервов минеральных ресурсов, Д. В. Наливкин (1959) предложил выделять «бассейны концентрации», где накапливаются полезные концентрации различных соединений и элементов, в частности редких. При наличии таких бассейнов концентрации необходимо их систематическое опробование в особенности в тех случаях, когда геологическое строение участков окружающих областей благоприятно для выноса редких металлов и других элементов. Проявление неотектонических движений и формирование новейших структур в пределах как материковых платформ, так и областей горообразования и современных геосинклиналей очень часто создают условия, благоприятные для образования таких бассейнов концентрации. Как правило, вынос соединений производится подземными водами при участии органических кислот или поверхностными потоками. Д. В. Наливкин среди бассейнов концентрации выделяет две группы: застойные (восстановительные) и подвижные (окислительные). В них как в субаэральных, так и в субаквальных условиях могут формироваться различные формации неоген-антропогеновых отложений, которые должны быть изучены в первую очередь в районах развития магматических и древних осадочных пород.

ПУТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ НЕОТЕКТОНИКИ ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ, СВЯЗАННЫХ СО СТРОИТЕЛЬСТВОМ, ГИДРОГЕОЛОГИЕЙ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИЕЙ

Большое значение неотектоника имеет для решения многих вопросов гидрогеологии. К ним относятся, например, вопросы формирования подземных вод, выявление и прогноз некоторых артезианских бассейнов, многие вопросы региональной гидрогеологии и др.

В пределах материковых платформ неоген-антропогеновые тектонические движения, характеризующиеся относительно слабыми опусканиями и поднятиями, местами дифференцированными, влияют на гипсометрию равнинных областей, режим и положение водоносных горизонтов.

Перемещение крупных блоков платформенных областей, а также и отдельных более мелких структурных форм приводит к изменению режима стока поверхностных вод. В системе ранее установившейся циркуляции подземных вод происходят изменения, меняется уровень грунтовых вод; дифференцированные движения приводят к изменению гидростатического давления отдельных водоносных горизонтов, изменению минерализации подземных вод. В районах закрытых мелких структурных форм подземные воды в определенных условиях, испытывая напор (со стороны поднимающихся участков), способствуют аккумуляции нефти и газа и поддержанию в структурах высокого гидростатического давления.

С новейшими движениями в зонах избыточного увлажнения связана заболачиваемость, миграция болот («трансгрессия болот») в новейшее время при данных климатических условиях. В условиях более сухого климата неотектонические движения имеют значение для формирования солевого состава подземных вод (грунтовых).

В участках проявления новейших разрывных нарушений или омоложения старых разломов меняется режим пресных вод в зоне активной циркуляции. Минерализованные воды застойной зоны получают возможность дренироваться. В связи с проявляющимися зонами относительных поднятий и опусканий происходит перераспределение ареалов распространения тех или иных подземных вод.

В областях развития вечной мерзлоты в связи с образованием новейших разломов в трещинных зонах местами наблюдаются излияния подмерзлотных вод. Параллельно образуются крупные наледи (Якутия).

Новейшая тектоника, влияя на развитие рельефа, тем самым определяет степень дренированности, размещение очагов стока и разгрузки подземных вод, направление движения и медленную миграцию их в сторону бассейнов артезианского типа. Сильно разветвленная гидрографическая сеть для подземных вод является естественной дренажной системой и способствует при горном характере рельефа интенсивному как поверхностному, так и подземному стоку.

Напомним, что Н. К. Игнатович (1947) ввел понятие «гидрогеологические структуры», в котором учитывались геологические структуры и соотношение их с рельефом (в основном определяемым неотектоникой).

Типы гидрогеологических структур — закрытые и раскрытые — характеризуются определенным режимом подземных вод и главным образом особенностями проявления и географией новейших тектонических движений, основное представление о которых было дано в региональной части нашей работы и на Карте новейшей тектоники СССР (1960).

Большой интерес в платформенных областях представляют крупные артезианские бассейны с термальными водами. В последнее время

такие воды обнаружены в пределах Западно-Сибирской плиты. Поскольку известно, что крупные положительные геотермические аномалии связаны с молодыми тектоническими впадинами, где активно протекают глубинные экзотермические процессы, возникает проблема выявления значения неотектонических процессов в формировании термальных артезианских вод Западной Сибири.

В областях горообразования, в условиях более интенсивно проявляющихся новейших тектонических движений, последние значительно влияют на гидрогеологические особенности территории. В областях слабого горообразования (Урал и др.) новейшие тектонические движения приводят к образованию зон трещинных нарушений, образованию новых и обновлению старых разломов. К ним оказываются приуроченными обильные подземные воды (Буданов, 1957).

В окраинных частях областей горообразования, по-видимому, в основном в зонах глубинных разломов, преобладают выходы термальных вод. Карта новейшей тектоники СССР (1960) и данная выше региональная характеристика неотектоники позволяют наметить приблизительное расположение трещиноватых зон, уточнить расположение артезианских бассейнов в областях интенсивного горообразования и выявить возможные новые артезианские бассейны.

Интересно в этом отношении совпадение уже известных артезианских бассейнов на территории Средней Азии (Бендер, 1959) с областями интенсивных новейших тектонических погружений. Анализ неотектоники этого района позволяет сделать более широкий прогноз расположения в Средней Азии предполагаемых артезианских бассейнов. Со многими из известных артезианских бассейнов связаны многочисленные водоносные горизонты напорных вод, из которых одни являются пресными, другие представляют сильно минерализованные, рассольные воды, местами йодоносные и содержащие бром и другие важные в промышленном отношении компоненты. Многие горизонты напорных вод оказываются субтермальными и термальными с температурой до 40—75°С. Формирование рассматриваемых артезианских бассейнов происходило главным образом в неоген-антропогеновый этап, во время интенсивных проявлений новейших тектонических движений. Указанные подземные воды, часто обладающие высоким дебитом, могут использоваться для водоснабжения, орошения и химической промышленности, бальнеологии и теплофикации.

Другие районы областей горообразования, характеризуясь иными особенностями проявления неотектоники, о которых говорилось выше и которые отражены на Карте новейшей тектоники СССР (1960), отличаются и иными чертами влияния неотектонических движений на гидрогеологические условия. Они требуют в каждом отдельном случае внимательного учета всей обстановки и подробного анализа. В геосинклинальных областях, представляющих районы интенсивного проявления тектонических движений и действующих, а также недавно потухших вулканов, не менее ярко выявляется связь гидрогеологии с особенностями неотектоники. Повышенный для всей этой зоны геотермический градиент позволяет во многих местах использовать термальные подземные воды в технических целях.

В сейсмических районах, обычно характеризующихся интенсивным проявлением новейших тектонических движений, образующаяся от землетрясений вибрация почвы сильно влияет на рыхлые породы неоген-антропогенового возраста, с большим содержанием воды. Они частично уплотняются или приобретают способность плыть. Особенно неустойчивыми оказываются так называемые тиксотропные отложения, представляющие систему из частиц породы и воды. При сотрясениях подобные отложения приобретают способность течь, что приводит к явлениям оседания, внедрения по трещинам в вышележащие породы,

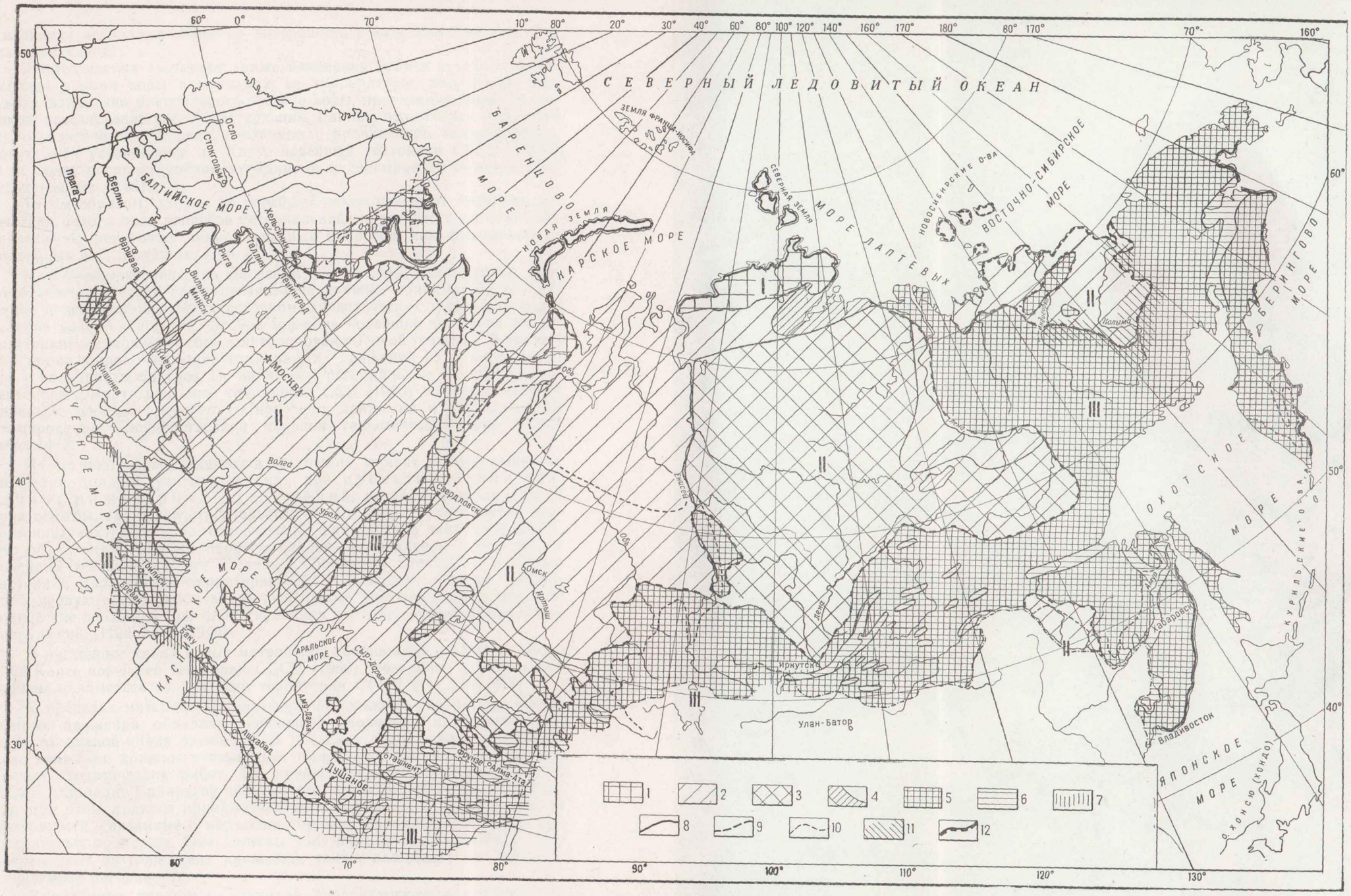


Рис. 147. Схема районирования новейших тектонических движений по признаку их практического значения

I, 1 — районы проявления современных направленных движений, местами достигающих значительной скорости, которые необходимо учитывать при проектировании инженерных сооружений, II — районы, где современные движения обладают небольшой скоростью и должны учитываться только при производстве точных геодезических работ; *2* — участки с преобладанием погружений, 3 — участки с относительно более интенсивными движениями и преобладанием поднятий (с малой мощностью покровных отложений); *4* — участки с локально проявляющимися движениями, связанными с соляными структурами, учет которых важен для оценки геодезических данных, решения инженерно-геологических вопросов и выявления направления миграции нефти и газа в нефтегазоносных структурах; *III* — районы, сложных и разнообразных проявлений новейших тектонических движений: *5* — с преобладанием поднятий, которые необходимо учитывать при проектировании инженерных сооружений; *6* — с преобладанием опусканий, приводящих к накоплению мощных толщ рыхлых отложений; *7* — участки с проявлением грязевого вулканизма; *8* — участки берегов, испытывающие современные поднятия, учет которых важен для оценки инженерно-геологических процессов в береговой зоне; *9* — участки берегов, испытывающие положительные перемещения береговой линии (интенсивный размыв), обусловленные деградацией многолетней мерзлоты и таянием ископаемого льда; *10* — граница распространения многолетней мерзлоты с интенсивным проявлением мерзлотных процессов, влияющих на деформации земной поверхности, которые необходимо учитывать при оценке современных тектонических движений; *11* — участки проявления новейших тектонических движений, обусловливающих возникновение разрывных нарушений и трещиноватых зон, вызывающих излияние подмерзлотных вод с образованием наледей; *12* — границы между районами

и излияния плывунной массы на поверхность в виде своеобразных грязевых вулканов.

Землетрясения вызывают также изменения дебита источников, изменения уровня воды в колодцах, ее температуры, количества газа в воде, изменение минерального состава воды, проявление новых источников, исчезновение уже существующих. Районы возможных изменений гидрогеологических условий, связанных с проявлением землетрясений, могут быть установлены по Карте новейшей тектоники СССР (1960) и по схеме распространения вулканизма и сейсмически опасных участков (см. рис. 146).

Таким образом, данные по новейшей тектонике дают материал для решения целого ряда вопросов региональной гидрогеологии и помогают разрешению некоторых принципиальных вопросов, как формирование подземных вод, их режим и др.

Новейшие тектонические движения земной коры, как известно, имеют большое значение для геодезии. Они должны приниматься во внимание и при решении таких астрономо-геодезических задач, как определение долгот местности. Особое значение новейшие движения имеют для триангуляционных работ и нивелировок высокой точности. В настоящее время широко показано влияние этих движений на отметки реперов и координаты центров. По-видимому, региональные данные по неотектонике и Карта новейшей тектоники СССР (1960) позволят выявить районы с разным проявлением новейших движений и учесть их при планировании Государственной опорной геодезической сети СССР (рис. 147).

Интенсивно проявляющиеся в настоящий момент неотектонические движения должны учитываться как при проектировании различных инженерных сооружений, рассчитанных на долгий срок службы, так и при строительстве их. До настоящего времени неотектоника как инженерно-геологический фактор явно недооценивалась. Это объясняется главным образом слабой региональной изученностью новейшей тектоники. Ранее сделанное обобщение данных по новейшей тектонике Европейской территории СССР позволило автору предложить первую схему районов, где необходимо учитывать новейшие тектонические движения при проектировании и строительстве инженерных сооружений (Николаев, 1949).

В настоящее время новые материалы, обобщенные в данной работе и на Карте новейшей тектоники СССР (1960), позволяют уточнить эти районы и наметить их для всей территории СССР (см. рис. 147).

В пределах материковых платформ выделяются районы, где современные движения обладают небольшой скоростью и, по-видимому, быстрой сменой знака движений. В пределах этого района тектонические движения должны учитываться только при производстве высокоточных геодезических работ. На крайнем севере Европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности, а также к востоку от р. Енисея при этом должны приниматься во внимание деформации земной поверхности, связанные с мерзлыми горными породами и проявлением мерзлотных процессов. Они должны учитываться при выявлении роли современных тектонических движений, также влияющих на деформацию земной поверхности.

Выделяются участки с локально проявляющимися относительно интенсивными современными тектоническими движениями, связанными с соляными структурами. Учет этих движений необходим для решения инженерно-геологических вопросов, оценки геодезических данных, а также выявления миграции нефти и газа за неоген-четвертичное время и формирования нефтегазоносных и буроугольных месторождений.

Выделяется район материковых платформ и участки областей слабого горообразования (северная часть Уральского хребта, хр. Быранга и др.), где проявляются относительно интенсивные, направленные послеледниковые тектонические движения и современные движения, связанные с разгрузкой земной коры от плейстоценового оледенения (Николаев, 1960). Местами эти движения достигают столь значительных величин, что их необходимо учитывать как определенный инженерно-геологический фактор при проектировании инженерных сооружений, в частности портовых, при проведении канализации в городах, строительстве гидротехнических сооружений, мелиорации территории и т. д. Большое значение они имеют и для геодезических работ.

Наконец, выделяется большой район, соответствующий областям интенсивного горообразования и современной геосинклинальной области (южное и северо-восточное горное обрамление территории СССР), где новейшие тектонические движения отличаются особой сложностью, разнообразием и интенсивностью проявления. Именно для этого района они приобретают значение важного инженерно-геологического фактора, который необходимо принимать во внимание при проектировании и строительстве всех видов инженерных сооружений. На территории этого района выявляются сейсмически опасные участки, где сила землетрясений достигает 7 баллов и более (см. рис. 146).

Для крайних восточных областей территории СССР, подводные землетрясения с эпицентрами, расположенными в пределах Тихого океана и Японского моря, вызывают разной силы цунами, охватывающие значительную часть восточного побережья Камчатки и Курильских островов (см. рис. 147). Небольшие цунами захватывают при этом западное побережье Камчатки, Курильских островов и восточный берег острова Сахалина. С эпицентрами землетрясений, расположенными в пределах Японского моря, связано возникновение цунами, воздействующих на побережье континента в пределах Японского моря, которые обычно не отличаются большой силой (Святловский, 1957).

Помимо указанных особенностей проявления новейших тектонических движений, имеющих практическое значение, их необходимо принимать во внимание при рассмотрении геологических процессов, имеющих инженерно-геологическое и сельскохозяйственное значение, а также при оценке процессов денудации и аккумуляции.

В районах распространения карстовых явлений новейшие тектонические движения влияют на образование многоэтажности в расположении подземных карстовых форм. Учитывая приведенные выше данные по неотектонике, выявляя зоны относительных поднятий и опусканий, по которым можно судить о проявлениях тектонических движений, можно более правильно понять направление в развитии карста.

В гумидных зонах областей материковых платформ интенсивность новейших тектонических движений в какой-то мере влияет на интенсивность развития овражной эрозии. Зная эти закономерности, можно выявить потенциальные участки возможного распространения оврагов.

Карта новейшей тектоники СССР (1960) и региональное описание неотектоники позволяют выявить участки побережий с преобладанием процессов поднятий и интенсивной абразионной деятельности и с преобладанием опусканий, обусловливающих широкое развитие процессов аккумуляции. При этом следует учитывать участки берегов, испытывающие положительные перемещения береговой линии (на что указывает интенсивный размыв берега), причиной которых является деградация ископаемого льда и многолетней мерзлоты (побережье моря Лаптевых и Восточно-Сибирское море) (см. рис. 147).

Тектонические движения во многом определяют проявление абразионных, обвальных, осыпных, оползневых и солифлюкционных процессов. Анализ имеющегося материала в данном направлении позво-

ляет связать эти явления как в областях слабого (материковые платформы), так и интенсивного (области горообразования и современных геосинклиналей) проявления неотектоники.

Мы уже указывали на определенную связь между проявлением грязевого вулканизма, колебаниями уровня Каспийского моря и новейшими тектоническими движениями. В настоящее время нельзя недоучитывать неотектонические движения при решении проблемы колебаний уровня Каспийского моря. Вместе с тем Карта новейшей тектоники СССР (1960) позволяет выявить районы развития грязевого вулканизма. Новейшие тектонические движения являются вместе с тем и фактором почвообразования, требующим учета при оценке почвенного покрова (биогеоценозов, см. работы В. Н. Сукачева).

Таким образом, учет данных по неотектонике, выявленные закономерности их проявления во времени и пространстве позволяют решать ряд вопросов, связанных с размещением и формированием месторождений минеральных полезных ископаемых, решать вопросы гидрогеологии, инженерно-геологического обоснования проектирующихся сооружений, астрономо-геодезические задачи и некоторые вопросы, связанные с размещением сельского хозяйства.

Планом развития народного хозяйства СССР предусмотрены высокие темпы роста различных отраслей промышленности и строительства. Высокие темпы роста добычи минеральных полезных ископаемых, предусмотренные этим планом, в частности и тех, которые связаны с неоген-антропогеновыми отложениями (нефть, газы, угли, строительные материалы и другие), могут быть обеспечены только при условии поисков и выявления новых перспективных месторождений. Увеличение темпов строительства различных инженерных сооружений, надежность возводимых построек, борьба за увеличение урожаев могут быть обеспечены при всестороннем знании инженерно-геологической обстановки и гидрогеологических условий. Сводка данных по неотектонике СССР и выявление закономерностей проявления новейших тектонических движений могут внести некоторый вклад в решение указанных ответственных народнохозяйственных задач.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги сделанному обзору главнейших результатов изучения неотектоники в СССР, их можно сформулировать следующим образом.

В СССР создано новое направление, раздел геологии — неотектоника — тесно соприкасающийся с различными смежными дисциплинами — геоморфологией, вулканологией, сейсмотектоникой, геофизикой, и в какой-то мере достигнуто общее понимание ее содержания. Созданы многочисленные частные методы изучения неотектоники, дана их оценка и разработан комплексный метод. На основании приложения разнообразной методики, составлены многочисленные карты и схемы разных масштабов, которые суммируют наши знания по неотектонике для различных участков территории СССР. Разработаны принципы и методы составления единой обзорной карты неотектоники СССР, в масштабе 1 : 5 000 000 и впервые в мировой геологии составлена подобная карта, количественно отображающая тектонические деформации, что придает ей обязательное для карт математическое оформление. Картографический итог данных по неотектонике позволил подтвердить ранее сделанный вывод о повсеместном проявлении новейших и современных движений и подойти к созданию региональной отрасли неотектоники.

Установлено, что неотектонические движения значительно влияли на переустройство рельефа. За неоген-антропогеновый отрезок времени ими определялось интенсивное поднятие гор и их выравнивание, затопление и осушение значительных пространств, изменение береговых линий озер, морей, изменение глубин океанов, ритмичность в накоплении осадков, климатические изменения, в частности распределение атмосферных осадков, развитие вечных снегов и ледников, смена эпох оледенений влажными и теплыми межледниковыми эпохами. Можно утверждать, расширяя уже высказанные идеи В. А. Обручева, что неотектоника вполне объясняет все особенности не только современного рельефа поверхности суши, но и рельефа океанических впадин.

