

А.К.КУРСКЕЕВ

ПРОБЛЕМЫ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

А. К. КУРСКЕЕВ

ПРОБЛЕМЫ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

5267



АЛМА-АТА
«Наука» Казахской ССР
1990



Курскеев А. К. Проблемы прогнозирования землетрясений.— Алма-Ата: Наука, 1990. — 264 с.

Рассматривается широкий круг проблем современной геодинамики литосферы. С учетом солнечно- и лунно-земных связей развивается теория формирования и динамики дискретных неоднородностей в земной коре сейсмоактивных регионов. Освещены механизмы передачи внешней (космической) энергии Земле и трансформации поступившей извне энергии в ее недрах.

Обсуждены ключевые положения современного структурно-вещественного преобразования в земной коре и его тектонических и сейсмических последствий. Изложены физические основы формирования землетрясений и их предвестников. Приведена генетическая классификация землетрясений. Развивается методология комплексной оценки сейсмичности. Для территории Северо-Тянь-Шаньского и Джунгарского орогенов составлены карты сейсмогенных зон и долгосрочного прогноза сильных землетрясений. Определены ближайшие интервалы времени, в течение которых в выделенных зонах вероятность повышения сейсмичности наиболее высока.

Представляет интерес для геологов, геофизиков, студентов вузов, а также для всех интересующихся природой и последствиями геодинамических процессов.

Библиогр. 377 назв. Ил. 64. Табл. 20.

Ответственный редактор

академик АН КазССР А. А. АБДУЛИН

Рецензенты:

член-корреспондент АН КазССР В. И. ДРОБЖЕВ,
доктор геолого-минералогических наук Л. Я. ПРОВОДНИКОВ

1803020000—007
К 407(05)—90 64.89

ISBN 5—628—00327—1

©Издательство
«Наука»
Казахской ССР,
1990

Почти половина населения нашей планеты живет в сейсмоопасных районах. Опасность землетрясений существует примерно для 35 % территории СССР. Сильные и катастрофические землетрясения, порождающие грозные природные явления — грязекаменные потоки (сели), обвалы, оползни, лавины и т. д., наносят народному хозяйству огромный материальный ущерб, гибнут люди и животные. Сегодня вопросы о прогнозировании и предотвращении в будущем геологических катастроф, угрожающих жизни на Земле, стоят в числе крупных научных проблем.

В поисках ответов на вопросы: где, когда и почему возникают землетрясения, в Советском Союзе и за рубежом проводятся в большом объеме научно-исследовательские работы, в сейсмоопасных районах созданы прогностические полигоны, на которых выполняются комплексные наблюдения по поиску предвестников землетрясений. Только за последние 10 лет у нас в стране зарегистрировано более 20 изобретений и около 10 научных открытий, имеющих прямое отношение к решению проблемы прогноза. К сожалению, универсального метода предсказания землетрясения все еще нет.

Возникает вопрос: принципиально возможен ли прогноз момента наступления сильного или катастрофического землетрясения за несколько лет, месяцев, суток или часов? Убежден, что современные достижения науки позволяют решить этот вопрос положительно. Практика уже знает несколько случаев, когда сейсмопрогнозы оправдали себя. Успешный прогноз Хайчэнского землетрясения с магнитудой $M=7,3$ (4 февраля 1975 г.) спас жизни многим жителям провинции Ляонин. В 1978 г. узбекскими геофизиками за 6 ч до наступления был предсказан момент основного удара подземного толчка в Алайской долине. Третий случай связан с прогнозом 5—6-балльного землетрясения в районе г. Ленинакана в январе 1989 г.

Сейсмология как наука о землетрясениях находится в стадии становления. Она пока обстоятельно описывает закономерности

пространственного и временного распределения сейсмичности. Земли в целом и ее различных частей. Но, как правило, в ней не уделяется должного внимания геологической природе (генезису) землетрясений. При рассмотрении планетарных, региональных и локальных проблем сейсмологии слабо используются результаты и методы смежных наук. Естественно, любая попытка построения теории прогноза землетрясения без привлечения этих данных, только в рамках концептуальных моделей, неизбежно обречена на неудачу. Поэтому неудивительно, что пока не имеется достаточно удовлетворительной гипотезы или концепции, позволяющей целенаправленно организовывать и проводить научные исследования по поиску индикаторов (предвестников) сильных землетрясений. Между тем ныне существуют основы будущей теории — теории прогноза сейсмической опасности. К ней относятся достижения таких теорий и гипотез в геологии, как пульсационная, ротационная, дифференциационная, тектоники плит и др. В своей совокупности они позволяют объяснить причины изменения лика нашей планеты, в том числе причины дислокационных процессов.

Наступил период, когда стала очевидной необходимость обобщения накопленных данных о сейсмичности, потребность поставить в центр не столько факты, сколько методы их объяснения и создать теорию прогноза землетрясения. В настоящей работе сделана попытка не только сформулировать, но и ответить на фундаментальные вопросы сейсмологии.