Рассмотренные данные по региональной неотектонике позволили сделать изложенные выше теоретические выводы: 1) о типах, категориях и группах тектонических движений, проявляющихся не только в неотектонический этап развития Земли, но и в более далеком геологическом прошлом; 2) о необходимости выделения самостоятельного — неотектонического этапа развития земной коры, нашедшего свое яркое отражение в становлении современного лика Земли, и отделения этого этапа от альпийской эпохи тектогенеза; 3) о закономерностях тектонического развития и причинах образования глубинных разломов; 4) о глыбовом строении земной коры; о современном этапе развития как времени нарастания тектонических процессов, изменения циркуляции атмосферы, изменения климата и усиления проявления ряда экзогенных рельефообразующих процессов; 5) о преобладании вертикальных движений земной коры и вещества в оболочке и подчинен-

ном значении горизонтальных движений; 6) о принадлежности территории СССР к двум сегментам земной коры — Атлантическому и Тихоокеанскому, испытывавшим в геологическом прошлом и испытывающим в неотектонический этап различное развитие, отражающееся как на структурах, так и на формах рельефа; 7) о большом стратиграфическом значении ритмичности проявления неотектонических движений, о чем автор имел возможность подробно говорить ранее (1950, 1948, 1952, 1953, 1957); в) о намечающемся более позднем проявлении максимальных неотектонических движений в пределах Тихоокеанского сегмента и более раннем их окончании в пределах Атлантического сегмента; 9) о причинной связи образования крупных форм рельефа, неотектонических движений, изменения толщины земной коры, возникновения гравитационных аномалий и сложном механизме тектонических процессов, причиной которых является ряд еще слабо распознанных геофизических и геохимических явлений в недрах Земли; 10) о большом значении таких планетарных явлений, как вращение земного шара, перемещение оси вращения Земли во времени и др.; 11) о типах строения земной коры и др.

Выявленные закономерности проявлений неотектоники создали теоретическую основу для решения многочисленных практических задач в области поисков месторождений полезных ископаемых, решения проблем гидрогеологии, инженерной геологии, вопросов строительства и некоторых вопросов сельского хозяйства.

Вопросы общей структуры земной коры, происхождения гор и океанов, происхождения тектонических движений и другие, относятся к широким проблемам естествознания, которые невозможно решать с позиций одной какой-то науки. Они требуют учета многочисленных факторов и содружества различных областей человеческого знания. В частности, как мы видели выше, для решения указанных проблем всегда принимались во внимание не только данные геологии и геоморфологии, но и физики, геофизики, геохимии, геодезии, астрономии и др. Необходим комплексный подход. Следует подчеркнуть, что за последнее время возросло взаимопроникновение одних областей науки в другие. Так, физика, химия, математика проникают буквально во все области науки, в том числе в различные разделы геологической науки, заставляя пересматривать и переоценивать многие казалось бы общепринятые положения.

Известно, что по своему содержанию, форме и назначению наука имеет глубоко общественный, коллективный характер. Любая наука — это результат сложного коллективного труда. Общие теоретические вопросы, которые затронуты выше, правильно могут быть разрешены только при условии работы коллектива ученых, при учете взаимопроникновения одних областей науки в другие, при учете и оценке комплекса разнообразных данных. Отдельные ученые не могут овладеть всем необходимым для этого материалом, всеми тонкостями научного анализа и синтеза. Слишком быстро развиваются различные разделы наук, которые необходимо учитывать в комплексе. Коллективная организация работы ученых — форма работы, которая широко распространена в СССР и которая основывается на передовой методологии диалектического материализма. Вот почему именно в нашей стране затронутые выше основные вопросы геологии получат наиболее правильное решение. Для этого необходимо в ближайшее время найти реальные организационные формы работы коллектива ученых над главнейшими проблемами естествознания, решение которых имеет и большое практическое значение.

История науки показывает, что существуют определенные увлечения отдельными идеями. Некоторые из них держатся годы, другие десятилетия. Третьи, завладев на время умами исследователей, вскоре

забываются и воскрешаются только спустя десятилетия на новой основе, новой почве. Раньше считали, что деформации проявляются в линиях, в основном прямых и фрагментарных, расположенных в виде перекрещивающихся систем, отражающих глыбовое строение земной коры. Эта гипотеза критиковалась и целиком была вытеснена из науки. Однако к этим мыслям неоднократно возвращались, этот вопрос ставился и обсуждался.

Идеи Э. Зюсса опровергли указанные представления и геологи всюду стали искать непрерывные и изогнутые линии горных хребтов. Значение разрывных нарушений сильно приуменьшалось и на первое место было выдвинуто преобладание складчатых структур.

Последнее время (10—15 лет) характеризуется возвращением к прежним идеям глыбовой структуры земной коры. Они возникли как у нас, так и за рубежом, и особенно подробно разрабатываются советскими исследователями (Н. С. Шатский, А. В. Пейве и др.) Недавно В. Е. Хаин (1957) выдвинул идею о «глыбово-волновой» структуре. Он считает, что наиболее правильно в вопросе о характере строения и движений земной коры признавать, что земная кора имеет не складчатую, как нам казалось раньше, и не глыбовую, как нам начинает казаться теперь, а «складчато-глыбовую» природу. В планетарном масштабе эти деформации проявляются, как указывает В. Е. Хаин, в диалектическом единстве, тесно переплетаясь друг с другом во времени и пространстве. В данном исходном положении, искусственно соединяются два совершенно отличных направления, берущих свое начало из различных гипотез развития земной коры и Земли в целом. Мы не можем их механически совместить, не связав с определенным механизмом развития земной коры, с процессами развития Земли.

Выводы по строению земной коры основываются главным образом на подробном структурном анализе деформаций. Однако крупным недостатком такого преобладающего у нас структурного направления, которое главным образом вскрывает строение — «анатомию» поверхностных частей Земли, является отрыв его от вопросов изучения и объяснения жизни глубинных структур, недостаточное внимание геофизическим и геохимическим процессам, проявляющимся в недрах Земли, физике и «физиологии» Земли.

Картирование отдельных структур, на котором основываются построения многих тектонистов, конечно, очень важно и необходимо, но недостаточно для решения вопросов теории Земли, земной коры, горообразования и других основных вопросов геологической науки. Структура Земли, которую мы изучаем на поверхности является отображением не поверхностных процессов, а глубинных и планетарных. В решении этих вопросов необходимо выявление природы процессов, происходящих в недрах Земли, и планетарных закономерностей в ее развитии. Однако мы отстали в их изучении и они требуют применения комплексных методов. Как я старался показать, большой материал в этом отношении дает неотектоника... Если в вопросах геологического картирования мы достигли большого совершенства, давая тщательно составленные «ювелирные» геологические и тектонические карты, на которых подробнейшим образом выявляется анатомия земной коры, то объяснение всех выявленных структур и выражения их в рельефе до сих пор страдает большими пороками. Главнейшие из них — односторонний подход к объяснению, недостаточное приложение современных идей в области физики, химии, астрономии, крайне ограниченное применение математического анализа и электронно-счетных устройств.

Объяснение «анатомии» земной коры нередко основывается на представлениях о процессах часто полувековой давности. Знания же этих процессов достигаются экспериментом и построениями. Последние

в геологии всегда имели временный характер, так как их определяет быстро изменяющийся уровень развития общих наук. В настоящее же время гигантское развитие этих наук дало колоссальное количество фактов и выводов, имеющих огромное значение и для геологии. Со сменой общих физических представлений, неизбежно должны меняться и наши общие представления о строении Земли и ее поверхности, о земной коре, «физиологии» геологических процессов, о теории Земли и ее геологическом развитии.

Было бы неверно думать, что эти вопросы остаются совершенно без рассмотрения. Однако мы уделяем им слишком мало внимания, и они разрабатываются немногими отдельными специалистами. Нет синтеза этих идей в единую теорию развития Земли, теорию, учитывающую все достижения современного естествознания и последние достижения геологической науки, в том числе и данные неотектоники. Для создания такой теории развития Земли необходима работа целых коллективов, объединяющих специалистов разных направлений.

Вместе с тем рациональное объяснение развития земной коры, отдельных структур, выражения их в формах рельефа поможет создать и геоморфологическую теорию. Теория развития рельефа нестделима от общих тектонических построений.

Во всех указанных выше направлениях в настоящее время продолжается интенсивная разработка перечисленных проблем. Установленная взаимосвязанность различных явлений: геофизических, геологических, геоморфологических, астрономо-геодезических, географических, заставляет говорить о необходимости дальнейших комплексных исследований в следующих направлениях:

1. *Выявление типов строения земной коры по геофизическим данным. Установление связи поверхностных неотектонических структур с глубинными. Изучение типов рельефа, их различия и связи с поверхностными и глубинными структурами.*

Такое изучение даст материал для наиболее полного и объективного выделения крупных структурных форм земной коры и позволит правильно судить о направлении развития неотектонических структур и о развитии главнейших типов рельефа Земли.

2. *Изучение линеаментов в истории их геологического развития и отражения в структурах, формах рельефа, распределении фаций и формаций, интрузивного и эффузивного магматизма, в аномалиях геофизических полей. Установление закономерностей расположения неотектонических структурных форм, зон деформаций относительно оси вращения Земли.*

Можно ожидать, что указанное изучение даст возможность отграничить отдельные глыбы и блоки в структуре земной коры и обоснованно подойти к решению вопросов их геологического и геоморфологического развития, а также некоторых вопросов магматизма.

3. *Изучение закономерностей проявления неотектонических, в том числе современных движений всех типов и установление их спектров в пределах каждого выделенного блока земной коры. Разработка методов выявления горизонтальных движений. Установление закономерностей распределения во времени неотектонических движений в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах земного шара; распределение их по интенсивности и результатам с выявлением миграций простираний структурных форм и морфогенетических элементов.*

Указанное изучение даст материал для выявления общих закономерностей тектонических движений и их классификации, истории их проявления в обширных сегментах земного шара, связи с планетарными факторами; позволит более точно наметить границу между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами, выявить историю морфогенеза

(при учете экзогенных процессов) крупных блоков земной коры, даст материал для толкования дисимметрии земной коры.

4. *Разработка проблемы гидросферы: выявление источников океанских вод, постоянства или изменчивости их объема, соотношения колебаний водной оболочки с колебаниями твердой литосферы, влияния на них планетарных факторов — изменения скорости вращения Земли и др.*

Такое направление изучения продвинет нас в понимании сложной проблемы направления развития земной коры (материков и океанов) и объяснит многие факты геоморфологии моря и побережий, а так же проблем океанологии. Данное направление исследований заставит более целеустремленно подходить к сложным проблемам эволюции вещества в недрах, их геохимической сущности и приблизит нас к выявлению вопросов движущих сил геологического развития.

5. *Изучение особенностей ротационного режима Земли и закономерностей изменений скорости ее вращения, в связи с результатами проявления разнообразных геологических процессов, ведущих к перемещениям масс как на поверхности земного шара, так и в его недрах.*

Можно ожидать, что такое комплексное изучение астрономо-геодезических и геолого-географических фактов даст материал для более обоснованного суждения о перемещениях оси вращения Земли, о возникновениях напряжений в теле Земли и их разрешении в деформациях земной коры и промежуточной оболочки, о смещении географических зон и направлении изменений циркуляции атмосферы, об изменениях климатов на Земле, о деформациях водной оболочки и др.

Дальнейшие комплексные исследования основных проблем науки позволят подойти к созданию теории динамики Земли. Только после накопления фактов и данных, всесторонне осознанных и объясненных с позиций современного уровня общих наук, возможен окончательный синтез и создание теории Земли, которая была бы лишена элементарных противоречий, так часто встречающихся в современных геотектонических и геоморфологических гипотезах. Это является задачей будущего в работе творческих коллективов.

Вместе с тем необходимо отметить, что для решений большинства поставленных проблем необходимы обширные региональные данные. Многие вопросы требуют анализа материалов не только по СССР, но и по смежным территориям и по другим материкам. Накопление новых данных по неотектонике как в СССР, так и за рубежом, идет такими темпами, что необходимо уже сейчас приступить к составлению неотектонических карт более крупного масштаба и не только территории СССР, но и зарубежных стран. Необходимо составление неотектонических карт Евразии и Мира. Они позволят более правильно понять особенности тектонического развития Земли, ее формы и основных черт ее поверхности и закономерности в распределении ряда полезных ископаемых. И по картам и по другим вопросам необходима организация международной работы для решения указанных выше проблем.

Главнейшие итоги изучения неотектоники СССР, освещение которых было дано выше, позволяют говорить о наличии в СССР самостоятельной неотектонической школы, объединяющей большой коллектив советских исследователей разных направлений.

Впереди открываются широчайшие перспективы углубленного анализа, осмысливания и сопоставления все вновь и вновь поступающих фактов и уже полученных данных. И я не сомневаюсь, что выводы из этого анализа еще больше помогут приблизить нас к решению многих важных и принципиальных вопросов теории и практики.

ЛИТЕРАТУРА

Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. Неотектонические движения в Азербайджане и проблемы их изучения. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6, 1958.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.

Александров Д. К. Тектоника южного крыла Ефремовского поднятия. Тр. Аркт. ин-та, т. 121, 1939.

Ампилогов К. Ф. О роли молодых тектонических движений в формировании марганцевых месторождений восточного склона Урала. «Сов. геология», № 54, 1956.

Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Андреев Д. К. О закономерностях связи рельефа со структурными формами и об их роли для изучения тектоники Приволжской возвышенности. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 4, 1948.

Андреев Д. К. Зависимость современного рельефа Ульяновско-Саратовской синеклизы от геологического строения. Тр. Моск. филиала ВНИГРИ, вып. 1, 1949.

Апродов В. А. О речной сети в средней части западного склона Урала и Приуралья. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.

Апродов В. А. О неотектонике и сейсмичности территории МНР. Бюлл. Совета по сейсмол. № 10, изд. АН СССР, 1960.

Арабу Н. О деформации Земли. Тр. XVII сессии МГК, т. II, ГОНТИ, 1939.

Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.

Арманд Д. Л. К вопросу о кинематике рельефа. «Вопросы географии». Сб. 21, Географгиз, 1950.

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геолог., № 1—2, 1930.

Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Ср. Азии и юго-западном Казахстане. Изд. АН СССР, сер. геол., 1936.

Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, 1941.

Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 106, Гостоптехиздат, 1960.

Афанасьев Б. Л. Неотектоника плейстоцена и голоцена Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья. Воркута, 1958.

Бабак В. И. Очерк неотектоники Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV (4), 1959.

Бабак В. И. Метод построения палеотектонических карт для изучения истории новейших тектонических движений (на примере Крыма). Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Балдан С., Бобров В. А., Маринов Н. А. Землетрясение 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае Монгольской Народной Республики. «Сов. геология», № 11, 1958.

Барановская З. К. К вопросу о колебаниях береговой линии Амурского залива. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, вып. 6, 1934.

Басаликас А., Гуделис В. Основные проблемы геоморфологического изучения территории Литвы. Мат-лы Второго совещ. Геоморфологич. комиссии АН СССР, 1959.

Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Капаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды. Тд. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1957.

Белостоцкий И. И. Очерк по истории рельефа Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.

Белоусов В. В. Ритм колебательных движений земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1940.

Белоусов В. В. О геологическом строении океанов. «Природа» № 5—6, 1942.
Белоусов В. Б. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР, Тр. ИГН АН СССР, вып. 76, 1944.
Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
Белоусов В. В., Гзовский М. В. Тектонические условия и механизмы возникновения землетрясений. В ст. «Проблемы прогноза землетрясений». Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25, 1954.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли «Сов. геология», № 10, 1960.
Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. «Сов. геология», № 7, 1960.
Беляевский Н. А. Структурный шов западного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 77, № 6, 1951.
Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья. Сб. ВСЕГЕИ. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири и Дальнего Востока, 1956.
Бендер Б. А. Артезианские бассейны Средней Азии. Бюлл. научно-технич. информ. № 2/19, Госгеолтехиздат, 1959.
Бер Н. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовьев Тобола. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVI, вып. I, 1938.
Берг Л. С. О предполагаемой связи между великими оледенениями и горообразованием. В ст. «Очерки по физической географии», изд. АН СССР, 1949.
Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщения Дальневосточного фил. Сиб. отд. АН СССР, серия геол., вып. 10, 1959.
Бизнигаев А. Д. Платформенные складки Ставрополья, их типы и особенности. «Вопросы разведки, бурения, добычи, транспорт и хранение нефти и газа». Гостоптехиздат, 1955.
Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. 3 изд., 1956.
Билибин Ю. А. Геоморфологические исследования, как основа поисков и разведок сложных типов россыпей. «Избранные труды», т. II, 1959.
Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Изд. Карел. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1959_1.
Бискэ Г. С. Основные вопросы геоморфологии восточной части Балтийского щита. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959_2.
Боч С. Г. О геоморфологических профилях. Изв. ВГО, № 1, 1954.
Боч С. Г., Краснов И. И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над горными террасами. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода, № 8, 1946.
Боч С. Г., Краснов И. И. О происхождении рельефа Урала в свете проблемы поисков полезных ископаемых. «Разведка недр», № 6, 1951.
Богатырев К. П. О колебаниях береговой линии западного берега полуострова Камчатка «Пробл. физич. географ.», т. IX, 1940.
Боголепов К. В. К стратиграфии меловых и третичных отложений Енисейского кряжа. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири 1956 г., 1957.
Божинский А. П. Четвертичная базальтовая эффузия в долине р. Джиды — Юго-Западн. Забайкалья. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1941.
Бондарчук В. Г. О геоморфологии Днепро-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур. «Разведка недр», № 2, 1937.
Бондарчук В. Г. Тектоорогения. Киев, 1946.
Бондарчук В. Г., Замарий П. К., Соколовский И. Л. Движения земной коры на территории УССР и Молд. ССР после альпийского орогенеза. Геологический журнал, т. XIX, вып. 4, изд. АН Укр. ССР, 1959.
Бончковский В. Ф. Методы измерения наклонов земной поверхности и некоторые результаты этих измерений. Тр. Совещ. по методам изуч. движ. и деформ. земной коры. Геодезиздат, 1948.
Бончковский В. Ф. Внутреннее строение Земли. Изд. АН СССР, 1953.
Борзов А. А. Некоторые дополнения к учению об эрозионном (нормальном) цикле. Докл. сов. делегации на Междунар. Географ. конгр. в Варшаве. Изд. НИИ Большого Советского Атласа Мира, 1934.
Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. «Вопросы географии», т. 36, 1954.
Борисов А. А. Аномалии силы тяжести горных областей. «Прикл. геофиз.», вып. 21, Гостоптехиздат, 1958.
Борисов А. А. О современной структуре поверхности фундамента западной Средней Азии. «Новости нефтяной техники» (геология), № 4, 1958.
Борисяк А. А. Теория геосинклиналей. Изв. Геол. ком., т. 43, № 1, 1924.
Брод И. О., Польстер Л. А., Несмеянов Д. В. Геоструктурное районирование и перспективы нефтегазоносности Предкавказья. «Геология нефти», № 8, приложение, 1958.
Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанные с ее внутренней динамикой. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (I), 1958.
Бубнов С. Н. Основные проблемы Геологии. Изд. МГУ, 1960.

Буданов В. И. О поднятии берегов Приморья. Тр. Ин-та океанол., т. VI, 1951.

Буданов В. И., Владимиров В. Л., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 10, 1960.

Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. «Сов. геология», Сб. 58, 1957.

Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поля Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмол., № 10, изд. АН СССР, 1960.

Бурачек А. Р. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Тр. Ленингр. отд. Тадж. компл. эксп., вып. 4, 1934.

Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. Изд-во Иностр. лит., 1953.

Буркар Ж. Соображения о четвертичном орогенезе. Сб. «Живая тектоника» (1955), Изд-во Иностр. лит., 1957.

Быков Г. Е. К геоморфологии восточной части хребта Тукурингры. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, вып. 5, 1935.

Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. «Пробл. сов. геол.», № 8, 1937.

Вакар В. А. Геоморфологическое строение Северного Алтайского хребта Тр. Аркт. ин-та, т. 90, 1937.

Вакар В. А., Воронов П. С., Деменицкая Р. М. К вопросу о региональных разломах севера Средней Сибири, Тр. НИИГА, т. 67, 1958.

Варсанофьева В. А. О геоморфологии горных стран на примере Северного Урала. «Вопросы географии. Сб. 36, 1954.

Варсанофьева В. А. Геоморфологическое развитие Северо-Восточной части Русской платформы и Северного Урала. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Василенко В. К. Каройская тектоническая линия Западной Сибири. Докл. АН СССР, т. LXXVI, № 6, 1951.

Васильев В. Г., Волхтнин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мошканцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1959.

Васильев Д. С. Влияние неотектонических движений на развитие абразии и нефтегазопроявления в Северо-Восточном Причерноморье. Ростовский гос. ун-т, автореферат, 1960.

Васильковский Н. П. Тектоническое развитие ферганской депрессии в кайнозое. Тр. ин-та геол. АН Уз. ССР, вып. 1, Ташкент, 1948.

Васьковский А. П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховье р. Момы. Тр. Лабор. вулкан. и Камчатской вулканологич. станции, вып. 6, 1949.

Вахрушев Г. В. О роли неотектоники в формировании современных залежей нефти и газа в Южном Приуралье. «Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Южного Урала». Изд. Башкир. фил. АН СССР, Уфа, 1959_1.

Вахрушев Г. В. Проблема неотектоники Южного Урала и Приуралья. «Вопросы геоморфол. и нов. тектон. Волго-Уральской области и Южн. Урала». Изд. Башкир. фил. АН СССР, Уфа, 1952_2.

Вебер В. Т. О геологическом строении междуречья Амур — Зея. «Сов. геология», вып. 11, 1960.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. Госиздат, 1925.

Вегман Е. Общий обзор. В кн. «Живая тектоника». Изд-во иностр. лит., 1957.

Великовская Е. М. К вопросу о происхождении основных форм рельефа Копет-Дага. «Вопросы географии». Сб. 4, 1947.

Великовская Е. М. Геологическая история южного и западного Алтая в кайнозое и формирование древних долин. Тр. Томского ун-та, т. 132, 1954.

Великовская Е. М. История геологического развития и основные этапы формирования рельефа Зайсанской котловины и окружающих ее горных хребтов. Сб. «Ледниковый период на территории СССР». Изд. МГУ, 1959.

Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. Изд-во геодез. и картогр. лит., 1940.

Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 104, 1940.

Вейцман П. С., Гальперин Е. Н., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Некоторые данные о строении земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 2, раздел II, Госгеолтехиздат, 1960.