К фундаментальным отнесены исследования, результаты которых позволяют ответить на вопросы: где, когда и почему возникают землетрясения? По нашему мнению, таковыми являются изучение особенностей структуры, состава литосферы сейсмоактивных поясов и зон, выяснение закономерностей распределения геофизической характеристики; исследование энергетики современных геодинамических процессов; разработка физических основ формирования и взаимодействия структурных неоднородностей в литосфере и отражения таких взаимодействий в флюидном режиме и геофизической характеристике земной коры.

Землетрясения возникают повсеместно, но наиболее сильные и катастрофические из них концентрируются в современных подвижных поясах. На территории СССР находятся три сейсмопояса — Карпатско-Кавказско-Копетдагский, Тянь-Шань-Байкальский и Черско-Магаданский. Каждый из них имеет свою специфику в строении, истории геологического развития и вытекающие из нее особенности в размещении очагов землетрясений. Так, в пределах Альпийского складчатого пояса, к которому пространственно тяготеет Карпатско-Кавказско-Копетдагский сейсмопояс, гипоцентры сосредоточены на глубинах до 300—350 км и более. На территории Тянь-Шань-Байкальского пояса главным образом зафиксированы коровые землетрясения. Оказалось, что энергию землетрясений и глубину их очагов определяют не только «принадлежность»

структурных элементов литосферы к альпидам. В Казахстане и прилегающих регионах в основной своей части сейсмичность приурочена к земной коре структур и каледонской, и герцинской консолидации, но с признаками интенсивной четвертичной активизации. Причем сейсмогенные структуры не везде пространственно совпадают с подвижными складчатыми поясами или зонами, а наложены на более древние.

Землетрясение — геологическое явление. Оно напоминает о происходящих в недрах Земли современных геодинамических процессах, сопровождающихся изменением лика планеты. Земные процессы протекают в условиях взаимного влияния разнообразных природных факторов. Среди них принципиально важную роль играют внешние (космические) источники энергии. Современное (кратковременное) «дыхание», в том числе тектоническое, нашей планеты определяется не столько внутренними энергетическими ресурсами, сколько «расходом» поступившей в нее космической энергии.

Причинами возникновения землетрясений являются дислокации (сдвиги, смятия, разрывы, сколы и т. д.). В процессах подготовки «очагов» землетрясений и механизмов проявления последствий процессов в «очагах», в изменении геофизической характеристики, флюидного режима принципиальное значение имеет способность структурных неоднородностей земной коры (литосферы) избирательно реагировать, откликаться на воздействие внешних факторов, а также взаимодействовать между собой. Полученные в последние годы в Советском Союзе фактические материалы и теоретические разработки указывают на единство законов, управляющих этими многообразными явлениями.

Академик М. А. Садовский и его ученики [286, 287] в распределении вещества обнаружили интересную закономерность. Ее суть заключается в том, что отношения линейных размеров (как на макро-, так и микроуровне) неоднородностей при переходе с высшего ранга к соседнему низшему рангу изменяются как 2 : 5. Наши исследования показали, что материя свойственна дискретность не только в строении (причем отношение линейных размеров крупных и мелких неоднородностей, близкое к 2 : 5, сохраняется в литосфере), но и в динамике. Размеры областей сейсмической активизации (области, где геодинамические процессы приводят к относительно смещению блоков, структурных комплексов, срывам и сколам субстрата коры и т. д.) и продолжительность периодов активизации сейсмичности (периоды накопления и разрядки напряжений) обнаруживают устойчивые связи с энергетикой космических факторов. Связь размеров (дискретность строения) современных активных неоднородностей в литосфере, временного и пространственного изменения геофизических характеристик (сейсмичность, тензочувствительность, вязкость, электрические свойства и т. д.) в ней с внешними источниками энергии удалось объяснить с единой позиции и выразить законом соответствия

пространственно-временных периодичностей* [184]. По нашему мнению, амплитуды перемещений блоков и глубинность дислокационного процесса зависят от продолжительности действия энергоемкой силы и от скорости ее изменения. Интенсивные деформационные волны в земной коре возникают в те периоды, когда напряжениями охвачены глубинные структурные элементы. Именно их разрядка в диссипативных зонах сопровождается сейсмическими явлениями. Теория здесь хорошо подтверждается фактическими материалами. Так, в формировании «очагов» землетрясений с магнитудой более 6,4 «участвуют» структурные неоднородности размерами 200—250 км [317]. Размеры их, где проявляются землетрясения с энергетическими классами $K \geq 12-13$, составляют 100—120 км. А размеры блоков, которые «способны» возбудить землетрясения с $K < 8-9$, не превышают 30—40 км. С убыванием энергии землетрясений сокращается продолжительность сейсмического цикла: 100—120 лет для землетрясений с $M \geq 6,4$, 20—25 лет для землетрясений с $K \geq 12-13$ и около 1 года для землетрясений с $K \leq 8$. Иными словами, степень деформации структурных неоднородностей является не только функцией эндо-, но и экзогенных факторов.

Механизмы передачи космической энергии нашей планете и трансформации поступившей извне в ее недра энергии разнообразны. Неоднородность энергии (как по силе, так и по спектральному составу) порождает многообразие геофизических и других процессов в земной коре.