Верещагин Г. Ю. Положительное и отрицательное движение береговой линии на оз. Сегозере. Тр. Олонецкой научной экспед. Гос. гидрологич. ин-та, ч. III, вып. 1, 1926.

Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Тр. Олонецкой науч. экспед. Гос. гидрологич. ин-та, ч. III, вып. 2, 1931.

Верещагин Г. Ю. Современные движения земной коры в Прибайкалье в связи с вопросом о методе их наблюдений на крупных озерах. «Пробл. физич. географии», т. IV, 1937.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, ч. I ОНТИ, 1936.

Вернадский В. И. О значении радиогеологии для современной геологии. Тр. XVII сессии МГК, т. I, ГОНТИ, 1939.

Вильсон Д. Геофизика и рост континентов. «Природа», № 8, 1959.

Виттенбург П. В. Геологический очерк полуострова Муравьева-Амурского и острова Русского. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 5, 1911.

Власов Г. М. Движения береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время. «Вопрос. Геогр. Дальнего Востока». Сб. 3, 1957.

Власов Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959

Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа п-ова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. Изв. ВГО, т. 82, № 3, 1946.

Волин А. В. Роль диагональных разрывов на равнинах северного полушария Земли. Тезисы докл. на III Астрогеологической конференции по проблемам теории Земли. Изд. ВГО, Л., 1960.

Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, под ред. М. К. Коровина. Новосибирск, 1956.

Воронов П. С. О вероятности влияния ротационных сил Земли на размещение крупных мезо-кайнозойских разломов Арктики и Антарктики. Тезисы докл. на III Астрогеологической конференции по проблемам теории Земли. Изд. ВГО, Л., 1960.

Воронов П. С., Егорова И. С. Анализ ориентировки спрямленных участков речных долин юго-восточного Таймыра для изучения неотектоники. Тр. НИИ геологии Арктики, т. 80, 1958.

Воскресенский С. С. Зональность рельефа в горах Южной Сибири. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959_1.

Воскресенский С. С. Закономерности развития рельефа южной части Средне-Сибирского плоскогорья. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959_2.

Выржиковский Р. Р. Новейшие движения земной коры на Украине. «Пробл. сов. геологии», № 5, 1936.

Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. Докл. АН СССР, т. 57, № 4, 1950.

Гаккель Я. Я. Признаки современного подводного вулканизма на хр. Ломоносова, «Природа», № 4, 1958.

Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.

Ганешин Г. С. Основные этапы развития рельефа Приморья. Мат-лы по четв. геол. и геоморфологии СССР, нов. сер., вып. 1, 1956.

Ганешин Г. С. Вопросы геоморфологии Сахалина. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. Н. О глубинном строении Северного Устюрта и возможном происхождении его чинков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1956.

Геологическое строение и перспектива нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности, под ред. Н. Н. Ростовцева. Госгеолтехиздат, 1958.

Геологическое строение СССР, т. III, Госгеолтехиздат, 1958.

Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности, под ред. Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова, Гостоптехиздат, 1958.

Герасимов И. П. О значении эпейрогенических движений в развитии рельефа Прикаспийской и Западно-Сибирской низменностей. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 68, вып. 5, 1936.

Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Изд. Каз. фил. АН СССР, Алма-Ата, 1943.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР, «Пробл. физ. геогр.». Т. 12, 1946_1.

Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. «Вопросы географии», сб. 1, 1946_2.

Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. Тр. ин-та географ. АН СССР, вып. 42, 1948.

Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. Проблемы физической географии, вып. 15, 1950.

Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1951.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Ин-т географ. АН СССР, 1959.

Геренчук К. И. К вопросу о роли тектонического фактора в развитии орографии Русской равнины. Географ. сб., вып. X, изд. ВГО, 1958.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львовск. ун-та, 1960.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Тадж. ССР. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1958.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1959.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2 и 3, 1960.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н., Резанов И. А., Рейснер Г. И. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1960.

Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Гнедин К. И. К вопросу о тектоническом строении северной части острова Сахалина. Вопросы разведки, бурения и добычи нефти и газа. Тр. Акад. нефт. промышл., вып., II, Гостоптехиздат, 1955.

Годин К. М. К вопросу о тектоническом строении северной части о-ва Сахалина. В сб. «Вопросы разведки, бурения, добычи, транспорт и хранение нефти и газа». Гостоптехиздат, 1955.

Годин Ю. Н., Луппов Н. П. и др. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. «Сов. геология», № 1, 1958.

Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Горелов С. К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. Тр Ин-та географ. АН СССР, 1957.

Горин В. А. Каспийская тектоническая впадина. Тр. Ин-та геол. АН Аз. ССР, т. 15, 1954.

Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Горшков Г. П., Костенко Н. П. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. Вестн. МГУ, № 10, 1953.

Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сейсмотектонике Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 3, 1947.

Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. «Сов. геология», № 10, 1960.

Граве М. К. Признаки новейших тектонических движений на подгорной равнине Копет-Дага. В сб. «Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии». Изд-во АН СССР, 1955.

Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В., Некрасова К. А., Сосновская А. В. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 2, разд. II, Госгеолтехиздат, 1960.

Гречищев Е. К. К оценке современных тектонических движений берегов оз. Байкал. Тр. Океаногр. Комиссии АН СССР, т. 2, 1957.

Гречищев Е. К. Методы оценки современных тектонических движений на Байкале. Бюлл. Совета по сейсмол. № 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Губин Н. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, т. 13, 1950.

Гуделис В. К. Определение характера движений земной коры по эпейрогеническим спектрам древнебереговых линий. Тр. АН Литовск. ССР, сер. 5, вып. 1, 1957.

Гуделис В. К. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. Мат-лы Совещания по неотектон. депрессиям АН Эстон. ССР, Тарту, 1960.

Гутенберг Б. К вопросу о корнях гор (1957). Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит. 1960_1.

Гутенберг Б. Критический обзор вопроса о перемещении континентов (1956). Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1960_2.

Данилович В. Н. О характере и природе главных тектонических разрывов в юго-западном Забайкалье. Бюлл. Совета по сейсмол. № 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Двали М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья п-ова Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 72, 1936.

Девдариани А. С. Кинематика рельефа. «Вопросы географии», сб. 21, Географгиз, 1950.

Девдариани А. С. Геоморфологическая карта мира. Изв. ВГО, вып. 1, 1956.

Дегтеренко Ю. П., Баранова Ю. П. Основные этапы развития Корякской горной системы и Анадырской низменности. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Деменицкая Р. М. Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным. Докл. сов. геологов к XXI сессии, пробл. 2, разд. II, Госгеолтехиздат, 1960.

Денисов Е. П., Никонова Р. И. Некоторые вопросы неотектоники Южного Приморья и прилегающих районов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV (2), 1960.

Джан Вень-ю. Тектоническая карта Китая (на китайском языке). Изд. АН КНР, 1959.

Дикси Ф. Великие Африканские разломы (1956). Изд-во иностр. лит., 1959.

Докабедов А. Г., Мещеряков Ю. А. О соотношениях между локальными антиклинальными структурами и аномалиями силы тяжести в пределах Русской платформы. Докл. АН СССР, т. XXIX, № 3, 1951.

Доскач А. Г. Новейшая тектоника и рельеф Тургайского прогиба. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР. Изд. АН СССР, 1959.

Дубинский А. Ф. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. Тр. ВСЕГЕИ, Мат-лы по геол. Европ. терр. СССР. Госгеолтехиздат, 1956.

Думитрашко Н. В. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 42, 1948.

Думитрашко Н. В. Проблема происхождения Байкала и оледенения Прибайкалья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 68, 1956.

Думитрашко Н. В. Основные проблемы геоморфологии Кавказа. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. Применение геоморфологических методов в сейсмотектонических исследованиях. Тр. Геофизич. ин-та. АН СССР, № 25, 1954.

Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Думитрашко Н. В., Олюнин В. Н. Основные вопросы геоморфологии Байкальской горной области и Западного Забайкалья. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Егизаров Б. Х., Русаков И. М. Геология и полезные ископаемые восточной и центральной частей Корякского хребта. Докл. на Юбил. сессии Уч. Совета Ин-та геол. Арктики, Л., 1957.

Егоров С. Ф. Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры. Тр. Геоморфол. ин-та АН СССР, вып. 1, 1931.

Ермолаев М. М. Геологический и географический очерк о-ва Бол. Ляховского. Тр. СОПС АН СССР, сер. Якутская, вып. 7, 1932.

Желубовский Ю. С. Четвертичные вулканы Монголии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1958.

Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. Уч. Зап. МГУ, вып. 48, 1939.

Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. «Пробл. Зап. Казахстана», т. II. Изд. АН СССР, 1945.

Жуков М. М. Неотектонические поперечные преобразования советских Карпат. Изв. АН СССР, сер. геол. № 7, 1961.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые нужно учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.

Заварицкий А. Н. Об изучении движений земной коры на Камчатке. Тр. совещ. по методам изуч. движ. и деформ. земной коры. Геодезиздат, 1948.

Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1956.

Заморский П. К. Неотектоника УССР. Мат-лы по четверт. периоду СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1950.

Захаров С. А. Дислоцированные террасы как показатель современного горообразования. Сообщения Тадж. фил. АН СССР, вып. 4, 1948.

Захаров С. А. Проявление современной складчатости в Такжикской депрессии. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1, 1955.

Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. Сб. СОПС Изд. АН СССР, 1940.

Зеккель Я. Д. О влиянии структурных особенностей на направление речных долин Русской равнины. «Проблемы физич. географ.». сб. XIII, изд. АН СССР, 1947.

Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна Японского моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1959.

Зенкович В. П. О современном опускании берегов Камчатки. «Природа», № 7, 1947.

Зенкович В. П. Методы определения вертикальных движений по морфологии берегов. Тр. совещ. по деформациям земной коры, Геодезиздат, 1948.

Зерчанинов И. К. О роли тангенциальных сил в формировании платформенных поднятий. «Нефтяное хозяйство», № 10, 1952.

Зерчанинов И. К. О преобразовании структур платформенного типа в процессе их формирования и об отражении этого процесса на приуроченных к ним залежах нефти. «Нефтяное хозяйство», № 12, 1953.

Зорин Л. В. Формирование дельты Селенги и образование залива Провал. Учен. зап. МГУ, вып. 182, сер. геоморфол., 1956.

Зубков А. И. О характере некоторых четвертичных отложений северо-востока Азии. Изв. АН СССР, № 9, 1931.

Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР. «Сов. геология», сб. 19, 1947.

Изукин И. С. Морфология некоторых рыхлых образований в горных странах континентального климата. «Вопросы географии», сб. 35, 1954.

Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Исследования по геоморфологии побережья дальневосточных морей СССР. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Ильин П. И. О типах складок, наблюдаемых на угольных месторождениях Южно-Уральского бассейна. «Сов. геология», № 3, 1960.

Казанли Д. Н. Формирование Заилийского Алатау как орографической единицы. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 18, № 134, 1954.

Казаков М. П., Чарыгин М. М. и др. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1958.

Казакова Н. М. Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 62, 1954.

Каманин Л. Г. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 29. 1938.

Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение данного рельефа дальневосточных морей СССР. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Акад. наук, т. X, прилож. 8, 1887.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Акад. наук, № 1, 1894.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд. АН СССР, 1947.

Карта Новейшей Тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 под ред. Н. И Николаева и С. С. Шульца. Госгеолтехиздат, 1960.

Касаткин Д. П. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакии по данным геофизических исследований. «Сов. геология», № 1, 1960.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, 1947.

Каттерфельд Г. Н. Основные закономерности планетарного рельефа. Учен. зап. Ленингр. Гос. педагог. ин-та им. А. И Герцена, т. 151, 1958.

Кей М. Геосинклинали Северной Америки (1951). Изд-во Иностр. лит., 1955.

Кесь А. С. Русло Узбой и его генезис. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 30, 1939.

Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.

Кирюшина М. Т., Полькин Я. И., Соколов В. Н., Стрелков С. А. Особенности проявления новейшей тектоники в Советской Арктике. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1950.

Ковалевский М. И. Соотношение рельефа и тектонической структуры территории Латвийской ССР. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Коган С. Д. К вопросу об изучении механизма глубоких землетрясений. Докл. АН СССР, т. 99, № 3, 1954.

Колосов Д. М. Общие вопросы геоморфологии Северо-Востока СССР. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 5, Магадан, 1949.

Комаров А. Г. Остаточное намагничивание горных пород и их возраст (палеомагнетизм и движение полюсов). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 10, 1957.

Комаров А. Г. Вековое движение полюсов Земли. «Природа», № 2, 1960.

Корнев Г. П. Южная часть Малого Кавказа в конце плиоцена и четвертичном периоде (неотектонические движения и палеогеография). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 6, 1960.

Коровин М. К. Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 15, 1956.

Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 110, сер. геол., № 56, 1952.

Корсунская Г. В. Курильская островная дуга. Географгиз, 1958.

Корытникова Н. Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3, 1943.

Косминская К. П. Работы по ГСЗ в разных районах СССР. Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 3, 1957.

Косминская К. П. Строение земной коры по сейсмическим данным. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1958.

Костенко Н. П. Новейшая тектоника юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Тр. Всесоюзн. рабоч. совещ. по итогам изуч. четв. периода АН Уз. ССР, Ташкент, 1953.

Костенко Н. П. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере горных стран Юга Ср. Азии). «Вопросы сейсмического районирования». Бюлл. Совета по сейсмол., № 8. Изд-во АН СССР, 1960.

Косыгин А. И. По поводу нового доказательства отрицательного движения северо-восточного берега о-ва Сахалина. Вестн. Геол. ком., № 2—10, 1928.

Косыгин Ю. А. Тектоника Западной части Прикаспийской впадины. В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР, 1953.

Косыгин Ю. А. Развитие основных структурных элементов земной коры и различные типы глубинных тектонических движений. Тр. Акад. Нефт. промышл., вып. III, Гостоптехиздат, 1956.

Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Общая тектоника, т. 1. Гостоптехиздат, 1958.

Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения. «Геология и геофизика», № 4, 1960.

Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIII (3), 1948.

Кошелев П. Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Кошелев П. Я. Новейшая тектоника Тургайского прогиба «Геология Тургайского прогиба», вып. 1. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 43, 1961.

Краснов И. И. О болотной солифлюкции и современной трансгрессии болот на равнинах в зоне тайги. «Пробл. физич. географии», т. 10, 1941.

Краснов И. И. Морфология верховьев бассейна р. Косьвы в связи с распространением субальпийских лугов. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.

Краснов И. И. Опыт сопоставления геоморфологических элементов Среднего и Южного Урала с геологическими структурами. «Проблемы физич. географии», т. 15, 1950.

Краснов И. И. Новейшая тектоника горных областей Урала, Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № 1, 1956.

Краузе А. И. О происхождении инверсионного рельефа в зоне саратовских дислокаций. Уч. Зап. Сарат. ун-та, вып. геол., т. 23, 1951.

Крашенинников Г. Ф. Молодая тектоника Челябинского буроугольного бассейна. «Сов. геология», № 5—6, 1940.

Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.

Крестников В. Н. Сейсмичность и геологическое строение. «Природа», № 8, 1957_1.

Крестников В. Н. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня. Бюлл. Совета по сейсмол., № 3. Изд-во АН СССР, 1957_2.

Крестников В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое. «Сов. геология», № 4 и 7, 1961.

Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Альпийская тектоника Центральной части Тянь-Шаня. «Сов. геология», № 12, 1960.

Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Георазведиздат, 1937.

Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. В кн. «Материалы по истории флоры и растительности СССР», вып. 2, 1946.

Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXV (5), 1950_1.

Кропоткин П. Н. Космогоническая теория О. Ю. Шмидта и строение Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1, 1950_2.

Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.

Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. «Природа», № 4, 1956_1.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихоте-Алиня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956_2.

Кропоткин П. Н. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, № 4, 1958.

Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.

Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.

Кропоткин П. Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд. МГУ, 1958.

Кузнецов Н. Г. Некоторые данные о новейшей тектонике в Монголии. Сб. «Вопросы геоморф. и палеогеограф. Азии». Изд. АН СССР, 1955.

Кузнецов Ю. Я. О принципах построения геоморфологических карт горных областей. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2—3, 1956.

Кузнецов Ю. Я. Геологическое строение и происхождение рельефа юго-восточной Ферганы. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. II, Изд. Львовск. ун-та, 1960.

Кулаков Ю. Н. Новейшая тектоника Таймырской низменности. В кн. «Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба. Гостоптехиздат, 1960.

Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. XXXII, 1940.

Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. Зап. Тадж. Гос. ун-та. Юбил. сб., тр. ф-та естест. наук, 1955.

Кюнен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии (1950) Сб. «Островные дуги». Изд-во Иностр. лит., 1952.

Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской впадины. Алма-Ата, 1948.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960.

Лазуркин В. М., Сакс В. Н. К орографии Северо-Восточной Якутии. Изв. ВГО № 3, 1939.

Ламакин В. В. Современное поднятие земной поверхности на Средней Печоре. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.

Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Сб. «Землеведение», ч. II, (42), изд. МОИП, 1948.

Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема приосхождения Байкала. Географгиз, 1952.

Ламакин В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд-во, АН СССР, 1955.

Лебедев В. Г. Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезо-кайнозойской тектоникой. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 2, 1959.

Лебедев Г. С. О причинах Черниговской аномалии силы тяжести. «Природа», № 5, 1958.

Лебедева Н. А. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 13, 1957.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. Учен. зап. Дерптского ун-та, № 1, Юрьев, 1893.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю Основные проблемы геологии. Дневник II съезда русск. естествоиспытателей и врачей. Спб., 1902.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1939.

Лейбензон Л. С. Деформация упругой сферы в связи с вопросом о строении Земли (1910). Сб. трудов, т. 4, изд. АН СССР, 1955.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. Изд-во Иностр. лит., 1952.

Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию тектонических схем северо-западного Китая. Госгеолтехиздат, 1958.

Линдберг Г. У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. Изв. Геогр. об-ва, т. 78, вып. 3, 1946.

Линдберг Г. У. Биогеографический метод познания четвертичного периода. Изв. АН СССР, сер. биолог., № 5, 1948.

Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Изд. АН СССР, 1955.

Личков Б. Л. Основные закономерности вековых поднятий и опусканий. «Природа», № 11, 1927.

Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. I, 1931.

Личков Б. Л. Об эпирогенетических движениях земной коры на Русской равнине. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 10, 1934.

Личков Б. Л. Движение материков и климаты прошлого Земли. Изд. АН СССР, 1936.

Личков Б. Л. О современной геологической эпохе в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1941.

Личков Б. Л. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени. «Проблемы физич. геогр.», т. XI, 1942.

Личков Б. Л. О поясах полесий и происхождении рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1944.

Личков Б. Л. Природные воды и литосфера. Зап. ВГО, т. 19, нов. сер. Изд. АН СССР, 1960.

Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1958.

Лосев Н. А., Железнов В. М. К вопросу о характере тектонических движений в области Сев.-Куратинского хребта. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIII, изд. АН СССР, 1957.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири. «Сов. геология», сб. 45, 1955.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые особенности проявления новейшей тектоники на востоке Сибирской платформы. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы. Мат-лы Второй Геоморфол. совещ. Изд. АН СССР, 1959.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Горного Алтая, изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Лучицкий И. В. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., т .32 (2), 1957.

Лю Минь-хоу. Роль фациально-минералогического анализа в расчленении кайнозойских отложений (на примере Амуро-Зейской депрессии). Тр. ГИН АН СССР, 1961.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии. М., 1886.

Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (4), 1958.

Люстих Е. Н. Тектоника глубоких частей земной коры по гравиметрическим данным. Тр. Геофиз. ин-та, № 26 (153), 1955.

Магницкий В. А. К вопросу о генезисе плакантиклиналей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI, (6), 1946.

Магницкий В. А. Основы физики Земли. Геодезиздат, 1953.

Магницкий В. А. О соотношениях земной коры с веществом оболочки Земли по геофизическим данным. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.

Мазарович А. Н. Основные черты истории рельефа высокого Заволжья. «Землеведение», 32, вып. 1—2, 1930.

Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, т. II. Изд. МГУ, 1952

Малеев Е. Ф. Главнейшие этапы развития неогенового вулканизма в советских Карпатах и связанная с ними металлогения. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Малиновский В. Ю. Основные этапы развития рельефа западной части Казахского нагорья и северных районов Бет-Пак-Дала. Изв. Высш. учеб. заведен. (Геология и разведка), № 4, 1960.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Гл. геол.-разв. управл., вып. 117, 1931.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932—1933 гг. Тр. Ледник. экспед. (сб. «Памир»), вып. 1, 1936.

Марков К. К. Критика зарубежных геоморфологических концепций и задачи теории советской геоморфологии. Вест. МГУ, № 3, 1948_1.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, 1948_2.

Марков К. К. Геоморфологические методы изучения движений земной коры. Тр. совещ. по деформациям земной коры. Геодезиздат, 1948_3.

Марков К. К. Палеогеография. Географгиз, 1951.

Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз, 1955.

Марков К. К. Гляцио-изостатические движения земной коры. Мат-лы Совещ. по вопрос. неотектонич. движ. в Прибалтике. Тарту, 1960.

Матвеевская А. Л. О строении и развитии Колывано-Томской дуги в области стыка с Салаиром. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 15, 1956_1.

Матвеевская А. Л. Строение современной поверхности и рыхлого покрова в северо-западном Присалаирье. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 15, 1956_2.

Матавеенко В. Т., Шаталов Е. Г. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн. «Закономерность размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.

Медоев Г. Ц. К геоморфологии мелкосопочника Казахской степи. Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 2—3, 1944.

Медоев Г. Ц. Геоморфология низовий реки Кусак. Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 2—3, 1946.

Мещеряков Ю. А. О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1953_1.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника Северного Прикаспия. В кн. «Стратигр. четв. отлож. и нов. тектон. Прикасп. низмен.». Изд-во АН СССР, 1953_2.

Мещеряков Ю. А. Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1957.

Мещеряков Ю. А. Современные движения земной коры. «Природа», № 9, 1958.

Мещеряков Ю. А. Применение геоморфологических методов при поисках газа и нефти. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд-во АН СССР, 1960.

Мещеряков Ю. А., Обедиентова Г. В., Шукевич М. М. Некоторые геоморфологические особенности районов дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 58, 1953.

Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, вып. 161, т. 5, Геология, 1952.

Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, вып. 161, 1956.

Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенгизского водораздела. «Сов. геология», сб. 62, 1957.

Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях строения и история тектонического развития шовных зон. Автореферат доклада. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1960_1.

Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории Альпийской геосинклинальной области Юга СССР. «Сов. геология», № 4, 1960_2.

Мирошниченко В. П., Шульц С. С. Аэрометоды изучения нозейшей тектоники. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Тр. II Межд. конф. и АИЧПЕ, вып. II, 1933.

Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Мат-лы по четверт. периоду СССР. Изд. ГТУ, 1936_1.

Мирчинк Г. Ф. Четвертичные движения правобережной части Украинской кристаллической полосы. Изв. АН СССР, № 1, 1936_2.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., № 3—4, 1940_1.

Мирчинк Г. Ф. К вопросу о геологии россыпных месторождений. «Сов. геология», № 5—6, 1940_2.

Мирчинк Г. Ф. К вопросу о геологии россыпных месторождений. «Сов. геология», № 5—6, 1960.

Михайлов Б. М., Ларионов В. А. Тектоника и возможная нефтегазоносность южных районов Тургайского прогиба. «Геология Тургайского прогиба», вып. 1. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 43, 1961.

Михайлов А. Е. О новейших тектонических движениях в западной части Центрального Казахстана. Изв. высш. учебн. завед. (Геология и разведка), № 7, 1958.

Морозов В. А. О роли молодых и новейших тектонических движений в развитии рельефа южных отрогов Общего Сырта и прилегающей части Прикаспийской низменности. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 46, 1955.

Москвитин А. И. К вопросу о способе и времени образования морских и речных террас при самостоятельных движениях суши и моря за четвертичный период. «Пробл. сов. геологии», т. 7, вып. 3, 1937.

Москвитин А. И. Происхождение рельефа Степного Приобья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Москвитин А. И. О геоморфологии и современных движениях земной коры в Ср. Поволжье. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 1, 1953.

Можаева В. Г. К вопросу о неотектонике Уфимского плакантиклинала. Докл. АН СССР, т. 113, № 3, 1957.

Можаев Б. Н. Совещание по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1960.

Муди Дж., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника (1956). Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд. иностр. лит., 1960.

Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 2, 1947.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II. Изд-во АН СССР, 1949.

Муратов М. В. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря. Сб. «Памяти А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.

Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.

Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 5, 1957.

Муратов М. В. Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960_1.

Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35 (5), 1960_2.

Муратов М. В., Николаев Н. И. Террасы Горного Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVII, вып. I, 1939.

Муратов М. В., Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма. Уч. зап. МГУ, вып. 48, 1941.

Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Наливкин Д. В. Палеогеография русской платформы и работы А. П. Карпинского. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.

Наливкин Д. В. Важный резерв минеральных ресурсов. «Природа», № 2, 1959.

Нацаг-Юм Л. Рельеф Монгольской Народной Республики в связи с тектоникой и сейсмичностью. Бюлл. Совета сейсмол., № 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Неотектоника СССР. Сб. статей под ред. Н. И. Николаева и К. Я. Спрингис. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая. Мат-лы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, Гостоптехиздат, 1959.

Никифорова К. В. К вопросу о древних долинах в Северном Казахстане. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 13, 1948.

Никифорова К. В. Кайнозой голодной степи Центрального Казахстана. Изд. АН СССР, 1959.

Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых. Сб. «Закономерн. размещен. полезн. ископ.», т. II. Изд. АН СССР, 1959.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Николаев В. А., Проводников Л. Я. Новейшая тектоника Западно-Сибирской низменности. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Николаев В. М. Новейшая тектоника Западной части Прикаспийской низменности. Докл. АН СССР, т. № 4, 1957.

Николаев Н. И., Поляков Б. В. Эпейрогенические движения в Северном Прикаспии и значение кривого русла рек для их установления «Пробл. сов. геологии», № 3, 1937.

Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. АН СССР, т. XXX, № 1, 1941.

Николаев Н. И. О возрасте рельефа Горного Крыма. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 8, 1946_1.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП., отд. геол., вып. 4, 1946_2.

Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений. Вопросы теоретической и прикладной геологии. Изд. МГРИ, сб. 2, 1947_1.

Николаев Н. И. Основные черты геоморфологии западного склона Южн. Урала и Приуралья. Вопросы теоретической и прикладной геологии. Изд. МГРИ, сб. 4, 1974_2.

Николаев Н. И. О зональности в распространении новейших континентальных отложений. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 10, 1947_3.

Николаев Н. И. Проблемы изучения новейших континентальных отложений в связи с движениями земной коры. «Вопросы теоретической и прикладной геологии». Изд. МГРИ, 1947_4.

Николаев Н. И. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XI, № 2, 1947_5.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. «Сов. геология», сб. 16, 1947_6.

Николаев Н. И. Неотектоника. (К итогам совещания по вопросам новейших движений и деформаций земной коры.) Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIII (5), 1948_1.

Николаев Н. И. Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Геодезиздат, 1948_2.

Николаев Н. И. К истории установления колебательных движений в Скандинавии. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 12, 1948_3.

Николаев Н. И. О точных количественных методах изучения деформаций земной коры. Бюлл. Ком. по изучению четвертич. периода, № 11, 1948_4.

Николаев Н. И. Новейшие тектонические движения и эвстатические колебания океанического уровня. Бюлл. Ком. по изучен. четверт. периода № 12, 1948_5.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.

Николаев Н. И. Неотектоника БСЭ, т. 29.

Николаев Н. И. О некоторых итогах изучения неотектоники СССР. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950_1.

Николаев Н. И. Значение неотектоники в установлении нижней границы четвертичной системы и ее стратиграфического подразделения. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950_2.

Николаев Н. И. Комплексное изучение молодых движений земной коры. «Справочник путешественника и краеведа», т. II. Географгиз, 1950_3.

Николаев Н. И. О нижней границе четвертичной системы по данным анализа новейших тектонических движений. Бюлл. Ком. по изучен. четвертич. периода АН СССР, № 15, 1950_4.

Николаев Н. И. К вопросу о состоянии изучения новейших континентальных отложений. Совещ. по осадочным породам, вып I. Изд. АН СССР, 1952_1.

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (3), 1952_2.

Николаев Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья. В кн. «Стратигр. четв. отл. и нов. тектоника Прикаспийской низменности». Изд. АН СССР, 1953.

Николаев Н. И. Неотектонический этап развития земной коры. Методич. руководство по изучению и геологич. съемке четвертичных отложений, ч. I, Госгеолтехиздат, 1954_1.

Николаев Н. И. Обоснование нижней границы четвертичного периода на основании тектонических данных. Congres Geologique International. Comptes Rendus de la 19 session 1952. Alger, 1954_2.

Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. «Сов. геология», сб. 41, 1954_3.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. «Сов. геология», сб. 48, 1955.

Николаев Н. И. Основные черты истории рельефа СССР и его геоморфологическое районирование. «Вопросы географии», сб. 39, 1956_1.

Николаев Н. И. Изучение новейшего геологического этапа развития земной коры и значение этих данных для понимания теоретических проблем геотектоники. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 5, 1956_2.

Николаев Н. И. Вопросы новейшей тектоники и их значение для корреляции четвертичных отложений. Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. по изучению четверт. периода. Изд АН СССР, 1957.

Николаев Н. И. Проект легенды Карты новейшей тектоники СССР. Изв. высш. уч. завед. (Геология и разведка), № 9, 1958_1.

Николаев Н. И. История развития основных представлений в геоморфологии (очерк первый). Очерки по истории геотехнич. знаний, вып. 6. Изд. АН СССР, 1958_2.

Николаев Н. И. О некоторых теоретических и методических вопросах изучения новейшей тектоники Китая (на китайском языке). Изд. АН КНР, 1959_1.

Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере Главного разлома хр. Каратау). «Сов. геология», № 7, 1959_2.

Николаев Н. И. О природе современных тектонических движений и их изучения в районах строительства крупных гидротехнических сооружений. Тр. МГРИ, т. XXXVIII, 1960_1.

Николаев Н. И. Методы изучения и принципы составления карт неотектоники. «Землеведение», т. V (XIV), нов. сер. Изд. МГУ, 1960_2.

Николаев Н. И. Механизм формирования складок и разрывов, развивающихся в новейшее время, на примере Каратау (южный Казахстан). «Проблемы тектонофизики», Госгеолтехиздат, 1960_3.

Николаев Н. И. Неотектоника и некоторые итоги ее изучения в СССР. В сб. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961_1.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). В сб. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961_2.

Николаев Н. И. Современное состояние и основные задачи геоморфологии, 1961_3.

Николаев Н. И. Неотектоника Евразии. В сб. «Неотектоника СССР», изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961_4.

Николаев Н. И. Основные черты неотектоники СССР. В сб. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961_5.

Николаев Н. И. О практическом использовании данных неотектоники. «Сов. геология», № 5, 1961_6.

Николаев Н. И. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР. «Сов. геология», № 5, 1962.

Николаев Н. И., Шульц С. С. Принципы и методы составления Карты новейшей тектоники СССР. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта Новейшей тектоники СССР, масштаба 1 : 5 000 000. Изв. высш. учеб. завед. (Геология и разведка), № 8, 1961_1.

Николаев Н. И, Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР (в масштабе 1 : 5 000 000). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1961_2.

Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Изв. высш школы, «Геология и разведка», № 10, 1961_3

Никонов А. А. Восстановление неотектоники и палеогеографии позднеледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, т. 125, № 4, 1959.

Новейшая тектоника. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, гл. 5, под ред. С. С. Шульца, Госгеолтехиздат, 1958.

Обедненова Г. В. Отражение новейших тектонических движений в строении долины Ср. Волги. Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода, т. XIII, 1957.

Обручев В. А. Геологические исследования в Калбинском хребте (Зап. Алтай) в 1911 г. Ежег. геол. и минералогии России, т .4, вып. 9, 1912.

Обручев В. А. О тектонике Русского Алтая. «Землеведение», кн. 3, 1915.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», № 8—9, 1922.

Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюлл. Четв. ком. АН СССР, № 3, 1931.

Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири. «Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию научн. и педагог. деятельн.», т. II. Изд. АН СССР, 1936.

Обручев В. А. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Юб. сб. АН СССР, посв. 30 лет Окт. рев., ч. 2, изд. АН СССР, 1947.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Обручев В. А. Заметки сибирского геолога. Очерки по истории геологических знаний, вып. 2. Изд. АН СССР, 1953.

Обручев С. В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. Сб., посвящ. В. А. Обручеву, т. I. Изд. АН СССР, 1938.

Обручев С. В. Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1939.

Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. «Землеведение», нов. сер., т. 3, 1950.

Обсуждение вопросов тектонической трещиноватости. Изд. Сиб. отд. АН СССР (геология и геофизика), № 4, 1960.

Овнатанов С. Г., Тамразян Г. П. О термических условиях антиклинальной зоны Сураханы-Карагухур-Зых-Песчаный (Апшеронский полуостров), Сов. геология, № 10, 1960.

Огаринов И. С. О взаимопересекающихся простираниях гравитационных и магнитных аномалий на востоке Русской платформы. «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии», сб. 2, 1959.

Павловский Е. В. Древние долины юга Восточной Сибири и Приамурья и их возможная золотоносность. Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИЗолото, вып. 8, 1938.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Панасенко Г. Д. Каталог землетрясений Кольского полуострова и Сев. Карелии (с начала XVIII в. по 1955 г.). Бюлл. сейсмическ. ст. «Апатиты», № 1, 1957.

Панасенко Г. Д. Структуры земной коры Кольского полуострова по сейсмическим данным. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 2, раздел II. Госгеолтехиздат, 1960.

Панов Д. Г. Четвертичная тектоника восточного Мурмана и связанные с ней проблемы. Тр. Совещ. секц. межд. ассоц. по изуч. четвертич. периода, № 4, 1939.

Панов Д. Г. О происхождении и стадии развития океанов. «Вопросы географии», вып. 12, 1949.

Панов Д. Г. О тектонических условиях Центральной части Арктики. Докл. АН СССР, т. 105, № 2, 1955.

Панов Д. Г. О связи распределения и очертаний материалов со структурой и движением Земли. Тезисы докл. на III Астрогеолог. конфер. по проблемам теории Земли. Изд. ВГО, 1960.

Пантелеев Ф. П. Геологическое строение южных Ергеней. Гостоптехиздат, 1947.

Пармузин Ю. П. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. «Вопросы географии», сб. 35, 1954.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956_1.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное распространение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., №№ 1, и 3. 1956_2.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.

Пермяков Е. Н. Геологическая история долины р. Волги у Жигулей. Тр. ГИН. АН СССР, т. VII, 1938.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Материал к познанию геолог. строения СССР. Нов. сер., вып. 12 (16), изд. МОИП, 1949.

Петров О. М. К истории развития рельефа приморских равнин Чукотского полуострова. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 23, № 5, 1948.

Петрушевский Б. А. О природе Азиатского горного пояса. Сб. памяти А. Д. Архангельского, изд. АН СССР, 1951.

Петрушевский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Казахского нагорья. «Вопросы Геологии Азии», т. I. Изд. АН СССР, 1954.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, 1955_1.

Петрушевский Б. А. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, № 6, 1955_2.

Петрушевский Б. А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Изд. АН СССР, 1955_3.

Петрушевский Б. А. К вопросу о структурной принадлежности Большого Балхана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV (3), 1960.

Пещенко Я. Е. Основные геоморфологические и тектонические элементы Сихотэ-Алиня. Вест. Дальневост. фил. АН СССР, № 33, 1939.

Пиотровский М. В., Синюгина К. Я. Геоморфологическое изучение россыпей и задачи его дальнейшего развития. Мат-лы. Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Плешаков К. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. «Сов. геология», № 6, 1938.

Плешаков С. П. К неотектонике Вост. Присаянья. Тр. Иркутск. горно-металл. ин-та, вып. 10, 1956.

Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах юга Западно-Сибирской низменности в связи с изучением ее рельефа и проявления неотектоники в Барабе. Докл. АН СССР, т. 84, № 5, 1952.

Покрасс Е. П., Кац Н. Я. Болотообразование в связи с условиями развития рельефа и новейшими тектоническими движениями в Барабинской низменности. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1953.

Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского п-ова. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. III, 1937.

Половинкин А. А. К вопросу о соединении о-ва Сахалина с сушей. «Производит. силы Дальнего Востока», вып. II, Хабаровск—Владивосток, 1927.

Пономарев В. М. Об истории района бухты Кожевникова в четвертичный период. «Сов. геология», № 1, 1940.

Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1953.

Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. «Вопросы Геологии Азии». Изд. АН СССР, т. 2, 1955.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, 1954.

Преображенский В. С. Новейшие и современные тектонические движения Донецкого кряжа. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3.

Преображенский Н. А. Геоморфологический очерк западного склона Южного Урала. Тр. Геол. управл. Башкир. АССР, вып. 2, 1941.

Преображенский Н. А. О третичной тектонике на Южном Урале. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.

Пустыльников М. Р. О тектонике Западного Предкавказья. «Сов. геология», № 57, 1957.

Рагозин Л. А. О геоморфологическом проявлении тектонических структур по юго-вост. Западно-Сибирской низменности. Тр. Втор. Всес. геогр. съезда, т. 2, 1948.

Рагозин Л. А. Значение четвертичной геологии и неотектоники в изучении структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 19, 1953.

Рагозин Л. А. К методике оценки интенсивности неотектоники некоторых районов Западной Сибири. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Райко Н. В., Ланден Н. А. О землетрясении в Боффиновом заливе и распределении сейсмических очагов в Арктике. Тр. Сейсм. инт-та АН СССР, № 61, 1935.

Ранцман Е. Я. Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикистана в связи с его сейсмичностью. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1960.

Раскатов Г. И. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. «Землеведение», нов. сер., т. IV, 1957.

Растворова В. А. Сопоставление новейших движений и регионального гравитационного поля Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 2, 1960.

Растворова В. А. Сопоставление новейших тектонических движений и регионального гравитационного поля Кавказа и Юго-Западной Туркмении. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961_1.

Растворова В. А. Новейшая тектоника Большого Кавказа в связи с его сейсмичностью. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961_2.

Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.

Резанов И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования. «Сов. геология», № 6, 1960_1.

Резанов И. А. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР. Бюлл. Совета по сейсмол., № 10, изд. АН СССР, 1960_2.

Резанов И. А. О дрейфе континентов (по палеомагнитным данным). «Сов. геология», № 4, 1961.

Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. Уч. зап. Львовск. ун-та, т. 23, сер. геол., вып. 6, 1953.

Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, т. 2, 1955.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львовск. ун-та, 1959.

Рейснер Г. И. Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере северного Тань-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1960.

Рихтер Г. Д. Физико-географический очерк о-ва Имандра и его бассейна. Геогр.-экон. научно-исслед. ин-т при Ленинградском гос. ун-те, вып. 5, 1934.

Рихтер Г. Д. Основные черты орографии северных полярных областей. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1955.

Рихтер В. Г. Об оценке метода поверхностной нивелировки при изучении современных тектонических движений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXII, вып. 2, 1957.

Рихтер В. Г., Гофман Е. А., Маев Е. Г. К изучению береговых линий на дне Каспийского моря. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.

Родзянко Г. Н. Западное Предкавказье в неотектоническом этапе. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Рождественский А. П. Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба (в пределах Западной Башкирии). В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Изд. Башк. фил. АН СССР, Уфа, 1960.

Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов. «Разведка и охрана недр», № 4, 1955

Розанов Л. Н. Древняя долина р. Волги — Камы (по данным геофизич. исследований). «Новости нефтяной техники», сер. геол., № 3, 1949.

Розанов Л. Н. О связи излучин Волги и Камы с новейшими движениями земной коры. «Новости нефтяной техники», сер. геол., вып. 5, 1955.

Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957.

Романов А. А. Отражение новейших тектонических движений в рельефе (Саратовское Заволжье). Уч. зап. Сарат. ун-та, т. 46, 1955.

Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. «Геохимия», № 5, 1959.

Рубин И. Е. О глубинном геологическом строении территории Гармской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 30 (4), 1955.

Рудовиц Ю. Л. Четвертичные отложения западной части Таймыра. Тр. Аркт. ин-та, т. 121, 1939.

Рудовиц Ю. Л. Следы древних речных долин на дне Карского моря и эпейрогенические движения Западного Таймыра. Тр. Сов. секц. МАИЧП, вып. V, 1941.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии Гостоптехиздат, 1959.

Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. Тр Ленинград. об-ва естеств., т. XIX, вып. 2, 1957.

Рыжков О. А. Новейшие и современные тектонические движения в Фергане. Тр. Ком. по изучен. четвертич. периода, т. XIII, 1957.

Рыжова А. А. Геоморфологическое районирование и основные черты тектоники и истории развития хр. Бол. Каратау (Южный Казахстан). Изв. высш. учеб. завед., отд. геол. и развед., № 2, 1960.

Сакс В. Н. К четвертичной истории Аляски. «Арктика», № 5, 1937.

Сакс В. Н. О расчленении четвертичных отложений севера Сибири. «Сов. геология», № 5, 1941.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Тр. ин-та геол. Арктики, т. 90. Госгеолтехиздат, 1957.

Самодуров В. И. Тектоника северо-восточного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXII (4), 1957.

Самодуров В. И. Стратиграфия и тектоника северо-восточного Приаралья. Автореферат диссертации. Изд. АН СССР, 1958

Саурамо. Устройство поверхности в истории ее развития. Сб. «Финлячдия». Изд-во иностр. лит., 1953.

Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа. «Сов. геология», сб. 54, 1956.

Сваричевская З. А. Геоморфология Северного Казахстана. Геол. сб. Всес. геогр. об-ва, 1958.

Сваричевская З. А. Новейшая тектоника Центрального Казахстана. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Святловский А. Е. Цунами. Изд. АН СССР, 1957.

Святловский А. Е. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Калогатской островной дуги. Тр. Лаб. вулк., № 13, 1958.

Святловский А. Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки. Автореферат. докт. диссерт., изд. МГУ, 1960.

Святловский А. Е., Аверьев В. В. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.

Сенченко Г. С. О роли тангенциальных напряжений в формировании платформенных структур. «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии», сб. 2, Уфа, 1959.

Сетунская Л. Е. Совещание по вопросам современных тектонических движений земной коры. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1958, № 3, 1959.

Сигов А. П. Раннечетвертичная переуглубленная Тоболо-Убаганская долина. Геоморф. Сб. Всес. геогр. об-ва, вып. X, 1958.

Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1958.

Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд. АН СССР, 1955.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей Западного Тянь-Шаня и Алая. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 1, 1948.

Синицын Н. М. О типах тектонических движений. Тр. Ленингр. об-ва естеств., т. XIX, вып. 2, 1957.

Скворцов Ю. А. Неотектоника гор Средней Азии. Мат-лы по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.

Скворцов Ю. А. Молодые тектонические движения Западного Тянь-Шаня и связанные с ним оледенения. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Скорняков П. Н., Тупицын Н. В. Геоморфологический очерк Охотско-Колымского края, ч. I. Мат-лы по изучению Охотско-Колымского края, сер. I, вып. 10, 1936.

Славин В. И. Каневские ледниковые дислокации. Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода, т. XIII, 1957.

Смехов Е. М., Дьяков Б. Ф. О проявлении альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке. «Сов. геология», № 11, 1940.

Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии. Зап. Харбинск. об-ва естествоисп. и этнограф., № 13, 1954.

Смирнов Л. П. Некоторые новые данные по географии и геологии Таймырского полуострова. «Арктика», № 2, 1934.

Современные вертикальные движения земной коры на территории Западной половины Европейской части СССР, под редакцией И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова. Тр. Центр. научно-исслед. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, вып. 123, Геодезиздат, 1958.

Соколов А. Д. Движение береговой черты Сибирского моря. Зап. по гидрографии, т. X, Л., 1930.

Соколов Н. И. О террасах верхнего течения р. Ангары. Проблемы физической географии, т. IV, изд. АН СССР, 1937.