Учитывая геологическую природу землетрясений, возможности их отражения в геологической среде, геофизических и других полях, а также необходимость предупреждения и предотвращения их последствий, существующую ныне методологию по поиску предвестников и созданию геофизической службы сейсмопрогноза необходимо пересмотреть, системы сейсмических, геофизических, гидрогеохимических и других наблюдений следует радикально перестроить. Существующая ныне сеть наблюдений на прогностических полигонах не обеспечивает получения качественных материалов, связанных с изменением сейсмичности из-за того, что аппаратура находится вблизи земной поверхности (влияние атмосферных, искусственных шумов преобладает над полезным сигналом). Еще одним принципиальным требованием к выбираемым пунктам является обеспечение синхронных комплексных наблюдений в сейсмичных и прилегающих асейсмичных районах. Для своевременного прогнозирования места, силы и времени наступления землетрясения требуется ясное понимание геологических и физических условий среды, в которой оно возникает. Следовательно, геофизическая служба прогноза сильных землетрясений должна создаваться на базе результатов фундаментальных исследований по выявлению закономерностей их возникновения не только в локальных зонах, но и в сейсмопоясах, а также в соседних структурах.

Принципиально важна для развития народного хозяйства в сейсмоопасных районах проблема комплексной оценки геологических катастроф. Геологическая среда — основной компонент экологической системы и среды обитания человека — со временем меняется, что часто вызывает губительные последствия. В связи с землетрясениями возникают задачи по прогнозу сейсмообусловленных инженерно-геологических процессов, сейсмических воздействий на инфраструктуру, экономического и социального ущерба от катастроф. Применительно к сеймотектоническим условиям земной коры Северо-Тянь-Шаньского и Джунгарского орогенов в краткой форме они обсуждены в работе.

СОСТОЯНИЕ СЕЙСМОПРОГНОЗА

Современные методы прогноза землетрясения «основаны на наблюдении сравнительных изменений свойств горной породы и характера протекающих в ней физико-химических процессов» [236, с. 83]. В недрах Земли физико-химические и другие процессы протекают систематически. Предполагается, что каждый из таких процессов в различных геофизических полях имеет свой отпечаток, сумма которых создает так называемый фон. Перед землетрясением величина физического параметра и фоновая характеристика поля среды нарушаются. Для одних параметров нарушение (аномалия) наступает за несколько лет до основного толчка, а для других — за несколько суток или часов. В зависимости от длительности формирования предвестники делятся на долгосрочные (годы, месяцы) и краткосрочные (сутки, часы, минуты). По генезису изучаемых полей и физических явлений, наблюдаемых накануне землетрясений, предвестники классифицируются на геофизические, сейсмические, геодезические, геохимические, гидрогеодинамические, биологические* и др.

Под прогнозом понимается предсказание места, времени и силы возникновения будущих землетрясений, а также характера их проявления на поверхности Земли. Далее кратко обсуждается состояние проблемы в целом.

**1.1. Состояние прогноза места
и силы землетрясений**

Прогноз места (установление сейсмогенерирующих структур и сейсмогенных зон), где ожидается землетрясение, в Советском Союзе осуществляется по карте сейсмического районирования [294]. Здесь сложились два методических направления: в одном из них главная роль отводится сейсмологическим данным, в другом сочетаются геологические (тектонические) и сейсмологические. Основой сейсмологических методов является статистический анализ

* Биологические предвестники рассмотрены в работе П. И. Мариковского [214].

сейсмических событий, используемый для прогноза сейсмической активности, максимальной энергии землетрясений, сотрясаемости и других параметров сейсмического режима [280]. При составлении карт сейсмического районирования (СР) наряду с сейсмологическими данными учитывались и геологические критерии. Однако вследствие недостаточной изученности многих районов эти карты отражали в основном зарегистрированную к тому времени сейсмичность и являлись сейсмостатическими. Такова, например, и карта СР-78 [294]. На ней выделены зоны (для всех сейсмоактивных регионов СССР) наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений с магнитудой M от 6,1 до более 8,1 [132] и показаны данные о средней повторяемости сотрясений с интенсивностью 7, 8 и 9 баллов (один раз за 100, 1000 и 10 000 лет). Происшедшие после составления карты СР-78 сильные землетрясения в Средней Азии (Газли, 1976, 1984; Каракурук, 1985) и в Казахстане (Баканас, 1979) показали, что вопросам выделения сейсмогенных зон, оценке их возможных размеров, магнитуды ожидаемых землетрясений, выяснению качественных и количественных соответствий сейсмических, геологических, геофизических и геоморфологических данных не уделено достаточного внимания. Так, карта СР Казахстана [333] не удовлетворяет интересам народного хозяйства.

Среди методов, в которых используются геологические данные, наиболее распространены историко-структурный [77], сеймотектонический [84, 89, 121, 186], тектонофизический [68], палеосейсмогеологический [309, 310], макросейсмический [359] и формальные [277, 278] методы. Не вдаваясь в их содержание, которое подробно рассмотрено в наших работах [185, 186], отметим, что дифференциация сейсмогеологии на отдельные методы способствовала познанию с разных сторон закономерностей геодинамических процессов и явлений в литосфере, связанных с землетрясениями. Но в дальнейшем методы начали либо противопоставляться друг другу, либо отдельным из них приписывалось исключительное значение. Это затрудняет взаимодействие методов, ведет к разобщенности научных знаний. Возникла парадоксальная ситуация: накопился большой объем информации по сейсмичности земной коры, вариациям геофизических полей, современным движениям и т. д., но взаимная их увязка оказалась ограниченной. Иными словами, в сейсмогеологии до последнего времени отсутствует общая методологическая идея, которая, с одной стороны, объединила бы существующие методы (направления), а с другой — определила место каждого в схеме системных исследований.