Соколов Н. И. Геоморфология и геологическая история восточной половины Иркутского амфитеатра в антропогене. Тр. Лабор. гидрог. пробл. АН СССР, 1957_1.

Соколов Н. И. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене, как основа инжен.-геологич. районирования его территории. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. XIV, 1957_2.

Соллогуб В. Б. Глубинное строение передовых прогибов Альпийской геосинклинальной зоны юго-запада СССР по данным геофизических исследований. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 2, раздел II, Госгеолтехиздат, 1960.

Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С., Агапова Г. В. Рельеф и современная тектоническая структура дна южного Каспия. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Солоненко В. П. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXII, № 1, 1950.

Спиридонов А. И. Обсуждение воззрений В. Пенка за рубежом. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1947.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географгиз, 1952_1.

Спиридонов А. И. Денудационные и аккумулятивные поверхности Южного склона Украинских Карпат. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 1, 1952_2.

Спиридонов А. И. О принципах построения геоморфологических профилей (разрезов). Сб. «Землеведение», нов. сер., т. IV, вып. 7, МОИП, 1957_1.

Спиридонов А. И. О развитии долин Волги и Оки и предполагаемом их соединении с Доном в четвертичное время. Сб. «Землеведение», нов. сер., т. IV, МОИП, 1957.

Спрингис Е. Н. О позднеплейстоценовых тектонических движениях на юго-восточн. крыле Латвийского прогиба. Матер. совещ. по вопросам неотектонического движения в Прибалтике. Изд. АН Эстонск. ССР, Тарту, 1960.

Спрингис Е. Н. О новейших движениях в Латвийском синклинальном прогибе. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Спрингис К. Я. Некоторые признаки проявления новейших тектонических движений в Верхоянско-Колымской складчатой области. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Стовас М. В. Нерівномірність обертания Землі, як пломтарно-геоморфологічный та геотектонічный фактори. Геол. журнал АН УССР, т. XVII, вып. 3, 1957.

Стовас М. В. Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор. Изв. ВГО, № 4, 1959.

Стовас М. В. К вопросу об образовании планетарных глубинных разломов в земной коре. Докл. АН СССР, т. 135, № 1, 1960.

Стовас М. В. Опыт математического анализа тектонических процессов, вызываемых изменениями фигуры Земли. Автореферат, ЛГИ, 1961.

Сюре-Каналь Ж. Значение и границы классической геоморфологии (1955). В сб. «Вопросы климатической и структурной геоморфологии». Изд-во иностр. лит., 1959.

Стрелков С. А., Дибнер В. Д., Загорская Н. Г., Соколов В. Н., Егорова И. С., Польник Я. И., Кирюшина М. Т., Пуминов А. П., Яшина З. И. Четвертичные отложения советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 91, Госгеолтехиздат, 1959.

Страхов Н. М. Тектонические идеи Шухерта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IX, № 1—2, 1931.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии, т. I—II, Госгеолиздат, 1948.

Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.

Строков С. А. Главнейшие этапы развития современного рельефа севера Сибири. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1960.

Субботин С. И. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 2, раздел Геофизика, Госгеолтехиздат, 1960.

Суворов А. И. Тектоническое районирование ферганской впадины по генетическим признакам. Тр. ИГН АН СССР, вып. 158, 1954.

Судариков Ю. А. К вопросу о юго-западной и южной границах распространения солянокупольной тектоники в Нижн. Поволжье. «Геология нефти», № 9, 1958.

Сухарев Г. М. О температурных условиях в мезозойских отложениях на территории Восточного Предкавказья и Нижн. Поволжья. Докл. АН СССР, т. 94, № 3, 1954.

Сягаев Н. А. Структура и мезозойская история Предтаймырского прогиба. Тр. НИИГА, т. 106, Гостоптехиздат, 1960.

Таннер В. Соотношения между послеледниковыми геологическими ярусами и археологическими находками в Фенноскандии. Тр. II. Межд. конф. АИЧПЭ, вып. II, 1933.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000, под ред. Н. С. Шатского, 1957.

Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.

Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явления метасоматоза. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 14. Изд-во АН УССР, Киев, 1960.

Тихонов В. Н., Удинцев Г. Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. Докл. АН СССР, т. 130, № 3, 1960.

Токарев П. И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений в Курило-Камчатской зоне. Бюлл. вулканолог. станции, № 27, 1958.

Трофимов В. С. Основные закономерности формирования и распространения россыпей в различных климатических областях. В ст. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.

Трескинский С. А. О принципах изучения рек в целях тектонического анализа. «Разведка недр», № 1, 1950.

Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQVA). (Доклады на первом Пленуме комиссии по эпейрогеническим движениям.), вып. IV, ГОНТИ, 1939.

Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, 1948.

Туголесов Д. А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

Туголесов Д. А. Тектоника Большебалханского горста. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 3, 1960.

Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12, 1955.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанографии, т. 23, 1958.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Умбгров Дж. Островные дуги (1947). Сб. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит., 1952.

Урванцев Н. Н. Четвертичное оледенение Таймыра. Бюлл. Четв. комисс. АН СССР, № 3, 1931_1.

Урванцев Н. Н. Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. Тр. Геол. ин-та ГГУ, вып. 65, 1931_2.

Урванцев Н. Н. К геологии Енисейско-Ленской области. «Проблемы Арктики», вып. 3, 1937.

Успенская Н. Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. «Сов. геология», № 3, 1961.

Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Анюйского хребта и восточно-азиатская вулканическая провинция. Тр. Лабор. вулкан., вып. 13. Изд-во АН СССР, 1958.

Ушаков С. А. Мощность материковых оледенений и реакция земной коры на их нагрузку. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1960.

Федынский В. В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб. памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Федынский В. В. Геофизические исследования в морской геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1959.

Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 2, раздел II. Госгеолтехиздат, 1960.

Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовск. ун-та, 1960.

Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Прикаспийской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, № 3, 1952.

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Флоренсов Н. А. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурятской АССР. Мат-лы по изучен. произв. сил Бурятской АССР, вып. 1, Улан-Уде, 1951_1.

Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. «Вопросы геологии Азии», т. I, изд. АН СССР, 1954_2.

Флоренсов Н. А. Отражение молодых движений земной коры в рельефе Восточно-Сибирских материй. Матер. Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмол., № 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Флоренсов Н. А., Лоскутова Н. В. Новые данные о тункинских вулканах (Запад. Прибайкалье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Фридланд В. М. Опыт почвенно-географического разделения горных систем СССР. «Почвоведение», № 9, 1951.

Хабаков А. В. Об основных вопросах развития поверхности Луны. Изд. ВГО, 1949.

Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVII, вып. 1, 1939.

Хаин В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1950.

Хаин В. Е. Важнейшие типы геосинклинального развития. Докл. АН СССР, т. 81, № 3, 1951.

Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.

Хаин В. Е. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол. № 12, 1957.

Хаин В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и о структурных связях между Кавказом и Закаспием. «Геология нефти», № 9, 1958.

Хаин В. Е. Анализ формации как метод палеотектонических исследований. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 2, 1959.

Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 8. Изд-во АН СССР, 1960_1.

Хаин В. Е. Роль астрогеологических факторов в развитии земной коры и формировании ее мегаструктуры. Тезисы докл. на III Астрогеологической конференции по проблемам теории Земли. Изд. ВГО, Л., 1960_2.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе центрального и западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1961.

Хаин В. Е., Милановский Е. В. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI, вып. 3, 4, 1955.

Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк о-ва Караганского. Тр. Камчатск. эксп. СОПС АН СССР, вып. 3, 1941.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 5, 1952.

Херасков Н. П., Давыдова Г. Н., Крашенинников Г. Ф., Пенинский Д. Д. Геология Буреинского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 149, 1939.

Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана (1948). Сб. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит. 1952.

Хмызников П. К. Гидрология бассейна р. Яны. Тр. СОПС АН СССР, сер. Якутская, вып. 19, 1934.

Хоментовский А. С. Рельеф Южного Предуралья и молодая тектоника. Тр. Треста Южуралутлеразведка, вып. 1, 1947.

Хоментовский А. С. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур Южного Предуралья. Бюлл. МОИП, сер. геол., т. XXVIII, вып. 4, 1953.

Хоменко И. П. К вопросу об отрицательности движений северо-восточного берега о-ва Сахалина в конце постплиоцена. Вестн. Геол. комит., № 2, 1928.

Хуон Цзи-цин. Некоторые типы молодых тектонических движений Китая. Тр. Первого совещ. по неотектонике Китая. Пекин, 1956, госгеолтехиздат, 1960.

Цысь П. Н. Основные проблемы геоморфологии Советских Карпат. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Чарушин Г. В. О связи гидросети и тектоники в Иркутском амфитеатре. Изв. ВГО, № 5, 1960.

Чедия О. К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. Докл., АН СССР, т. 112, вып. 4, 1957_1.

Чедия О. К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. Тр. Тадж. гос. ун-та, сер. естеств. наук, т. II, 1957_2.

Чемеков Ю. Ф. Основные этапы развития рельефа Приамурья и Западного Приохотья. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Чемеков Ю. Ф. Неотектоника Дальнего Востока СССР. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.

Чемеков Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии. «Сов. геология», № 2, 1960.

Чихачев П. К. Кайнозойская эра (раздел). В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР, вып. 135, 1951.

Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.

Шатский Н. С. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южн. Урала. Изд. МОИП, вып. 2, 1945.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946_1.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклиналь. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946_2.

Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Сб. памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951_1.

Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. К вопр. о состоянии науки об осадочн. породах. Изд. АН СССР, 1951_2.

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ, статья 5, бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955_1.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Сб. Совещ. по осадочн. породам, вып. 2. Изд. АН СССР, 1955_2.

Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. (Геология и разведка), № 11, 1960.

Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка, Госгеолтехиздат, 1957.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1961.

Шатский Н. С., Косыгин Ю. А. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд. АН СССР, 1951.

Шейнманн Ю. М. О характере движений, создавших современный рельеф Средней Азии. «Пробл. сов. геологии», № 3, 1937.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли. Тр. ВНИИ-1, Геология, вып. 49, Магадан, 1959.

Шейнманн Ю. М. Великие обновления в тектонической истории Земли. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, проблема 18. Изд. АН СССР, 1960.

Шило Н. А. Яно-Колымский пояс россыпной золотоносности и его положение на Северо-Востоке СССР. Тр. ВНИИ-1, Геология, вып. 28, Магадан, 1957.

Шило Н. А., Карташев И. П. Использование геоморфологических методов при поисках россыпных месторождений золота на Северо-Востоке СССР. Мат-лы Второго совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Шипард Ф. Геология моря. Изд-во иностр. лит., 1951.

Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд. АН СССР, 1950.

Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит. 1957.

Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. XVII сессии МГК, 1937, т. 2, ГОНТИ, 1939.

Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. Изв. ВГО, т. 72, вып. 6, 1940.

Шульц С. С. С соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1943.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Географиздат, 1948.

Шульц С. С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Мат-лы по четверт. периоду СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1950.

Шульц С. С. Основные черты мезо-кайнозойской структуры сев.-западной и западной частей Русской платформы. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. VI, 1955.

Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой сев.-западной и западной частей Русской платформы. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. VI, 1958_1.

Шульц С. С. Легенда карты новейшей тектоники СССР. Изв. высш. учебн. завед., (Геология и разведка), № 9, 1958_2.

Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. Научн. докл. Высш. школы геол.-геогр. науки, № 1, 1958_3.

Щербаков А. В. Два геологических пересечения п-ова Камчатки. Тр. СОПС, сер. Камчатская, № 5, изд. АН СССР, 1938.

Щербаков А. В. Маршрутные геологические исследования в Карачинском р-не на Камчатке. Тр. Камчатск. экспед. СОПС, АН СССР, вып. 3, 1941.

Щербакова Е. М. О возрасте и развитии Восточного Саяна. Мат-лы по палеогеографии вып. 1. Изд. МГУ, 1954.

Эвентов Я. С., Проничева Н. В. Геоморфология и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1956.

Эйгенсон М. С. Твердая Земля и солнечная активность. Изд. Львовск. геол. об-ва, № 1, 1954.

Эйгенсон М. С. О возможной природе палеоклиматических колебаний в течение четвертичного периода. Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода, т. XIII, 1957.

Энгельс Ф. Диалектика природы, 1930.

Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 9, 1947.

Якушева А. Ф. Неотектоника восточного и центрального Предкавказья. «Сов. геология», № 8, 1960.

Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сб. Памяти А. Д. Архангельскому. Изд. АН СССР, 1951.

Яншин А. Л. Геология Северного Приуралья. Изд. МОИП, 1953.

Яценко А. А. Древние долины северо-восточного Прибайкалья. Уч. Зап. Моск. гор. педагогич. ин-та, т. 21, кафедра физич. страноведения, вып. 3, 1953.

Яхимович В. Я., Адрианова О. С. Кайнозой Башкирского Предуралья. Южно-Уральский буроугольный бассейн, т. V, ч. III, изд. Башкир. фил. АН СССР, Уфа, 1959.

Agassiz L. Des glaciers des moraines et des blocs erratiques, Actes Soc. Helv. Sci. Nat. 22 Session, Nauchâtel, V—XXXII, 1837.

Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure-oditional evidence from seismology. Bull. Geol Soc. America, 65, No. 5, 1954.
Baenisch K. Uber Hydrologie und Nivellelements vermessungs Technick. vol. 2, No. 5, 1954.
Bemmelen R. W. van. The bicausality of diastrophism. Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. Ind., 91, No. 3, Batavia (Djakarta), 1931.
Bemmelen R. W. van. The Geochemical Control of tectonic Activity. Geol. en mijnbouw. Jaarg. 18, No. 4. 1956.
Bemmelen R. W. van. Stomingsstelsels in de silicaatmantel. Geol. en mijnbouw, Jaarg. 20, No. 1, 1958.
Bergsten F. The land uplift in Sweden from the evidence of the old Water. Marks. Sverig. Meteorol. Och. Hydrol. Inst. Meddeland., Ser. D, No. 7, 1954.
Blanc A. C. La stratigraphie de la plaine Côtiere la Basse-Versilia et la transgression flandriènne en Mediterranée. Rev. géogr. phys et. géol. dynamique, t. IX, No. 2, 1935.
Blanc A. C. Lowevels of the Mediterranean sea during the Pleistocenes glaciation. Mediterraneenne. Bull. Soc. géol. France, V sér., vol. I, No. 1, 1959.
Bonifoy E. et Mars P. Le tyrrhénien dans le cadre de la chronologie Quaternaire Mediterraneenne. Bull. Soc. géol. France, V. sér., vol. I, No. 1, 1959.
Bourcart I. La Théorie de la Flexure Continentale, XVI Congrès Intern. de Géogr., 1949.
Bourcart J. Réflexions sur l'orogénèse quaternaire.
Geologische Rundschau. Bd. 43, H. I, 1955.
Cailleux A. Ecoulements liquides en nappes et aplanissement. «Revue géomorphol. dynamique». No. 6, 1950.
Cailleux A., J. Tricart. Le problème de la classification des foits gèomorphologiques. Ann. de Géographie, No. 349, 1956.
Cholley A. Morphologie structurale et morphologie climatique. Annales de Géographie. vol. 59, No. 317, 1950.
Daly R. The changing world of the ice-age New-Haven, 1934.
Dana J. D. On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the earht's interior. Amer. Journ. of Scinece and Arts, vol. V, 1873.
Day A. A., Runconrn S. K. Polar Wandering. Nature, 176, 1955.
Davis W. M. Plains of marine and subaerial denudation. Bull. of the geological society of America. Vol. 7, March, 1876.
Davis W. M. The Geographical Cycle. Geogr. Journal, vol. XIV, No. 5, 1899.
Davis W. M. Piedmont benschlands and Primärrumpfe. Bull. of the Geol. society of America, vol. 43, 1932.
Depéret Ch. Sur les anciennes lignes de rivage pliocénes et quaternaires des côtes françaises de la Méditerranée. Compt. Rend. Acad. Sci., Paris, vol. 136, 1902.
Depéret Ch. et Caziot. Note sur les gisements pliocènes et quaternaires marins des environs do Nice. Bull. Soc. Géol. Fr. (ser. 4), vol. 3, 1903.
Dietz R. S. Marine Geology of Northwestern Pacific. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 65, No. 12, 1954.
Du Toit A. L. Our wandering continents. 2 ed. London, 1957.
Elie de Beaumont, L. Notice sur les systèmes de montagnes, vol. 3, Paris, 1852.
Engeln O. Geomorphology. Systematic and regional, New Jork, 1942.
Ewing M., Heezen B. Oceanographic research programs of the Lamont Geological Observatory Geogr. Rev. vol. 46, No. 4, 1956.
Gavelin A. Excursion from Boliden to Overtorneä. Intern. Union Geod. Geophys. Gen. Assembly. Stockholm, 1930.
Gilbert G. K. Lake Bonnevil USGS, Monograph I, 1890.
Gilluly I. Distribution of mountain building in geologic time. Bull. Soc. America, vol. 60, No. 4, 1949.
Gronlie O. On the teraces of the Jse Ages in Nordland Troms and the southwestern part of Finnmark in Northerm Norway. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 20, Oslo, 1940.
Gutenberg B. Changes in Seal-level. postglacial, uplift and mobility of the earth's inretior. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 52. No. 5, 1941.
Gutenberg B. Hypotheses on the development of the earth. Intern. Constitution of the earth, 1951.
Haarmann E. Die Oszillationstheorie Stuttgart, 1930.
Hinds. Geomorphology. New Jork, 1943.
Holtedahl O. Nordes Geologi. B. II. Norg. Geol. Underskelse, No. 164, Oslo, 1953.
Hospers J. Rock magnetism and polar wandering. J. Geol. vol. 63, No. 1, 1955.
Kaufmann R. Die Klufttektonik des Kambrosilurs von Gotland. Geol. Rundschau, 1931.
Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
Kossmat F. Palaeogeographie und Tektonik. Berlin, 1946.

King L. C. The study of the wold's plainds: a new approach in geomorphology. Quart. J. Geol. Soc. London, vol. CVI, part I, 1950.
King L. C. South African scenery. Edinburgh a London, 1951.
Kraus E. Über die jüngsten Bewegunstondenzen der Alpen Geologische Rundschau, Bd. 43, H. I, 1955.
Kraus S. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane Akademie-Verlag. Berlin, 1959.
Kuno H. Plateau Basalt-Lavas of Eastern Manchuria. Proc. 7. Pac. Congr., vol. 2, Wellington, 1953.
Lallemand Ch. et Prevot E. Les lentes variations du nivean moyen de la mer sur le littoral frauçais. Bull. Geol. No. 25, 1930.
Lamothe de. Note sur les relations stratigraphiques qui paraissent exister entre les anciennes lignes de rivage de la côte algérinne et celles signalées sur la côte nicoise. Bull. Soc. Géol. Fr. (sér. 4), 1904.
Lamothe de. Etude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Jsser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône, preuves que leur formation est due à des oscillations eustatiques du niveau de base. Bull. Soc. Géol. Fr. (Sér. 4), I, 1901.
Lee J. S. Continental drift. Geol. magazine, vol. 68, 1929.
Lees G. M. Recent earth movements in the Middle East. Geologische Rundschau, Bd. 43, H. I, 1955.
Leopold v. Buch. Gesammelte Schriften. Berlin. 1867—1877.
Longwell Ch. R. The mechanies of orogeny. Amer. Journ. Science, vol. 243-A, 1945.
Lubimova N. A. Thermal history of the Earth with consideration of the variable thermal conductivity of its mantle. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. vol., I, No. 2, 1958.
Maclaren Ch. The glacial theory of Prof. Agassiz. Am. J. of Sci. and Arts, vol. 42, 1842.
Marmer H. A. Js the Atlantic coast sinking? Geogr. Rev., vol. 38, No. 4, 1948.
Mars P. La faune malacologicrne fredde del Mediterraneo, il giacimento del Capo, Creus, Res. comm. V. congr. intern. Quaternaire, Barcelone, 1957.
Menard H. W. Development of median elevations in ocean basins. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69, No. 9, 1958.
Model F. Gegenwärtige Küstenhebung im Ostseeram. Mitt. Geogr. Ges., Hamburg, Bd. XLIX, 1950.
Moffit F. H. Geology of the Nome and Grand Central quedrangles. H. C. Geol. Survey. Bull. vol. 533, 1913.
Munk W. H. Polar wandering: a marathon of errors, Nature, No. 177, 1956.
Negris Ph. Submersion et régression quaternaires en Grèce. Bull. Soc. Géol. Fr. (sér. 4), 8, 1908.
Penck A. Morphol. der Erdoberfl., Bd. 1—2, 1894.
Penck A. Theorie der Bewegung der Strandlinie. Berlin, 1934.
Penck W. Die morphologische Analyse. 1924.
Premier rapport de la Commission par l'étur et la correlation des niveaux d'érosion et des suriaces d'aplanissement autour de l'atlantique T. I—VI. Union Géogroplique Jntern., VIII Assemblee Générale XVIII Congrés Jnter. de Geógraphie, Rio de Janeiro, 1956.
Renquist H. Landhöjningen vid vora kuster, Skärgordsboken. Helsingfors, 1948.
Romer E. Flüchtige Reiseeindrücke aus dem Jnneren und von den Ränderm Asiens. Mitt. d. k. Geogr. Ges., No. 1—2, No. 3, 1911.
Ross C. S., Foster M. D. and Nyers A. T. Origin of dunites and of olivinerich inclusions in basaltic rocks. Amer. Mineralogist, vol. 9—10, 1954.
Runeberg O. Anmärkningar om nägra förändringar pä jordytetern ete. Hangl., 1765.
Rubey W. W. Geologic History of Sea Water. Bull. Geol. Soc. Am., vol 62, No. 9, 1951.
Schuchert C., Sites and nature of the North American geosynclines. Bull. Geolog. Soc. of Amer. vol. 34, 1923.
Shepard F. P. The earth beneath the sea. Baltimors. The Johs Hopkins Press, 1959.
Smith P. S. Recent developments in Southern Seward Peninsula. U. S. Geol. Survey, Bull, 379, 1909.
Smith P. S. Some posttertiory changes in Alaska of climatic significance. Bull. of the Nat. Research Council. No. 61, 1927.
Sevastos R. Sur l'origine des terrasses fluviales. Bull. Soc. Géol. Fr. (Sér. 4), vol. 6, 1906.
Sevastos R. Les terrasses du la valée du Séreth (Roumaine). Bull. Soc. Géol. Fr. (sér. 4), vol. 3, 1903.
Sonder R. Mechanik der Erde. Stuttgart, 1956.
Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. I-1883; Bd. II-1888.
Suter H. H. Indications of recent tectonic activity in Canada. Geologische Rundschau, Bd. 43, H. 1, 1955.