В качестве наиболее общего методологического принципа нами совместно с А. В. Тимушем предложен и опробован системный анализ геологических, геофизических, сейсмологических и других материалов о земной коре [86]. В соответствии с этой методологией основным объектом исследования является земная кора (литосфера) сейсмоактивных регионов. Этот главный объект выступает как система, подразделяющаяся на подсистемы более

высоких порядков — состава субстрата земной коры (ЗК), геодинамических процессов в ней и ее структуры, т. е. ЗК изучается с точки зрения ее трех фундаментальных свойств. Именно такой подход к проблеме СР позволил более четко определить содержание термина «сейсмогеология». Под сейсмогеологией подразумевается раздел геологии, изучающий особенности состава, структуры и динамики (развития) ЗК (литосферы) в связи с сейсмичностью и характером проявления землетрясений на земной поверхности. Далее будут изложены результаты сейсмогеологического анализа геолого-геофизических материалов.

1.2. Состояние прогноза времени возникновения землетрясений

Землетрясения являются следствием геодинамических процессов в недрах Земли. Во временном проявлении (активизации сейсмических явлений) важную роль играют не только эндогенные процессы, но и космические (астрономические) факторы. Все эти факторы по-разному воздействуют на физические поля и физико-механические свойства среды, в которой происходят землетрясения. Трудность заключается в выделении из суммарных наблюдаемых данных тех, которые предваряют сильные землетрясения. Отсюда возникает необходимость проведения комплексных исследований по поиску предвестников на полигонах, сосредоточенных в сейсмоопасных районах. Создана широкая сеть наблюдений за предвестниками, установлена тесная кооперация ученых разных профилей [288]. Однако проблема прогноза времени оказалась трудной и «идеальный прогноз был дан только однажды — для землетрясения 4 февраля 1975 года на северо-востоке Китая. В 10 часов 30 минут утра этого дня было выпущено официальное сообщение о предстоящем сильном землетрясении... В 19 часов 36 минут произошло землетрясение» [116, с. 45]. Этот факт говорит о возможности прогнозирования землетрясений.

Поиск предвестников осуществляется путем проведения сейсмических, геофизических, геодезических, наклономерно-деформографических, гидрогеодинамических, гидрогеохимических и других исследований.

1.2.1. Состояние прогноза по сейсмическим предвестникам

Сейсмическое поле, возникающее при каждом землетрясении, несет ценную информацию о последующем событии. В качестве предвестников используется ряд критериев — изменение сейсмического режима, механизма очагов землетрясений, отношения амплитуд продольных и поперечных волн, динамические характеристики сейсмических волн, числа возникновения форшоков, «взрыв афтершоков» (B), «рой» (S), «сигма» (Σ), «сейсмическое затишье» и т. д. [236].

Предвестник «сейсмического цикла». Понятие «сейсмический цикл» подразумевает закономерные периодические изменения сейсмичности в некоторой области [337]. В различных регионах промежутки времени между сейсмическими событиями варьируют в широких пределах. Для сильных землетрясений Курило-Камчатской и Алеутской сейсмических зон длительность цикла землетрясений с $M > 7,75$ равна 140 ± 60 лет. В пределах цикла были предсказаны периоды проявления «опасных» и спокойных интервалов времени, в которых вероятности сильных землетрясений различаются на порядок [338]. При составлении долгосрочного прогноза учтена связь между сейсмичностью и изменением наклона лунной орбиты по отношению к плоскости земного экватора (18,6-летний период). В указанный период и в тех местах, где они ожидалось, произошло пять землетрясений с $M > 7,75$. Период повторения сейсмических событий в районе разлома Сан-Андреас оценивается примерно в 100 лет [371].

Периоды повторяемости сильных землетрясений (с $M \geq 5$) в земной коре Северного Тянь-Шаня составляют 46—50 лет, а для Киргизского хребта, Терской-Алатау и Кокшалтау — 150—300 лет [238]. Между тем для Средней Азии, Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии они не превышают 20—30 лет. Согласно расчетам А. Сыдыкова, накопление деформации в земной коре Северо-Тянь-Шаньского мегаблока наблюдалось до 1887 г. Затем наступил этап разрядки, сопровождавшийся сильнейшими землетрясениями (1887, 1889, 1911 гг.). Начиная с 1911 г. на Северном Тянь-Шане высвобождение средней деформации продолжается с почти постоянной скоростью. Наблюдавшаяся в 70-х гг. сейсмическая активизация (8—9-балльное Сарыкамышское (1970 г.), 6—7-балльное Жаланаш-Тюпское (1978 г.), 7-балльное Баканасское (1979 г.)) не понизила напряженного состояния земной коры.