Stille H. Grundlagen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
Stille H. Der derzeitige tektonische Erdzustand. Sitz. Ber. d. Preuss. Ak. d. Wiss. Phys-Math. Kl., 1935.
Stille H. Present Tectonic state of the earth. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., vol. 20, 1936.
Stille H. Malaischer Archipel and Alpen. Preuss. Akad. Wiss., ALR, Naturwiss. Kl., No. 1, 1943.
Stille H. Recent deformations of the earth's crust in the light of those of earlier epochs. Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 62, 1955.
Stoyko A. Sur le variations seculaire des longitudes entre l'Amerique du Nord et l'Europe. Comptes Rendus, 248, No. 2, 1959.
Symposium Walther Penk's Contribution the Geomorphology. Annals of the Association, of American Geogr. vol. XXX, t. 4, 1940.
Tanner V. Studier över kvartäsysternent i Fennoskanмias nordliga debar etc. Bull. Comm. Géol. Finlando, No. 88, Helsinki-Helsingfors, 1930.
Teisseyre W. Grzbict geologozsko-krzeminiecki jako zjowisko orotektoniczne. Kosmos, XVIII, 1893.
Tricart J. L. Cours de Géomorphologie. Premiere Partie. Géomorphologie structural. Fasc. I, 1952.
Tricart J. L. Premier essai sur la géomorphologie et la pensée marxiste. La Pensee, No. 47, 1953.
Tsuboi Ch. Deformations of the Earth's crust as disclosed by geodetic measurements. Ergebnisse der kosmischen Physik. Bd. IV, 1939.
Wegmann E. Vue dénsemblo. Tectonique vivante. Vae d'ensemble sur les Travoux de la Réunion de Printemps 1954 à Mayence. Geologische Rundschau. Band 43, H. 1, 1955.
Wrigh F. E. et al. The figure of the earth. Nat. Res. Council, Washinton. Bull. 78, 1931.
Woldstedt P. Das. Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart, 1954.
Valentin H. Die Küsten der Erde. Ergänzungsheft Nr. 246, zu Petermanns Geographische Mitthilungen, 2-e Aufl., 1954.
Véronné A. Rotation de l'ellipsoide hétérogène et figure exacte de la Terre. Journ. de mathematiques pures et appliquées, 6-me sér, t. 8, Paris, 1912.
Umbgrove J. H. F. The Puls of the Earth, 2ed. Hague, 1947.
Jamieson T. F. On the history of the last geological changes in Scotland. Geol. Soc. Lond. Quart. Journ., vol. 21, 1865.
Jamieson T. F. On the casuse of the depression and reelevation of the land during the glacial period. Geol. Mag., vol. 9, 1882.
James Henry. On the changes of climate in different regions the Earth. The Athenaeum. J. of literature, science in fines arts, 1860.
Judson S. William Morris Davis- an Appraisal. Sonderdruck aus Zeitschrift für Geomorphologie. Bd. 4, H. 3/4(1960), S. 193—201. Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin—Nikolassee.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абенданон 32
Абербер Г. А. 11
Аверьев В. В. 63
Агапова Г. В. 236, 243, 247
Аделунг А. С. 206, 209, 210
Ажгирей Г. Д. 23, 71, 79
Александров Д. К. 198
Ампилогов Н. Ф. 201
Андреев Б. А. 53, 319
Андреев Д. К. 188
Апродов В. А. 200, 224, 225
Апухтин Н. И. 136
Арабу Н. 76
Арган Э. 23, 32, 209
Аристархова Л. Б. 5
Арманд Д. Л. 298
Архангельский А. Д. 7, 12, 16, 91, 108, 109, 117, 118, 120, 245, 246, 261, 315, 320, 326
Атласов И. П. 149, 150, 151, 152
Афанасьев Б. Л. 5, 201

Б

Бабак В. И. 5, 6, 14, 99, 100, 101, 102, 103, 165, 236, 238, 239
Балавадзе Б. К. 236
Балдан С. 67
Баранова Ю. П. 266
Барановская З. К. 230
Басаликас А. 139
Башенина Н. В. 205
Безруков П. Л. 264, 270, 275
Белостоцкий И. И. 206, 214, 215, 216
Белоусов В. В. 10, 12, 14, 21, 23, 25, 28, 29, 31, 32, 33, 70, 74, 75, 90, 91, 107, 108, 117, 118, 264, 278, 296, 302, 309, 314, 315, 317
Беляевский Н. А. 5, 227, 230, 232, 251, 259, 303
Беммелен Р. В. ван 21, 63, 78, 314
Бендер П. А. 344
Берг Л. С. 325
Бергстен Ф. 93, 94, 138
Берлаге 63
Берсенев И. И. 227, 228, 232, 259, 303
Бертран 76
Бизнигаев Д. Д. 189
Билибин Ю. А. 339
Бискэ Г. С. 135, 136, 137
Бискэ С. Ф. 174
Битис Я. 94
Бланк А. 292
Бобров В. А. 67
Богданов А. А. 5, 106, 124, 170, 264
Богданович К. И. 210
Боголепов К. В. 340
Бомон Э. де 76
Бондарчук В. Г. 4, 31, 140, 186
Бонифе Э. 292
Бончковский В. Ф. 10
Борзов А. А. 51, 325
Борисевич Д. В. 199
Борисов А. А. 170, 322
Борисова Н. А. 152
Борисяк А. А. 106
Борн А. 23
Боч С. Г. 87, 89, 157, 159, 162, 163, 199, 205
Брицина М. П. 5
Брод И. О. 242
Брюкнер Е. 8
Бубличенко Н. Л. 211, 213
Бубнов С. Н. 21, 32, 33, 74, 78, 79, 80, 136, 304
Бугоркова 90
Буданов В. И. 96, 230
Буданов Н. Д. 201, 344
Буланже Ю. Д. 10
Булмасов А. П. 220, 221, 222
Бунак В. В. 10
Бурачек А. Р. 251
Буркар Ж. 9, 110, 124, 127, 276, 293
Бух Л. фон 7, 76
Быков Г. Е. 166, 226

В

Вакар В. А. 176, 184, 302
Валентин Х. 127, 297
Валлен А. 8
Ванах Б. 308
Варданянц Л. А. 10, 79
Варсанофьева В. А. 199, 325
Василенко В. К. 166, 167
Васильев В. Г. 223
Васильковский Н. П. 206, 209
Вассоевич Н. Б. 70
Васьковский А. П. 232
Вахрушев Г. В. 342
Введенская Н. А. 254
Вебер В. Н. 206, 209
Вебер В. Т. 177
Вегманн Е. 9
Вегенер А. 23, 31, 313
Вейс-Ксенофонтова З. Г. 201, 204
Вейцман П. С. 319
Великанов М. А. 56
Великовская Е. М. 206, 211, 236, 249
Вениг-Мейнец Ф. А. 117
Верещагин Г. Ю. 8, 56, 93, 97, 137, 220

Вернадский В. И. 35, 296
Вильзер 97
Вильсон Дж. 304, 318
Виттенбург П. В. 230
Виттинг Р. 91, 93, 94, 138
Власов Г. М. 228, 230, 264, 268, 271
Волин А. В. 300, 304
Волласович К. 174
Воронов П. С. 51, 134, 151, 157, 158, 160, 184, 198, 301, 302, 304
Воскресенский С. С. 149, 154, 206
Вульф Е. В. 56
Выржиковский Р. 187
Высоцкий Б. П. 5, 238
Вялов О. С. 238

Г

Гаврилов 230
Гаккель Я. Я. 176
Гамбурцев Г. А. 53, 319
Ганешин Г. С. 227, 228, 230, 272
Гарецкий Р. Г. 171
Геер, де 8, 91, 93
Герасимов И. П. 4, 5, 10, 14, 16, 25, 73, 80, 81, 92, 95, 109, 110, 147, 165, 199, 206, 210, 288, 325, 329
Геренчук К. И. 4, 5, 36, 51, 109, 124, 140, 183, 184, 236
Гзовский М. В. 5, 10, 14, 64, 73, 75, 91, 206, 207, 209, 210, 211, 225, 251, 252, 253, 254, 262, 316, 320, 321
Гланжо Л. 127
Гнедин К. И. 272
Гниловский В. Г. 57
Годин Ю. Н. 170
Головкинский Н. А. 7
Гончаров В. П. 236, 245, 246
Горелов С. К. 57, 189, 190
Горецкий Г. И. 93, 292, 325
Горин В. А. 247, 248
Горшков Г. П. 5, 10, 90, 103, 240, 246, 254
Горшков Г. С. 270, 274
Горячев А. В. 14, 264, 270, 271, 273, 277, 279
Гофштейн И. Д. 236
Гране Г. 211
Грачев Ю. Н. 139
Гречищев К. Е. 220
Григорьев А. А. 92, 325
Григорьев А. В. 251
Громов В. И. 10
Грум-Гржимайло О. С. 171
Грэбо 32
Губин И. Е. 14, 251, 254
Гуделис В. К. 5, 10, 11, 84, 86, 139, 143
Гутенберг Б. 31, 63, 93, 296, 297, 318

Д

Дана Д. 106
Дамперов Д. И. 272
Данилов В. В. 10
Данилович В. Н. 220
Дарвин Дж. 308
Двали 270
Девдариани А. С. 14, 73, 91, 298
Девис В. М. 210, 324, 327, 328
Дегтяренко Ю. П. 264, 266
Деменицкая Р. М. 60, 184, 302, 320, 321, 322
Денисов Е. П. 10, 227, 228, 229, 230
Депере 292, 297
Дербиков И. В. 157, 158
Дехнич М. Я. 139
Джан Вень-ю 303
Джемс Г. 309, 313
Джемсон Т. 8
Джильберт 21, 25
Дибнер В. Д. 175
Дикси Ф. 303
Дин Го-юй 206, 211
Докучаев В. В. 325
Домбровский Б. С. 275
Донабедов А. Т. 11
Доскач А. Г. 5, 170
Дробышев Д. В 157
Дубинский А. Я. 145
Думитрашко Н. В. 5, 70, 90, 91, 97, 182, 206, 217, 234, 236, 240, 244, 248, 329
Дьяконова-Савельева 93
Дэли С. 292

Е

Евгенов Н. И. 176
Егоров С. Ф. 93, 139
Егорова И. С. 51
Елизаров Б. Х. 264
Елисеев Б. Н. 272
Ермолаев М. М. 174, 176

Ж

Желнин Г. А. 11
Живаго А. В. 14, 97
Жузе А. П. 275
Жуков М. М. 10, 42, 140, 147, 186, 238
Журенко Ю. Е. 42

З

Заварицкий А. Н. 10, 13, 76, 78, 79, 91, 264, 267, 274, 276, 277
Загорская Н. Г. 264
Зайцев Н. С. 167
Заморий П. К. 140, 186, 187
Захаров С. А. 251
Зеккель Я. Д. 186
Зенин В. А. 14
Зенкевич Н. Л. 264, 277
Зенкович В. П. 10, 36
Земляков Б. Ф. 93
Зерчанинов И. К. 316
Зигер 8
Зимин Л. А. 177
Зондер Р. 21, 23, 32, 33
Зубаков В. А. 159
Зубков А. И. 266
Зюсс Э. 4, 8, 21, 25, 76, 77, 117, 291, 297, 350
Зятькова Л. К. 187

И

Иванов А. Х. 223, 261
Иванов Д. Л. 275
Иванов Ф. И. 152
Игнатович Н. К. 343
Ильин П. И. 189
Инданс А. П. 11
Иностранцев Д. А. 93
Ионин А. С. 96, 227, 231

К

Казаков М. П. 146
Казакова Н. М. 50
Казанли Д. Н. 258, 341

Казаринов В. П. 157
Казимиров Д. А. 206
Кальви С. 22
Кальянов В. П. 176
Каманин Л. Г. 14, 329
Канаев В. Д. 264, 277
Карандеева М. В. 147
Карпинский А. П. 7, 32, 76, 136, 147, 301, 304, 326
Карташев И. П. 339
Касаткин Д. П. 170, 172, 173, 192
Кассин Н. Г. 165, 166, 167, 210
Кастани Г. 293
Катасонов Е. М. 174
Каттерфельд Г. Н. 4, 304
Кац Я. Г. 162
Квиринг 306
Кей 277
Кейдель 210
Кесь А. С. 170, 174
Кизевальтер Д. С. 5, 76
Кинг Л. 72, 293, 298
Кипо 228
Кириллова И. В. 14, 236, 241, 320
Кирнос Д. П. 69
Кирова Т. В. 211, 213
Кирюшина М. Т. 149, 150, 152, 174, 175, 201, 264
Кленова М. В. 118, 175, 276
Кобаяси Т. 68
Кобер Л. 23, 107
Ковалевский М. И. 11, 143
Кожевников И. И. 148
Козловский Я. А. 56
Колинко М. К. 161
Колосов Д. М. 264
Колчак А. В. 176
Комаров А. Г. 308
Коньков Г. А. 11
Корнев Г. Н. 244
Коровин М. К. 157, 161
Королюк И. К. 192
Корытникова Н. Н. 55
Косминская И. П. 53, 255, 319
Костенко Н. Н. 5, 206
Костенко Н. П. 5, 206, 236, 251, 254
Косыгин Ю. А. 21, 25, 28, 33, 317, 325, 341
Кошелев П. Я. 170, 171
Кошменская О. В. 5, 340
Краснов И. И. 134, 149, 153, 154, 157, 159, 162, 163, 199, 201, 202, 205, 341
Красный Л. И. 264
Краузе С. Н. 188
Краус 127, 316, 322
Крашенинников Г. Ф. 189, 338
Кренкель Э. 33
Крестников В. Н. 5, 14, 49, 64, 75, 91, 206, 207, 210, 211, 224, 236, 251, 252
Криштофович А. Н. 181, 227, 231, 264, 275
Кропоткин П. Н. 5, 14, 23, 32, 35, 72, 79, 90, 91, 114, 116, 117, 118, 119, 120, 227, 228, 262, 264, 270, 272, 276, 277, 313, 317, 319, 325
Крузенштерн А. 230
Кудрявцев М. 267
Кузнецов Ю. Я. 206, 209, 210, 211, 213
Кулаков Ю. Н. 134, 157, 160, 198, 342
Кулакова Л. С. 236, 243, 247, 248
Курдюков К. В. 50
Кушев С. Л. 264
Кюнен Ф. 276

Л

Лаврова М. А. 10, 93, 135, 137, 139
Лазаренко Н. Н. 10
Лазуркин В. М. 177
Лайелль Ч. 7
Ламакин В. В. 5, 10, 50, 97, 188, 206, 217, 220
Ламот, де 292, 297
Лаперуз 230
Лапкин И. Ю. 145
Ларионов В. А. 170
Лебедев Г. С. 144
Лебедев В. Г. 157, 159, 162, 186, 187
Лебедева Н. А. 14, 227, 230
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 7, 35, 291, 296
Левицкая А. Я. 103, 240, 246
Левнев А. К. 11
Лейбензон Л. С. 30, 312
Леллеман Ш. 297
Ленин В. И. 327, 328
Леонов Б. Н. 149, 156
Леонов Н. Н. 23
Леонов Ник. Н. 206, 251
Леукс 210
Ли Сы-гуан 30, 78, 295
Ливеровский Ю. А. 264
Линдберг Г. У. 10, 56, 264, 275, 276, 295, 296
Линден Н. А. 161
Линней 7
Личков Б. Л. 4, 10, 13, 23, 28, 31, 32, 61, 91, 92, 136, 140, 245, 292, 294, 297, 304, 306, 309, 322, 325
Логачев Н. А. 219
Ломизе М. Г. 258
Ломоносов М. В. 7
Лунгерсгаузен Г. Ф. 5, 10, 70, 149, 153, 156, 157, 158, 174, 182, 186, 187, 206, 211, 213, 214, 224, 227
Лупанова Н. 267
Луппов Н. П. 170
Лю Минь-хоу 177
Любимова Е. А. 310
Люстих Е. Н. 14, 60, 236, 262, 319, 320

М

Магницкий В. А. 10, 117, 262, 317, 318, 322
Мазарович А. Н. 16, 70, 87, 107, 108, 117, 326
Маймин З. Л. 100
Макларен 7
Маков К. И. 101
Малеев Е. Ф. 260
Малиновский В. Ю. 165, 168, 185
Мар П. 292
Маргоретова Ю. Д. 5
Маринов Н. А. 67, 223
Марков К. К. 10, 11, 36, 61, 90, 93, 109, 110, 111, 118, 139, 144, 292, 294, 296, 310, 313, 325
Мармер Г. 297
Мартон, де 127
Матвеевская Л. Л. 162
Матвеенко В. Т. 228, 232, 233
Матисен Ф. А. 176
Махачек Ф. 110, 210
Медоев Г. Ц. 165
Меньшиков Н. 267
Мещеряков Ю. А. 4, 5, 10, 11, 14, 42, 51, 70, 72, 90, 91, 92, 109, 112, 113, 117, 118, 120, 124, 140, 144, 147, 148, 182, 186, 189, 191, 293, 298, 326, 329, 342
Мийобе Н. 61

Милановский Е. Е. 5, 9, 14, 70, 91, 92, 109, 110, 114, 115, 116, 119, 120, 165, 166, 168, 182, 185, 194, 234, 236, 240, 259, 260
Мирошниченко В. П. 5, 36, 58, 170
Мирчинк Г. Ф. 8, 10, 13, 79, 90, 108, 118, 140, 187
Михайлов А. Е. 5, 165, 185, 238
Михайлов Б. М. 170
Михота Г. Г. 255
Мишель-Леви 76
Модель 94, 138
Можаев Б. Н. 11
Молявко Г. И. 101
Мокринский В. В. 186
Монтессю-де-Баллор Ф. 64
Москвитин А. И. 157, 206, 211, 213, 292
Муди Д. Д. 32, 76
Музылев С. А. 177
Мунте 93
Муратов М. В. 5, 14, 90, 107, 108, 117, 236, 238, 239, 245, 246, 292, 293
Мушкетов И. В. 206
Мушкетов Д. И. 306

Н

Набоко С. И. 274
Назаренко Д. П. 186
Найдин Д. П. 238
Наливкин Д. В. 108, 205, 293, 342
Нацаг-Юм, Л. 225
Невельский Г. Е. 230
Непрочнов Ю. П. 236, 245, 246
Нерсесов И. Г. 14
Неуструев С. С. 325
Нехорошев В. П. 10, 206, 211, 213, 214, 224
Никифорова К. В. 165, 167, 199, 325, 340, 341
Николаев В. А. 16, 76, 206, 207, 209
Николаев В. А. 157, 158, 159, 164, 187
Николаев Н. И. 3, 6, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 25, 35, 40, 59, 60, 61, 72, 75, 79, 80, 86, 90, 91, 93, 99, 102, 108, 109, 110, 114, 116, 117, 118, 119, 122, 129, 135, 139, 140, 147, 149, 157, 165, 170, 178, 182, 183, 188, 190, 196, 199, 206, 207, 210, 211, 224, 227, 236, 238, 239, 248, 288, 293, 297, 308, 315, 324, 326, 332, 345
Никонов А. А. 139
Никонова Р. И. 10, 227, 228, 230
Новикова А. С. 33
Ньютон И. 313

О

Обручев В. А. 4, 8, 9, 10, 13, 15, 16, 92, 108, 149, 157, 165, 210, 211, 215, 216, 217, 227, 232, 288
Обручев С. В. 10, 108, 206, 214, 227, 231, 232, 266, 267
Овечкин Н. К. 170
Овнатанов С. Г. 55
Овчинников Л. Н. 209
Ог, Э 106
Огаринов И. С. 193
Огнев В. Н. 206, 207, 209, 211
Озол Л. П. 11
Окладников А. Г. 230
Олюнин В. Н. 206, 217
Орвику К. К. 5, 11, 143
Орленко Л. П. 11
Орлов А. Я. 10, 307
Оффман П. Е. 325

П

Павлинов В. Н. 5, 109
Павлов А. П. 7, 294
Павловский Е. В. 23, 32, 108, 117, 118, 119, 206, 217, 218
Панасенко Г. Д. 136, 139
Панов Д. Г. 90, 91, 118, 139, 276, 304
Пантелеев Ф. Ф. 145
Пармузин Ю. П. 181
Паффенгольц К. Н. 236
Пархоменко С. Г. 176
Пащенко Л. Е. 230
Пейве А. В. 32, 40, 76, 77, 78, 185, 197, 207, 318, 325
Пенк А. 8, 291
Пенк В. 8, 80, 110, 324, 325, 328
Пермяков Е. Н. 86, 301
Перрен 79
Петрушевский Б. А. 66, 79, 90, 108, 117, 118, 157, 164, 165, 166, 167, 169, 170, 206, 207, 211, 212, 220, 222, 225, 250, 251
Пиотровский М. В. 339
Плейфер 7
Плешаков И. Б. 238
Полевой П. И. 230, 267, 272
Полканов А. А. 14, 84, 93, 136
Половинкин А. А. 227, 230, 231
Полькин Я. И. 149, 151, 152, 174
Пономарев В. М. 161
Попов А. И. 52
Попов В. И. 4, 5, 40, 41, 108, 206, 207, 251, 325
Попов В. В. 5, 14, 91, 206, 210
Попов Вл. В. 201, 204
Попов В. Е. 211
Прево Е. 297
Преображенский Н. А. 184, 199, 203, 205
Пресняков Е. А. 25
Принц 210
Проводников А. Я. 157, 159, 164
Проничева М. В. 145
Пустыльников М. Р. 242
Пущеровский Ю. М. 325