Р. Н. Ибрагимов [121] отмечает, что в Гиссаро-Кокшальском, Южно-Ферганском и Туркестано-Алайском регионах сильные землетрясения проявляются циклично, с характерным временем около 40 лет. На основании выявленной закономерности во временном распределении сейсмичности и карты СР Восточного Узбекистана им выполнен долгосрочный прогноз на ближайшие десятилетия. По сообщению Р. Н. Ибрагимова (1978), землетрясения, которые произошли впоследствии, подтвердили такой прогноз.

Более детальный анализ данных о сейсмической энергии E , выделяющейся при землетрясениях, показал, что в ее спектральном составе доминируют 125-, 63-, 40-, 22-, 11-, 6- и 3-летняя гармоника [177].

Предвестник «сейсмического затишья». Отмечено много случаев, когда в сейсмическом отношении опасная зона «вдруг ослабляет» свою активность. Принято считать, что во время «сейсмического молчания» в недрах Земли накапливается упругая энергия, которая в дальнейшем приводит к сильному землетрясению. В этом отношении интересные материалы получены на Гармском полиго-

не [236]. Сильные землетрясения возникают в краевой или центральной частях зоны затишья. Формирование зоны «сейсмического молчания» и данные о деформациях земной поверхности позволили Ватанабе [51] сделать вывод о том, что в ближайшем будущем вблизи района Токай (Япония) должно произойти землетрясение. Детально изучив сейсмический режим сильных землетрясений, А. Нурмагамбетов и А. Сыдыков [245] показали, что рассматриваемый предвестник перспективен при долгосрочном прогнозе в сейсмотектонических условиях Северного Тянь-Шаня.

Изменение сейсмического режима с глубиной. При изучении сейсмичности ЗК обнаружена концентрация коровых землетрясений на различных глубинах. Афтершоки Парфилдского землетрясения (1966 г.) концентрировались на двух глубинах — 3—4 и 8—9 км — при глубине гипоцентра основного толчка 12 км [373]. В условиях ЗК Узбекистана [253], Северной и Центральной Калифорнии [372] и Японии [374] наибольшее количество энергии выделяется на глубинах 4—6 и 8—12 км. Наблюдаемые случаи «всплывания» гипоцентров афтершоков объясняются как результат последовательного «обрушения кровли», т. е. проскальзывания по крыльям разрыва в зоне концентрации больших скальвающих напряжений [360].

В земной коре Северо-Тянь-Шаньского мегаблока гипоцентры землетрясений сосредоточены главным образом в «гранитном» слое. Располагаются гипоцентры вблизи разломов, в зонах разломов. Разломы высоких порядков, связанные между собой и с глубинным разломом, создают в земной коре тектоническое «дерево» разрывов [109]. Такая разрывная тектоника способствует тому, что изменение напряжений в основном стволе приводит к перераспределению таковых в его ветвях. Смещения крупных блоков по глубинным разломам вызывают соответствующие дислокации в системе более мелких внутриблоковых разрывов, идет процесс «утряски» многочисленных разновеликих блоков в пределах мегаблоков, ограниченных глубинными разломами. Н. М. Чабдаров считает, что процесс «утряски» происходит по нескольким разломам в течение значительного отрезка времени. Этим механизмом он объясняет природу афтершоков Жаланаш-Тюпского землетрясения: после роя их на глубинах 30—40 км следовала серия в интервале 5—20 км; последовательное сокращение интервала глубин действия афтершоков и концентрация их в верхней части земной коры; уменьшение количества афтершоков во времени и миграция их в западном направлении.

Гипоцентры Жаланаш-Тюпского землетрясения и его афтершоков расположены в зоне сочленения Северо-Тянь-Шаньского мегаблока с Чиликским блоком. «История» протекания этого землетрясения (формирование и миграция гипоцентров основного толчка и афтершоков, разрывы на поверхности и т. д.) интересна тем, что она свидетельствует о перспективности разрабатываемой нами модели современного корообразования (см. главу 5). Землетрясе-

ние произошло в пределах той зоны, где ожидалось направленные вверх (из-за увеличения мощности земной коры Северо-Тянь-Шаньского мегаблока) перемещения блока. Трещинообразование шло снизу вверх. Плоскостями смещения служили разрывные нарушения, которые широко развиты в Курметинской зоне.

Накануне Жаланаш-Тюпского землетрясения ощутимых форшоков не наблюдалось. По-видимому, не во всех районах и не для всех землетрясений механизм (эффект) «всплывания» очагов форшоков может быть использован как один из прогностных признаков.

Изменение скоростей сейсмических волн. На Гармском полигоне непосредственно перед сильным землетрясением были обнаружены большие изменения отношения скоростей V_p/V_s [149, 295]. Это открытие советских ученых вызвало интерес у сейсмологов, и теперь на всех прогностических полигонах мира проводятся работы по изучению связи между сейсмичностью и скоростями V_p, V_s [136]. Величина V_p/V_s возвращается к «нормальному» положению перед землетрясением. Отклонение величины V_p/V_s от «нормальных» значений в меньшую сторону достигало 10—13%. По мнению авторов работы [136], длительность периода, в течение которого отношение V_p/V_s уменьшается, пропорциональна силе землетрясения.

Объяснению природы «бухт» на сейсмических скоростях V_p и V_s посвящены труды многих ученых, в том числе известные модели подготовки землетрясений — лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) и дилатантно-диффузионная (ДД). Согласно модели ЛНТ, на стадии I под действием рав-

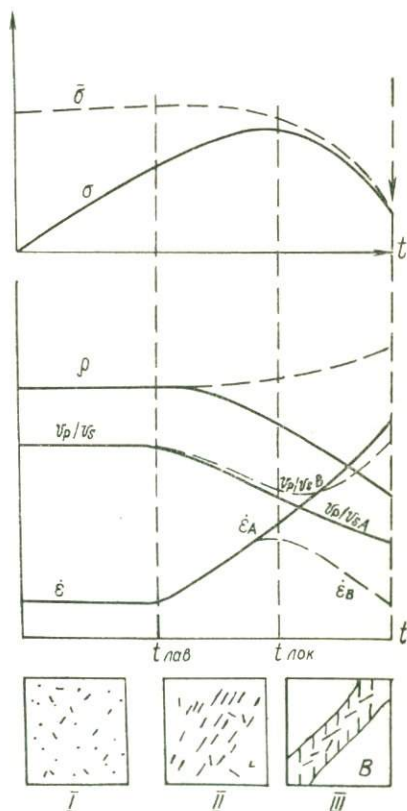


Рис. 1. Схема модели ЛНТ подготовки землетрясений [235]. σ и $\bar{\sigma}$ — тектоническое напряжение и прочность пород в зоне подготовки землетрясения; ϵ , V_p/V_s , ρ — скорость деформации, отношение скоростей сейсмических волн и электросопротивление в зоне неустойчивого трещинообразования А и внешней зоне В; t — время; $t_{\text{лав}}$ — начало лавинообразного взаимодействия; $t_{\text{лок}}$ — начало локализации. В квадратах показано развитие процессов трещинообразования по стадиям I—III

номерно усиливающегося напряжения число трещин в горных породах медленно нарастает, что приводит к уменьшению отношения V_p/V_s [235]. При переходе к стадии II расстояние между трещинами уменьшается, но их число «лавиново» растет. По мнению В. И. Мячкина [235], процесс трещинообразования должен либо затухнуть, либо сконцентрироваться в узкой зоне (стадия III), в результате чего образуется магистральный разрыв (рис. 1).

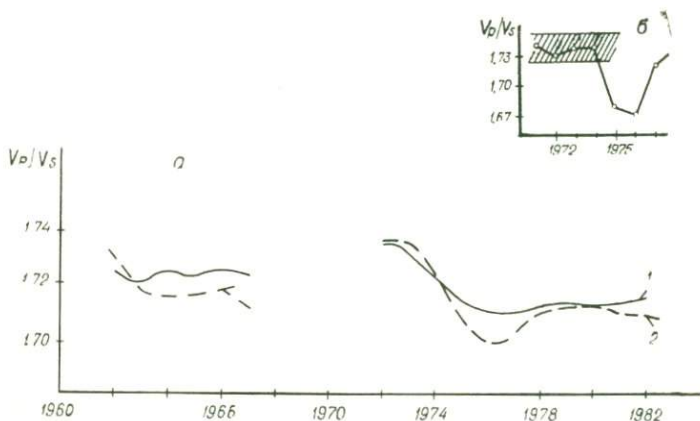


Рис. 2. График изменения среднегодовых значений V_p/V_s : а — для хребтов Зайлииский и Кунгей-Алатау (1) и Чиликской зоны (2) (по Н. Н. Михайловой, 1984 г.); б — накануне Жаланаш-Тюпского землетрясения 25 марта 1978 г. [238]

По модели ДД упругие напряжения накапливаются лишь на стадии I, «на стадии II появляются и раскрываются трещины отрыва, образующие пустоты. Объем дилатирует, т. е. увеличивается за счет этих пустот: ранее насыщенная водой порода обсушивается и упрочняется, так как увеличивается эффективное давление (разность между всесторонним и поровым давлением) на ее скелет. На стадии III за счет диффузии воды в образовавшийся пористый объем прочность пород снова понижается и в тот момент, когда они уравниваются с нарастающим внешним напряжением, происходит скалывание породы — начинается землетрясение» [235].

Более поздние и детальные исследования показали, что механизмы возникновения многочисленных сильных землетрясений и формирование их предвестников, в том числе отношения V_p/V_s , не получают объяснения с позиции моделей ЛНТ и ДД. На рис. 2 приведена кривая изменения среднегодовых значений V_p/V_s , построенная для эпицентральной области Жаланаш-Тюпского землетрясения [238]. Как видно, в 1975—1976 гг. величина отношения V_p/V_s уменьшилась от 1,73 до 1,69, затем она увеличилась и непосредственно перед землетрясением в 1977 г. стала равной 1,73.

Такая «бухта» во временном изменении отношения скоростей V_p и V_s , по мнению авторов работы [238], обусловлена Жаланаш-Тюпским землетрясением. Близкая по форме аномалия ими получена на графике отношений амплитуд поперечных волн к амплитудам продольных волн. Продолжительность аномалии составила три года. Минимального значения отношение V_p/V_s достигло в 1977 г. и к моменту землетрясения вернулось к исходному положению.