Р

Рагозин Л. А. 70, 86, 87, 157, 159, 162, 182, 187, 206, 211
Разумова В. Н. 340, 341
Райко Н. В. 161, 175
Раковец О. А. 5, 211, 213, 214
Рамсей 8, 93
Ранцман Е. Я. 206, 251, 253, 254
Раскатов Г. И. 5, 91, 206, 236, 237, 238
Растворова В. А. 14, 60, 222, 236, 247, 262, 320, 321
Рачковский Н. П. 13
Режинскас А. К. 11
Резанов И. А. 14, 53, 91, 206, 210, 222, 227, 233, 234, 235, 236, 248, 249
Резвой Д. П. 5, 14, 76, 206, 207, 208, 209, 210, 251, 254
Рейснер Г. И. 14, 75
Ренгольд 230
Риттман 28
Рихтер 90
Рихтер В. Г. 248
Рихтер Г. Д. 90, 139, 298
Родзянко Г. Н 5, 145, 242, 243
Рождественский А. П. 5, 42, 188, 199
Рожков И. С. 339
Розанов Л. Н. 62, 188

Ронов А. Б. 74, 296
Ростовцев Н. Н. 157, 158, 159, 167, 184, 187
Рудич Е. М. 14, 264, 278
Рудовиц Ю. Л. 164, 198, 292
Рундо 93
Рунеберг О. 7
Русаков И. М. 264, 265
Рухин Л. Б. 308, 311, 313
Рыжков Д. А. 5
Рыжова А. А. 5, 206
Рюгер 32

С

Саваренский Е. Ф. 10, 69, 279
Савицкий В. И. 152
Сакс В. Н. 13, 134, 157, 160, 174, 175, 176, 177, 198, 231, 292
Самодуров В. И. 170
Саурамо 8, 93
Сафронов Н. И. 236
Сваричевская З. А. 165, 166, 185
Святловский А. Е. 5, 63, 264, 267, 268, 269, 275, 346
Севастос 292
Седерхольм 93, 136
Селиверстов Ю. П. 211
Сельский В. А. 10
Семенов П. П. 210
Сенченко Г. С. 316, 317
Сетунская Л. Е. 11
Сигов А. П. 170, 199
Сидоренко А. В. 136
Синицын В. М. 76, 78, 251
Синицын Н. М. 23, 206, 209, 261
Синюгина Е. Я. 339
Синягина М. И. 11, 14, 91
Ситтер, де 78
Скаяр Н. 267
Скворцов Ю. А. 5, 206, 207, 210
Скороход В. З. 230
Славин В. И. 187
Смехов Е. М. 272
Смирнов А. М. 227, 228, 230
Смирнов Л. П. 198
Смит 230
Соболев С. С. 10, 42, 90
Соболевский Р. Ф. 152
Соколов А. Д. 176
Соколов В. Н. 149, 174
Соколов Д. С. 5
Соколов Н. И. 5, 50, 149, 155, 259
Соколовский И. Л. 5, 140
Соловьев В. Ф. 223, 236, 243, 247, 248
Соловьев О. Н. 194
Соловьев С. Л. 222
Солоненко В. П. 66, 67
Сорский А. А. 14, 236, 241
Сочава В. Б. 10
Спижарский Т. Н. 150
Спиридонов А. И. 87, 88, 110, 325, 327
Спрингис Е. Н. 5, 11, 143, 301
Спрингис К. Я. 227, 228
Стовас М. В. 28, 31, 294, 304, 305, 313, 322
Страхов Н. М. 33, 106, 108, 118, 245, 296, 308, 309, 310, 311, 312, 313
Стрелков С. А. 5, 10, 149, 157, 174, 227
Субботин С. И. 141, 142
Суворов А. И. 206, 209, 210, 211, 225
Судариков Ю. А. 145
Сукачев В. Н. 10, 325, 347
Сухарев Г. М. 55
Сюре-Каналь Ж. 327, 328
Сягаев Н. А. 198

Т

Тамразян Г. П. 55, 248
Таннер В. 8, 84, 85, 93
Твалтвадзе Г. К. 236
Тейссейр В. 4, 238
Тетяев М. М. 21, 326
Тимофеев В. М. 136
Тихомиров В. В. 296, 314
Тихонович Н. И. 272
Тойт А, дю 23
Токарев П. И. 277
Тресков А. 66, 67
Трикар 92, 327, 328
Трифонов В. П. 5, 184, 199
Трофимов В. С. 339
Туголесов Д. А. 170, 248, 250
Тулина Ю. В. 255

У

Удинцев Г. Б. 119, 120, 121, 127, 264, 270, 274, 277, 279, 292
Умбгров Д. 118
Урванцев Н. Н. 134, 175, 176, 184, 198
Успенская Н. Ю. 193, 303
Усов М. А. 79, 325

Ф

Федоров П. В. 147
Федорович Б. А. 90, 170, 206, 210
Федынский В. В. 83, 91, 194, 262, 319, 320, 322
Филиппов Ю. В. 10, 14, 73, 297
Философов В. П. 43, 44, 45, 46, 47, 51
Флоренсов Н. А. 5, 12, 15, 66, 67, 69, 149, 206, 217, 219, 220, 222, 258, 259, 321
Фридлянд В. И. 257
Фридрихсен Н. 210

Х

Хаарман Э. 21, 23, 90
Хабаков А. В. 31
Хаин В. Е. 5, 6, 9, 14, 21, 23, 25, 29, 32, 33, 36, 40, 70, 72, 74, 76, 91, 92, 108, 109, 110, 114, 115, 116, 117, 119, 120, 124, 126, 182, 204, 234, 236, 240, 247, 258, 301, 303, 325, 326, 350
Хайндс 110
Харкевич Д. С. 270
Хегбом 93
Херасков Н. П. 40
Хесс Х. 276
Хилл М. Д. 32, 76
Хмызников П. К. 176
Хоментовский А. С. 188
Хуан Цзи-цин 9, 109
Худяев Г. И. 187
Хьярис У. 7

Ц

Цельсий 7
Цубои 72, 97
Цысь П. Н. 236, 238

Ч

Чарушин Г. В. 51, 154, 156, 189, 191, 299, 300
Чедия О. К. 251, 254, 255
Чеккини Г. 308

Чемеков Ю. Ф. 5, 10, 79, 177, 178, 227, 228, 264, 268, 275
Черский И. Д. 299
Чихачев П. К. 227, 228
Чураков А. Н. 215

Ш

Шанцер Е. В. 87, 325
Шаталов Е. Т. 228, 232, 233
Шатский Н. С. 5, 6, 17, 23, 31, 32, 33, 35, 40, 70, 76, 77, 78, 90, 106, 107, 108, 119, 124, 145, 146, 148, 165, 166, 167, 170, 185, 234, 264, 301, 303, 304, 316, 325, 332, 350
Шацкий Б. С. 159, 161
Шейнманн Ю. М. 107, 302, 314, 325
Шило Н. А. 339
Шипард Ф. 118
Шмидт М. 94
Шмидт О. Ю. 28
Шмитхеннер 110
Шрайбман В. Н. 171
Штауб 23
Штилле Г. 9, 23, 32, 70, 79, 80, 110, 276
Штрейс Н. А. 325
Шульц С. С. 5, 6, 9, 10, 13, 15, 16, 35, 36, 50, 58, 81, 108, 113, 114, 119, 127, 129, 143, 170, 172, 184, 197, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 225, 261, 262, 325
Шухерт 74, 75, 106

Щ

Щеглов В. П. 10
Щербаков А. В. 269, 270, 274
Щукин И. С. 92, 257, 325
Щукина Е. Н. 199, 206, 211

Э

Эберзин А. Г. 101
Эвентов Я. С. 145
Эдельштейн Я. С. 325
Эйгенсон М. С. 304
Энгельс Ф. 24

Ю

Юдин Г. Л. 251

Я

Яковлев С. А. 93, 94, 211
Яковлева С. В. 93
Якушева А. Ф. 5, 145, 146, 147, 243
Яншин А. Л. 40, 53, 76, 77, 170, 171, 172, 188, 201
Яранов Д. 91, 127, 293, 298
Яхимович В. Л. 184, 188, 338

Agassiz 7

Balnisch 294
Bemmelen R. W. van 21, 25, 314
Benioff H. 277
Beoumont E. de 76
Blanc A. C. 292
Bonifoy E. 292
Bourcart J. 16, 293
Buch L. V. 76

Cailleux A. J. 4, 61, 124
Caziot 292
Cholley A. 4

Day 308
Davis W. 327, 328
Depéret 292
Dietz 279

Engeln 110

Gavelin 7
Gilluly J. 79
Gold 308
Grnle 139
Gutenberg B. 31

Haarmann E. 21, 25
Holtedahl 139
Hospers 308

James G. 309
Judson S. 327

Kaufmann R. 301
King Ph. B. 298
Kober L. 117
Kossmat F. 110
Kraus E. 16. 316, 322

Lamothe de 292
Lees G. 16
Longwell 317
Lubimova 310

Marmer H. 297
Mars P. 292
Moffit 231
Munk 309

Negris 292

Penk W. 9, 328

Renquist 8
Romer 230
Ross 228
Rubey W. W. 296
Runcorne 308
Runeberg O. 7

Schuchert 106
Sevastos 292
Shepard F. P. 292
Smith 231
Stille H. 9, 16
Stoyko A. 31
Suess E. 291
Suter H. 16

Tsuboi Ch. 61
Tricart J. 4, 61, 328

Umbgrove J. H. F. 298

Valentin H. 297
Veronne 30

Wegmann E. 16
Woldstedt 139
Wright 309

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авлакоген 33
Автохтонные и аллохтонные отложения 332
Акроорогенез 32
Активизированные участки платформ 108, 114, 118, см. также горообразования области
Актуализма метод 11, 17, 293
Амфитеатр
  Саратовский 148
  Иркутский 191
Анастомозирующие разломы 166, 185
Антеклиза 184
  — Алданская 153
  — Белорусская 143, 144
  — Васюганская 162
  — Вилюйско-Мархокская 151, 152
  — Волго-Уральская 143
  — Воронежская 141, 147
  — Кондинско-Дубчесская 161, 162
  — Орловско-Павловская 141, 143, 145
Антецедентные долины 51, 59, 153, 160, 185, 187, 226
Антиклинальные структуры неотектонические 47
Антропоморфизм 327
Аркогенез 23, 32, 108
Артезианский бассейн 344
Ассиметрия рельефа 44, 47, 48, 51
Аэрометоды 39, 56, 58

Б

Базис денудации верхний 46
Базификация коры 265, 314
Бассейны концентрации 342
Биогеоценоз 347
Блок
  — Кольский 136
  — Приазовский 141
Блоково-глыбовое строение 78, 133, 136, 160, 185, 197, 198, 232, 251, 270, 274. См. также поднятия сводово-глыбовые
Болота «трансгрессия» 52, 343

В

Вал
  — Богдо-Чапчачинский 147
  — Доно-Каспийский 145, 146, 171
  — Дубчесский 161
  — Камень-Чарышский 162
  — Керенско-Чембарский 148
  — Кустанайский 170
  — Малохетский 160
Вал Нижне-Ангарский 154
  — Рязано-Охлебинский 143
  — Центрально-Устюртский 171, 172, 192
  — Чарджоу-Ургенчский 172, 173
  — Чу-Илийский 169
Вековой ход наклонов 54
Вечная мерзлота 52, 176, 179, 233, 334, 343, 345, 346
Виргация 207, 241
Впадина континентальная
  — Абыйская 177
  — Арганылийская 152
  — Альминская 144
  — Араратская 244
  — Ахтубинская 147
  — Ашхабадская 250
  — Балтийская 144
  — Балхашская 169
  — Березовская 266
  — Бийско-Барнаульская 162
  — Брестская 144
  — Бухарская 173
  — Ейско-Сальская 144
  — Закарпатская 237
  — Закаспийская 250
  — Зырянская 177
  — Ильменская 143
  — Индольская 239, 240
  — Иркутско-Черемховская 153, 154
  — Каахкинская 250
  — Казанджикская 250
  — Камыш-Самарская 147
  — Канско-Рыбинско-Усольская 153
  — Каракумская 173
  — Кулундинская 162, 164
  — Куринская 243
  — Мелекесская 143
  — Минская 143
  — Муруктинская 152
  — Нахичеванская 244
  — Обско-Тазовская 159
  — Обь-Чумышская (или Бийско-Барнаульская) 162
  — Окско-Донская 141, 145
  — Омолойская 174
  — Омская 162
  — Ордубад-Джульфинская 244
  — Ореховская 141
  — Прикумская 144
  — Припятская 144, 192, 303
  — Причерноморская 144
  — Рионская 243
  — Спасская 143
  — Тенизская 167

Впадина Туруханская 159
— Унгузская 173
— Усть-Енисейская 159
— Ханты-Мансийская 162
— Чу-Сарысуйская 167, 170
Впадина (ы) межгорная (ые) 125, 299
Впадина (ы) морская (ие) глубоководная (ые)
— Берингова моря 275
— Каспийского моря 246
— Охотского моря 275
— Черного моря 60, 107, 245, 246, 321
— Японского моря 275
Впадины океанические глубоководные — см. желоба океанические
Впадины предгорные 125; см. также прогибы передовые и краевые
Вращение Земли неравномерное 28, 43, 294, 304, 322
Вулканизм 175, 178, 207, 216, 222, 225, 227, 228, 229, 244, 255, 259, 260, 265, 266, 268, 270, 272, 273, 274, 279, 280
Выступ
— Адыгейский 242
— Дагестанский 244
— Эльбрусский 241

Г

Гайоты 280
Генетические типы отложений 41, 325, 332
Геоид 319
Геоморфогения 327
Геоморфология 5, 8, 12, 324, 341
— структурная 4, 5, 326
— климатическая 4, 326
Геоморфологический профиль 87, 88, 89
Геоморфологический синтез 324, 325, 326
Геоморфотектоника 4
Геосинклинали 106, 108, 109, 302
Геосинклинальные области 106, 114, 197, 306, 317
Геосинклинальные области современные 107, 114, 116, 120, 127, 264, 272, 317, 322
— Коряцко-Камчатская и Сахалинская зоны 265, 270, 284
— островных дуг зона 270, 287
Гидрогеологические структуры 343
Гидрогеология региональная 343, 345
Глубинный (ые) разлом (ы) 28, 31, 78, 79, 83, 124, 172, 184, 195, 201, 207, 217, 223, 232, 233, 234, 277, 279, 300, 308, 309, 336
— Акбайтальский 253
— Вахшский 253
— Главный Каратауский 167
— Главный Саянский 217
— Каракульский 254
— Манысго-Бухарский 172
— Памбакско-Севанский 244
Глубинные разломы, преобладающее простирание 76, 78, 125, 126, 136, 141, 142, 145, 147, 158, 159, 161, 169, 171, 177, 186, 215, 219, 225, 226, 232, 234, 238, 244, 253, 273, 277—280
Глубинные разломы сквозные 126; см. также линеаменты сквозные
Глубинный разлом сквозной Н. С. Шатского 145, 184, 303
Глыбовое строение 108, 121; см. блоково-глыбовое строение
Гляциодислокации 26, 161, 187
Гомотаксия 182
Горообразования области 108, 114, 119, 196, 255—263, 314, 317
— Верхоянско-Колымского типа 293, 322
— Кавказско-Памирского типа 287
— подводные 287
— Тяньшаньско-Байкальского типа 286, 322
Горообразования процесс 125, 197, 257, 260—262
Горообразования эпохи — см. тектогенеза ритмичность
Горы Верхоянско-Колымского типа 227
— Карпатско-Кавказского типа 234
— Восточные Карпаты 236
— Кавказ 240
— Копет-Даг 248
— Крым 238
— Памир 251
Горы платформенные
— Бырранга 198
— Енисейский кряж 204
— Новая Земля 201
— Полярный Урал 201
— Урал 199
Горы Тихоокеанского типа
— Алеутская островная дуга 284
— Камчатка 267
— Коряцкий хребет 265
— Курильская островная дуга 270
— Сахалин 272
Горы Тяньшаньско-Байкальского типа
— Алтая 211
— Забайкалья 217
— Калбы 211
— Китая 223
— Кузнецкого Алатау 214
— Монголии 223
— Прибайкалья 217
— Салаира 214
— Саян 215
— Тувы 215
— Тянь-Шаня 206
Грабен (ы)
— Май-Копчегайский 213
— Марки-Куль озера 213
— Белого моря 136
— Ладожского озера 136
— Монголии и Китая 223
— Онежского озера 136
— Попигайский 150
— Прибайкалья и Забайкалья 217
— Пролива Вилькицкого 175
— Пролива Шокальского 175
— Северо-Востока 233
— Телецкого озера 213
Гравитационные аномалии, аномалии силы тяжести 53, 222, 245, 246, 250, 262, 277, 318, 320, 321, 322
Гравитационные процессы 225, 317
Градиенты тектонических движений 75, 315; см. также карты градиентов вертикальных тектонических движений
Гранитоиды 129, 145, 336
Графики тектонических движений 86, 87
Грязевой вулканизм 241, 243, 248, 251, 272, 347

Д

Движение 24
— Земных полюсов 28
— Чендлер-Элеровское — см. прецессия
Движения (классификация) 22, 30
— автономные 29

Движения атектонические 34
— вековые 63
— вертикальные 17, 21, 314
— верхнекоровые 25
— волновые 21, 25, 32
— вращательные 30, 31, 78
— вторичные 33
— глубинные 21
— гляциоизостатические 13, 63; см. также гляциодислокации
— горизонтальные 17, 21, 233, 315, 316; см. также мобилизм
— диктиогенические 21, 32 (сетка, рама)
— дислокационные 21, 33, 34, 256
— зависимые 29
— изостатические 23, 63, 256, 321; см. также изостазия
— инверсионные 72, 332, 337
— колебательно-волновые 32, 69, 182, 256, 324
— колебательные 13, 21, 26, 29, 30, 69, 256, 326
— компенсационные 13, 33, 34, 63
— коровые 33, 35, 181, 256, 318, 322
— магматические 21, 35
— макрокластогенные 32, 78, 256, 309
— молодые 9, 10
— направленные 72
— неотектонические (новейшие) 9, 10, 35, 36, 52, 60, 61, 69, 72, 73, 178, 183
— обратимые и необратимые (поверхностные) 33, 34
— океаногенные 30
— орогенические 21, 25, 32, 33, 69; см. также горообразования процесс
— первичные и вторичные 25, 33, 78
— планетарные 29, 34, 35, 63, 72, 181, 182, 256, 298, 312, 322, 324
— платформогенные 32, 69, 182. 195
— плутогенические 21
— поверхностные 29, 34, 322
— подкоровые 26, 29, 32, 35, 63, 72, 181, 182, 195, 256
— подмантийные 26
— псевдотектонические 34
— пульсационные 32
— радиальные 21, 25
— разрывные 21, 33
— регмагенные 21, 30, 33, 78, 195
— регматические 32—35, 76, 78, 182, 256, 324
— ротационные 30, 305
— сейсмические 64
— складчатые 21, 25
— современные 10, 14, 73, 74, 93—98, 108, 136, 143, 220, 230, 244, 296
— талассогенные 30, 69
— тангенциальные 21, 25, 225, 315, 316; см. также движения горизонтальные
— тектонические 21, 33
— тектонические (собственно тектонические) 21, 25, 63
— террасообразующие 23, 71
— унаследованные 29; см. также унаследованные структуры
— экзотектонические 34
— эпейрогенические 9, 13, 21, 25, 30, 63, 69
— юные 9
— Чендлер-Элеровское — см. прецессия
Дельта внутренняя 154
Дельта р. Лены 174
Денудация 8, 26, 34, 42, 71, 80, 179, 257, 327, 332, 339
Депрессия
— Анадырская 266
— Джайранкечмесская 243
— Предбайкальская 153
— Прибалханская 250
Деформации 26
— атектонические 26
— гляциоизостатические 26, 204
— разрывные и складчатые 76
— сейсмические 66—69
— экзотектонические 26
Диапировые структуры 161, 167, 189
Диктиогенез — см. движение диктиогенические
Дисимметрия развития рельефа 326
Дислокации 8
— дизъюнктивные, пликативные 34
Дрифт материковый 313; см. также эпейрофорез, мобилизм
«Дыхание почвы» 26, 61
Дуги островные 323

Ж

Желоба океанические (глубоководные) 81, 114, 120, 127, 201, 273, 275—278, 301, 317

З

Зависимые структуры 77, 78, 98; см. также унаследованные структуры
Запаздывание тектонических процессов 60
Землетрясения 11, 14, 136, 209, 220, 225, 244, 251, 273, 277, 306, 312, 345, 346; см. также сейсмичность
Землетрясения типы 64
Земли скорость вращения 294, 305
Земная кора 106, 112, 115, 117—120, 197, 220—222, 224, 239, 264, 272, 279, 280, 318
Земной коры мощность 139, 147, 178, 195, 205, 211, 222, 248, 255, 261, 262, 318—320, 322
Земной коры океанизация 245, 265, 314
Земной коры сегменты (Атлантический и Тихоокеанский) 196, 234, 255—257, 299, 302
Земной коры тип (океанический, материковый) 116, 245, 265, 272, 319, 324
Земной коры формы развития 106—109, 110, 118
— геосинклинальная 108
— догеосинклинальная 108
— платформенная 108
— послеплатформенная 108, 118
Зональность эпейрогенических движений 13
Зоны природы 325

И

Изменение объема вод Мирового океана 296
Изоанабазы 93
Изобазы 94, 149, 167
Изобазиты 44, 45
Изогипсобазиты 46, 47
Изокатабазы 93, 103
Изопахиты 99, 103
Изосейсмобаты 277
Изосейсты 201

Изостазия 17, 27, 31, 63, 277, 322; см. также движения изостатические
Инверсионный рельеф 124
Интерференция движений 72, 79

К

Карстовые явления 26, 346
Карты
— асимметрии долин и междуречий 43
— базисных поверхностей 44, 45
— вершинной поверхности (верхнего базиса денудации) 46
— геоморфологические 14
— геотермические 53, 55
— гравиметрические 52, 53, 82, 318
— градиентов скоростей вертикальных тектонических движений 75
— денудационных срезов 40
— магнитных аномалий 53
— морфометрические 42
— неотектонические 14, 90, 91, 127
— аналитические 90
— комплексные 91, 98
— методы составления 92
— синтетические 91, 98, 99
— принципы составления 90—93, 98—102
— СССР 13, 35, 127, 281, 323
— остаточного рельефа 46
— палеогеологические 40
— порядков долин 43, 44
— равных мощностей 40
— разностей базисных поверхностей 47
— сейсмические 53
— сноса 47
— современных тектонических движений 62
— фаций 40
— эпейрогенических движений 13
Климат 8, 41, 323, 325, 332, 338
Климатические зоны 81, 178, 205, 256, 311, 312, 332, 337
Климатические пояса 257
Клинометрический анализ 85
Колебания уровня океанов и морей
— внутригодовые 294
— геократические 294
— гляциальные 292
— эвстатические 8, 99, 181, 291, 296
Компоненты тектонических движений 61
Конвергенция признаков 34
Корни гор 222, 261, 262, 319
Коррелятивные отложения 325
Краевой (ые) прогиб (ы)
— Азово-Кубанский 242
— Преддобруджинский 144
— Предкарпатский (обращенный) 237, 238
— Предкопетдагский 250
— Предпамирский 251
— Предуральский 143
— Терско-Каспийский 243
Криптодепрессия 81
Куполовидные структуры 342

Л

Легенды неотектонических карт 98
Линеаменты 31, 301; см. также система планетарных разломов и глубинных разломов
Линеаменты сквозные 184, 192, 193, 250, 263, 303

М

Магматизм 27, 34, 35, 63, 265, 274
Массив (ы) 124
— Алданский 153
— Анабарский 150, 151, 152, 154
— Украинский 141, 144, 183, 192
Материки 116, 119, 304
Мегарельеф 92, 109, 114
Мейнесовы впадины — см. желоба океанические
Месторождения нефти и газа 341, 342, 345
— россыпные 90, 338, 339
— торфа 338
— угля 338, 340, 345
Метасоматоз 314
Метод (ы) изучения неотектоники и тектоники
— батиметрический 43
— биогеографический 275, 295
— геологические 40
— геоморфологические 42
— геотермических исследований 54
— геофизические 52, 60, 82
— денудационных срезов 40
— инструментальные 36
— клинометрического анализа береговых линий 85
— количественный; см. инструментальный
— комплексный 58, 59, 326
— морфологического анализа
— гидрографической сети 50
— речных долин 48
— топографических карт 42
— морфометрические 42, 48
— объяснительный Дэвиса 327
— палеогеографический 12, 40
— палеогеологический 40
— прочие 55
— региональных стратиграфических перерывов 40
— сейсмологический 53
— фаций и мощностей анализа 12, 40
— формационный 40
— эхолотирования 55
Методы построения карт новейшей тектоники — см. карты неотектонические
Микросейсмы 26
Миогеосинклиналь 120, 121
Мобилизм 23, 31, 304; см. также эпейрофорез
Моласса 70, 205, 261, 265, 335, 337
Молодая тектоника 9
Морфография 327
Морфоструктуры 91, 92, 110, 112, 114
Морфотектоника 92
Мохоровичича поверхность 17, 178, 255, 318; см. также земной коры мощность

Н

Надвиг 317, 318
Наклонов вековой ход — см. вековой ход наклонов
Наклономерные наблюдения 54, 63
Наледи 233, 343
Наложенные структуры 184
Напряжения в земной коре, оболочке 26, 31, 305, 309, 315, 316
Начало координат в динамической геологии 298
Неогей 70

Неогеосинклиналь 108, 112
Неотектоника 4, 7, 9, 10, 12, 14, 15, 110
Неотектоника как инженерно-геологический фактор 345, 346
Неотектоники СССР схема — см. карта неотектоническая СССР
Неотектонические структуры 92, 109, 122, 125, 320, 323, 339
Неотектонические элементы 109
Неотектонический этап 9, 15, 308, 312, 317, 320
Неотектонических поднятий и опусканий признаки 52, 60
Неотектонический процесс 299, 309, 312, 319
Неотектоническое районирование 106, 119
Неохрон 70
Новейшая тектоника 9

О

Океан — геосинклиналь 107
Океанизация коры — см. земной коры океанизация
Океаны 107, 112, 116, 117, 120; см. также платформы и плиты океанические
Океаны первичные и вторичные 113, 116, 118, 120
Оледенение 18, 256, 275
Омоложенные горы 165, 168, 198, 204, 242; см. также горы платформенные
Орогенез 8, 21, 25, 81; см. также горообразования процесс
Орогенические области, зоны 108, 196, 286, 318; см. также горообразования области
Оротектоника 4

П

Палеомагнитные исследования 31, 310, 313
Парагенезис новейших отложений 331
Парагеосинклиналь 106, 277
Паралиагеосинклиналь 120, 121, 277
Пенепленизация 82, 210
Перемещение континентов 313
Пирогенез 21
Пластичность вещества 26, 62, 318
Платформенные горы — см. горообразования области Уральско-Енисейского типа
Платформенные области 314, 317
Платформа (ы) 106, 108, 122
Платформы древние и молодые 122
Платформы материковые 114, 119, 125, 133, 178, 179, 192, 195, 283, 284
— Восточно-Европейская 133, 135, 284
— Евразиатская 133, 134, 284
— Сибирская 133, 134, 149, 150, 156, 159, 179, 284, 285, 322
Платформы океанические 114, 120, 287
Платформы первичные и вторичные 118
Платформенный тектонический режим 320
Плита материковая 122
— Западно-Сибирская 156, 167, 179, 285, 317, 322, 340, 344
— Зейско-Амурская 177, 286
— Колымско-Индигирская 174, 179, 286
— продолжение плит в пределах рельефа Полярного бассейна 174, 175, 176, 280
— Русская 133, 139, 140, 179, 192, 284, 301, 322
— Скифская 133, 139, 144, 284, 322
— Туранская 133, 170, 179, 192, 284, 322
Плиты океанические 114
Пограничные структурные формы 125, 133—135, 136, 141, 144, 145, 147, 150, 157, 160, 166, 167, 174, 184, 195, 201, 223, 238, 245, 274, 279
Погруженные равнины 81
Подвижные пояса Земной коры 196
Подземные воды
— минеральные 238, 343
— термальные 225, 230, 233, 343, 344
— ювенильные 296
Поднятие (я)
— Алазейское 176, 177
— Большебалханское 250
— Бор-Юряхское 152
— Восточно-Камчатское 268
— Гулинское 152
— Донецкое 145, 192
— Ессейское 152
— Казымовское 161
— Карашорское 172
— Кокчетавское 168
— Мунское 151
— Нижнепуровское 160
— Нижне-Сырдарьинское 170
— Нукусско-Султан-Уиздагское 172
— Оленекское (блоковое) 151, 154
— Путоранское (сводовое) 151, 152
— Раттское 161
— Самарской луки 143
— Сарысу-Тенизское 167
— Сернозаводское 172—173
— Силигорское (сводовое) 151
— Сосьвинское 163
— Среднеямальское 160
— Срединное Камчатское 268
— Ставропольское 144, 145, 243
— Тарханкутское 144
— Табяхинское 161
— Тиманское 149
— Туаркырское 172, 173
— Улутавско-Аргантинское 168
— Часельское 161
— Чушкакульское 201
— Центрально-Казахстанское 168, 169
— Юкагырское 176, 177
Поднятие геосинклинальное (ые)
— Восточно-Камчатское 268
— Срединное Камчатское 268
Поднятие сводово-глыбовое:
— Алтая и Калбы 214
— Большого Балхана 250
— Большого Кавказа 240
— Бырранга 198
— Енисейского кряжа 204
— Забайкалья 225
— Каркаралинских гор 168
— Коряцкое 265
— Кузнецкого Алатау 214
— Малого Кавказа 244, 260
— Монголии и Китая 223
— Памира 251
— Прибайкалья 217
— Салаира 214
— Сахалинское 272
— Саян и Тувы 215
— Тянь-Шаня 206
— Урала 199
— Урала Полярного и Новой Земли 201
— Чушкакульское 201
Поднятия сводово-складчатые:
— Восточных Карпат 236—238, 260
— Копетдагское 249, 249—251

Поднятия сводовые:
— Крыма 238—240
— Мангышлакских гор 172
— Сурамское 244
Поднятия ступенчатые 108
Подформации 340
Полезные ископаемые 89, 90, 93, 102, 233, 261
Полигенетическая поверхность выравнивания 51, 181
Полиморфические фазовые изменения вещества 308, 322
Полюсов земных перемещение 28, 307, 309, 310, 311
Постумная складчатость 77, 103
Прецессия 28
Приливные трения 28, 305
Приливы в твердой Земле 26, 61
Причинность 327
Прогиб (ы)
— Ангаро-Ленский (обращенный передовой) 153
— Араксинский межгорный 244
— Астраханский 146
— Баканасский 169
— Великореченский 266
— Восточно-Камчатский 269
— Закавказский межгорный 243
— Западно-Камчатский (передовой) 269
— Зимовниковско-Яшкульский 146
— Карагие-Сарыкамышский 172
— Касский 162
— Краевой — см. краевые прогибы
— Майно-Пыльгинский 266
— Манычский 144
— Нижне-Колымский 177
— Ожогинский 177
— Олюторский 266
— Пачелмский 148
— Парапольский (унаследованный) 266
— Предгорный 317, 342
— Предпамирский (обращенный) 251
— Предтаймырский 156, 160, 161, 179, 187
— Приенисейский (обращенный) 152
— Приленский (унаследованный) 153
— Северо-Камчатский 268, 269
— Северо-Устюртский 171
— Сивашский 144
— Тургайский 168, 170, 171, 340
— Узбойский 172
— Усть-Алданский 153
— Центрально-Камчатский 268
— Челкарский 171
«Просвечивающие» структуры — см. унаследованные структуры
Протоплатформенная структура 112, 113
Процессы денудации 315
Пульсация — 32

Р

Радиоактивный разогрев Земли (энергия радиоактивного распада) 27, 309
Равнины аккумулятивные 82, 152, 163, 182
— денудационные 163, 182
— аллювиальные 134, 153, 159, 182
Раздвиги 318
Разломы глубинные 303, 317; см. глубинные разломы
— оперяющие 260
— поперечные 258, 270, 273
— продольные 260, 270, 273
Региональная тектоническая трещиноватость 299
Регмагенез — см. движения регмагенические
Релаксация 63
Рельеф 4, 16, 42, 80, 110, 113, 117, 119, 154, 171, 178, 182, 183, 185, 189, 197, 199, 200, 204, 205, 207, 227, 228, 234, 251, 254, 255, 257, 264, 274, 275, 315, 319, 322, 323, 324, 331, 339
— генетические типы 82, 110, 124, 182
— обусловленный землетрясениями 67, 69, 93
— тектонически обусловленный 42, 72, 80, 173, 184, 197, 209, 216, 231, 233, 241 248, 299, 303, 309, 315, 341
Ритмичность движений 70, 71, 178, 182, 214, 250, 256, 266
Родоначальные структурные формы 76, 78
Россыпи 233, 255, 338, 339, 340

С

«Саморазвитие Земли» 25, 28
Свод (ы)
— Башкирский 143
— Татарский 143
Седловина Камско-Бельская 143
Сейсмичность 14, 53, 64, 65, 175, 178, 197, 201, 209, 211, 222, 224, 236, 237, 240, 245, 246, 250, 254, 255, 259, 262, 270, 276, 277, 279, 344; см. также движения сейсмические
Сейсмотектоника 11, 64
Сейсмотектонические структуры, сейсмодислокации 66, 67, 69
Синеклиза (ы) 124, 317
— Вилюйская (унаследованная) 153, 187
— Волыно-Подольская (обращенная) 141, 237
— Зейская 177
— Иртышская 162
— Московская (обращенная) 141, 185
— Обско-Енисейская 159, 160
— Печорская 149
— Польско-Литовская 144
— Приволжская (обращенная) 141
— Прикаспийская (наложенная) 147, 192
— Прикаспийская (обращенная, восточная часть древней) 147
— Приморская 174
— Притобольская 162
— Путорано-Тунгусская (обращенная) 72, 151, 152
— Северо-Кызылкумская 171
— Украинская 141, 187
— Чулымо-Енисейская 161, 162
Система планетарных разломов 28, 32, 78, 258, 279, 299, 304, 308; см. также глубинных разломов преобладающее простирание и линеаменты сквозные
Сквозные структуры — см. линеаменты сквозные
«Складки большой амплитуды» 32
Складки глубинные 32
Складкообразования процесс 261, 315
С. эпохи — см. тектогенеза ритмичность
Складчато-глыбовые горы 108; см. также горообразования области Уральско-Енисейского типа
Спектр
— колебательно-волновой (эпейрогенический) 71, 84
— клинометрический 85, 86

Срединные массивы материковые 114, 125
— океанические 114, 120
Срез денудационный 40
Странствования тектоника — см. тектоника странствования
Структура (ы) неотектоническая (ие) локальная (ые)
— Предтаймырские (солянокупольные) 161
— Кемпендяйские (солянокупольные) 153
— Локновская 143
— Плявинская 143
— Черниговская 144
— Купольные 186, 188, 189
Сырье химической промышленности 338

Т

Талассогенез — см. движения талассогенные
Талассократон 121, 127; см. платформа первичная
Тафрогенез 21, 32, 33
Тектогенеза источники сил 26
Тектогенеза ритмичность 70, 182, 256, 269
Тектоника
— глыбовая 301
— живая 4
— молодая 9
— странствования 23
— юная 9
Тектономорфология 4
Тектоорогения 4
Теория геоморфологическая 325, 328
Т. Земли 329
Т. познания 328, 329
Тепловой поток радиогенный 28, 309
Тиксотропные грунты 344
Типы режима неотектонических движений 72, 73
Толтры 192
Тумпы 215

У

Угловая скорость вращения Земли 294, 305
Унаследованности принцип 40, 41, 77
Унаследованные структуры 32, 40, 76, 77, 99, 103, 124, 144, 148, 149, 151, 156, 168, 182—184, 185, 188, 197, 201, 207, 214, 215, 217, 225, 228, 234, 236, 254, 263, 266, 341
«Ундации частные» 32
Ускорение кориолисово 28
Условные знаки неотектонических карт 102
Условности на неотектонических картах 99

Ф

Фазы развития материковых платформ 179
Фазы складчатости 79
Фации
— вулканогенные 219, 261, 265, 334
— континентальные, 332, 333
— ледниковые 178
— морские 178, 265, 332, 333, 335
— нефтегазоносные 333, 334, 335
— рифовых известняков 192
— соленосные 334, 335
— угленосные 219, 265, 333, 335
Фигура Земли 27, 31, 305, 306
Фиксизм 23, 313
Финализм 327
Флексурный перегиб 124
Флексуры
— внутриконтинентальные 124, 167, 303, 315
— континентальные 124, 293, 303
Фокальная зона землетрясений 209, 245, 276
Формации
— новейших отложений 325
— аридные 332, 334
— геоантиклинальных областей 335
— геосинклинальных областей 336
— гумидные 332, 333, 334
— континентальные 332, 340
— ледниковые 332, 333, 334
— перигляциальные 332, 334
— подгорных и межгорных впадин 335
Формы развития земной коры 107, 108, 109
Форогенез 23, 31
Фундамент платформенный 122, 133, 143, 145, 148, 157, 158, 159—161, 166, 167, 178, 184, 192—195

Ц

Цунами 280, 346

Ч

Чехол платформенный 122

Ш

Шарриажи 317
Шельф 174, 179, 301, 304
Широта местности (изменение) 307
Шовные зоны 126, 135, 193, 194, 303, 336, см. также линеаменты и глубинные разломы

Щ

Щиты 122, 179
— Балтийский 135, 136, 138, 143, 189, 301
— Казахский 133, 162, 164, 165, 192, 322

Э

Эвагация 313
Эвгеосинклиналь 120, 121
Эвстатические колебания уровня океана — см. колебания уровня океанов и морей
Экзогенные процессы 26, 75, 179, 257, 313, 322, 323, 324, 326, 346
Экзотермические процессы 344
Эндогенные процессы 26
Эндолитогенные процессы 26, 34, 61, 62
Эпейрогенез 21, 25
Эпейрофорез 23, 31, 310, 313
Эрозия 71, 179, 327, 339
Эрозионный цикл 327

Ю

Ювенильная вода 296; см. подземные воды ювенильные
Юная тектоника 9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение 7

Из истории развития неотектоники 7
Изученность новейшей тектоники на территории СССР 12
Понимание неотектоники и ее значение 15

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ИХ ОСОБЕННОСТИ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Глава первая. **Типы тектонических движений** 21

Существующие представления 21
Источники сил, вызывающие напряжения 26
Типы тектонических и экзотектонических движений 29

Глава вторая. **Методы изучения неотектоники** 36

Геологические методы 40
Геоморфологические методы 42
Геофизические методы 52
Прочие методы 55
Комплексный метод 58

Глава третья. **Природа и особенности проявления неотектонических движений** 61

Природа современных тектонических движений 61
Сейсмические движения и их значение в неотектонике 64
Некоторые особенности проявления неотектонических движений 69
О скорости неотектонических движений 73
Роль разрывных и складчатых деформаций в проявлении неотектонических движений 76
Неотектонические движения и рельеф 80

Глава четвертая. **Графическое выражение новейших тектонических движений** 84

Колебательно-волновые спектры 84
Методы выражения неотектоники на картах 90
Методы картографического выражения современных тектонических движений 93
Методы построения синтетических и комплексных карт новейшей тектоники 98
Штриховые и значковые обозначения к картам неотектоники 102

Глава пятая. **Принципы неотектонического районирования и систематика новейших структурных форм** 106

Главнейшие структурные формы земной коры и их изменения во времени . 106
Систематика крупных неотектонических структурных форм 109
Материки и океаны и представления об их развитии 116
Неотектоническое районирование территории СССР 119

Структурные элементы материковых платформ, областей горообразования и геосинклинальных областей 122
Соотношение геоструктурных зон и пограничные структурные формы . . . 125
Карта новейшей тектоники СССР 127

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Глава шестая. **Основные черты неотектоники и рельефа материковых платформ** 133
Глыбовое строение материковых платформ 133
Восточно-Европейская платформа 135
Балтийский щит 135
Русская плита 139
Сибирская платформа 149
Западно-Сибирская плита и Предтаймырский прогиб 156
Казахский щит 164
Туранская плита 170
Колымско-Индигирская плита и шельф Полярного бассейна 174
Зейско-Амурская плита 177
Общие закономерности развития неотектоники и рельефа материковых платформ 178

Глава седьмая. **Основные черты неотектоники и рельефа областей горообразования (орогенных областей)** 196
Области горообразования — подвижные планетарные зоны дробления земной коры 196
Области со слабым проявлением процессов горообразования (платформенные горы) 197
Области интенсивного горообразования в зонах докембрийской и палеозойской складчатости (горы Тяньшаньско-Байкальского типа) 206
Области интенсивного горообразования в зонах мезозойской складчатости (горы Верхоянско-Колымского типа) 227
Области интенсивного горообразования в зоне альпийского складчатого пояса Юга СССР (горы Карпато-Кавказского типа) 234
О некоторых особенностях строения и неотектоники Черного и Каспийского морей 245
Некоторые общие закономерности неотектоники областей материкового горообразования и развития их рельефа 255

Глава восьмая. **Основные черты неотектоники и рельефа современной геосинклинальной области и океанических впадин** 264
Неотектоника и рельеф материковой части и островных дуг 264
Некоторые общие закономерности неотектоники геосинклинальных областей и неотектоника океанов 272

Глава девятая. **Сводка данных по новейшим структурным формам в схеме неотектоники СССР** 281
Принципы построения схемы 281
Материковые платформы 284
Орогенные области 286
Геосинклинальные области 287
Области океанического дна 287

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДАННЫХ ПО НЕОТЕКТОНИКЕ СССР

Глава десятая. **Приложение данных неотектоники к решению некоторых проблем теоретической геологии и геоморфологии** 291
Новейшие движения и эвстатические колебания океанического уровня . . 291
О глубинных линейных структурах Земли 298
О месте неотектонического этапа развития в геологической истории Земли 310
О соотношении вертикальных и горизонтальных перемещений земной коры в неотектонический этап развития и их отражении в рельефе 314

О причинах неотектонических движений, их связях с геофизическими процессами и происхождении основных черт рельефа Земли 318
Неотектоника и проблема геоморфологического синтеза 324

Глава одиннадцатая. **Применение данных неотектоники к решению некоторых практических задач** 331
Неотектонические исследования как основа для решения вопросов, связанных с поисками минерального сырья 331
Пути использования данных неотектоники при решении вопросов, связанных со строительством, гидрогеологией и инженерной геологией 343

Заключение 348

Литература 353

Именной указатель 377

Предметный указатель 383

Николаев Николай Иванович

НЕОТЕКТОНИКА И ЕЕ ВЫРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ И РЕЛЬЕФЕ ТЕРРИТОРИИ СССР

Редактор *З. А. Смирнова*
Техн. редактор *О. А. Гурова*
Корректор *Н. А. Громова*

Сдано в набор 31/I 1962 г. Подписано в печать 30/XI 1962 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 33,6 + 2,74 вкл. Бум. л. 13,3. Уч.-изд. л. 38,0. Тираж 5000 экз. Т—12329.
Заказ № 750. Цена 2 р. 86 к.

Типография им. Анохина
Министерства культуры Карельской АССР
Петрозаводск, ул. „Правды", 4

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

№ п/п	Страница	Строка	Напечатáно	Следует читать
1	Стр. 5	10—11 снизу	Мидановский	Милановский
2	Стр. 6	10 сверху	в них	в ней
3	Стр. 6	7 снизу	оппоненту	рецензенту
4	Стр. 27	9—10 снизу	гидросферы;	гидросферы; ядра и оболочки;
5	Стр. 28	15 сверху	прецессия	прецессию
6	Стр. 112	На рис. 45	*2*	*2а*
			3а	*2б*
			3б	*2в*
7	Стр. 219	5 сверху	350 *м*	3500 *м*
8	Стр. 272	8 сверху	безусловно	без условно
9	Стр. 303	29 сверху	Диски	Дикси
10	Стр. 318	21 снизу	Гл. II	Гл. 1
11	Стр. 355	18 сверху	Алтайского	Анюйского

Зак. 750

Zf. 38k.

5366