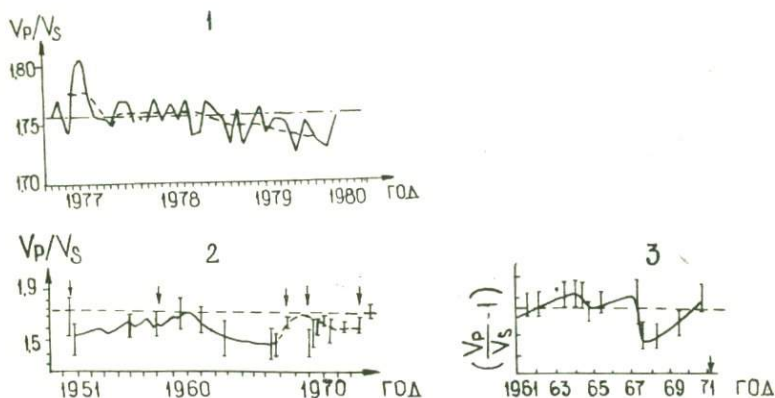


Рис. 3. Изменение во времени отношения V_p/V_s на Душанбинском полигоне (1), в Японии (2), Калифорнии (3). Стрелками показаны моменты возникновения землетрясений

Более детальное исследование показало, что отношение V_p/V_s подвержено временным изменениям (независимо от землетрясения) [173]. При этом вариация на графике « V_p/V_s —время» наблюдается не только от года к году, но и от месяца к месяцу. На рис. 3 иллюстрируются «аномалии» в V_p/V_s , зафиксированные в различных регионах мира [133]. «Аномалии» во временном ходе V_p/V_s в 1966—1969 и 1977—1980 гг. носили планетарный характер, и, следовательно, привязка их к конкретным землетрясениям, происшедшим в районах измерения скоростей V_p и V_s , неоправдана. Становится очевидным, что выделение «вклада» отдельных землетрясений в формировании аномалий во временном ходе отношения V_p/V_s —задача сложная. Такой «вклад», который может наблюдаться на общем фоне временного хода V_p/V_s , будет носить локальный характер.

Изменение числа слабых землетрясений. При изучении закономерности проявления слабой сейсмичности в ряде случаев отмечалось, что накануне сильного землетрясения ее уровень возрастает. Авторы работы [375] такое возрастание обнаружили за 10 сут до основного толчка. Накануне Жаланаш-Тюпского землетрясения во временном ходе отношения N_8/N_9^* была выявлена аномалия [238].

Так, если до 1971 г. это отношение находилось на уровне 3, то с 1971 г. оно уменьшилось до 1,5 (рис. 4). Затем накануне землетрясения значение N_8/N_9 возросло до 3. Перед рассматриваемым землетрясением число слабых землетрясений резко возросло. Например, если общее число всех зарегистрированных землетрясений ΣN к концу 1975 г. и в начале 1976 г. составляло 0,3—0,4 в сутки, то перед Жаланаш-Тюпским землетрясением оно достигло 1,3 в сутки. Особенно сильно ΣN возросла за три-четыре месяца до основного толчка.

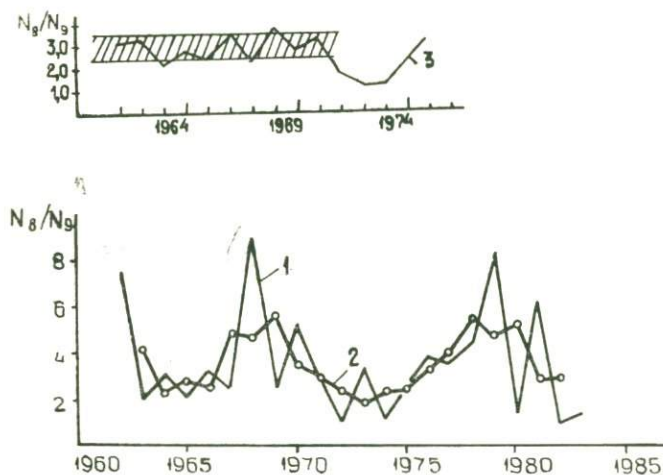


Рис. 4. Изменение отношения числа землетрясений с $K=8$ к землетрясениям с $K=9$ для хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау (по Н. Н. Михайловой, 1984 г.): 1 — наблюдаемые значения; 2 — осредненные по трем годам; 3 — накануне Жаланаш-Тюпского землетрясения [238]

Однако детальное изучение слабой сейсмичности территории Заилийского Алатау показало, что наличие связи отношения N_8/N_9 с Жаланаш-Тюпским землетрясением не доказано. Дело в том, что кривая N_8/N_9 подвержена временным колебаниям (см. рис. 4). Максимумы на ней зафиксированы в 1969—1970 и 1978—1981 гг.

Поведение параметра ΣN , так же как и долговременные изменения V_p/V_s и γ (рис. 4), отражает один общий геодинамический процесс.

Изменение количественных параметров сейсмического режима. В качестве предвестников сильных землетрясений в ряде случаев используют уменьшение наклона графика повторяемости γ землетрясений (увеличение сильных землетрясений) и приращение сейсмической активности A_{10} [235]. Для территории Тянь-Шаньского сейсмогена были проведены расчеты по выявлению площадного и временного изменения параметров γ и A_{10} [238].

* N_8 и N_9 — количество землетрясений с $K=8$ и 9 (K — энергетический класс).

Среднее значение угла наклона графика повторяемости равно $0,47 \pm 0,035$, и заметные колебания во времени накануне сильных землетрясений не наблюдались. Таким образом, обнаружить зависимость между параметрами сейсмического режима происшедших землетрясений с моментами возникновения новых сильных землетрясений пока не удалось.

Предвестники «взрыв афтершоков» (В), «рой» слабых землетрясений (Sw) и резкое возрастание суммарной площади разрыва «сигма» (Σ). В качестве долгосрочных предвестников сильных землетрясений в ряде регионов используются три предвестника: «взрыв афтершоков» В, «рой» Sw и «сигма» (Σ) [51, 52, 139]. «Взрыв афтершоков» — серия афтершоков в первые несколько дней после главного толчка; «рой» — группа землетрясений, сосредоточенная во времени и в пространстве и возникшая в период, когда сейсмическая активность региона была достаточно велика по сравнению со средней; «сигма» — аномально большое значение суммы энергии землетрясений в степени примерно $2/3$ [52]. Предвестник В применялся в пяти регионах. Результаты исследований подтвердили его значимость.

Перспективность перечисленных предвестников для долгосрочного прогноза на Памире и Тянь-Шане обсуждена С. Х. Негматуллаевым и др. [237]. По их мнению, «практическая полезность этих предвестников ограничена тем, что они не указывают место готовящегося землетрясения» [237, с. 15].

В. Г. Кейлис-Бороком и др.* предложена методика диагностики периодов повышения вероятности по комплексу свойств общего потока землетрясений. Испытание методики для Кавказа, Востока, Средней Азии и других районов дало обнадеживающие результаты.

1.2.2. Состояние прогноза по геофизическим предвестникам

На прогностических полигонах проводятся геомагнитные, электромагнитные, электротеллурические, геоэлектрические и гравиметрические наблюдения, основная цель которых — выявление в вариациях полей информации, связанной с процессами подготовки и протекания землетрясений.

Геомагнитные предвестники. Имеется обширная литература, посвященная связи геомагнитных вариаций с сейсмическими явлениями в земной коре и ее напряженным состоянием [4, 282, 301]. Поэтому, опуская детальный обзор литературы, отметим лишь, что некоторый успех в этом направлении достигнут в последние годы, особенно после разработки протонных магнитометров.

Наиболее активные исследования по обнаружению сейсмомагнитных эффектов проводятся на прогностических полигонах Средней Азии и Казахстана. На Гармском полигоне Ю. П. Сивово

* Долгосрочный прогноз землетрясений. М., 1986. 128 с.



(1980) зафиксировал локальные геомагнитные вариации при землетрясениях с магнитудой $M > 3$. Считается, что вариации геомагнитного поля появляются в результате изменения намагниченности тела под действием сжимающих напряжений, которые «возникают за счет сближения Евразийской и Индийской плит литосферы» [91].

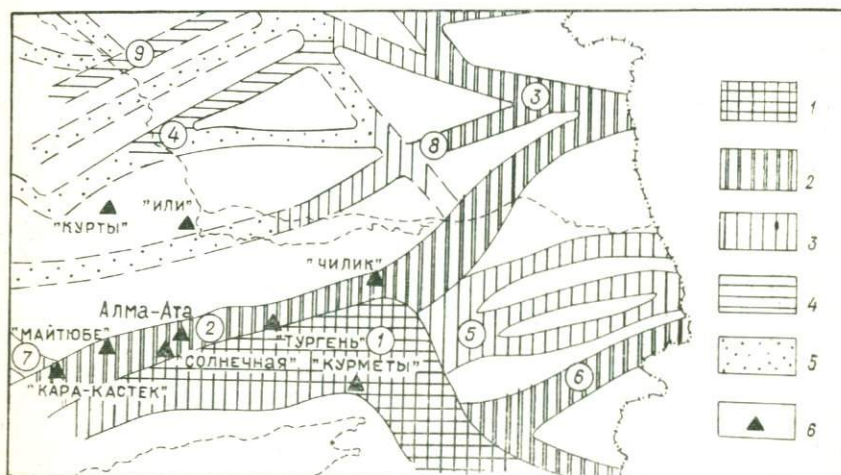


Рис. 5. Схема размещения магнитовариационных станций (МВС) в сейсмогенных зонах (цифры в кружках): 1 — Кунгей-Заилийской; 2 — Алма-Атинской; 3 — Южно-Джунгарской; 4 — Кокшеельской; 5 — Кетменских; 6 — Басулытауской; 7 — Кендыктасской; 8 — Конуроленской; 9 — Таукумской; с возможной магнитудой землетрясений: 1 — $M \approx 8$; 2 — $M \approx 7,5$; 3 — $M \approx 7$; 4 — $M \approx 6,5$; 5 — $M \approx 6$; 6 — пункты МВС

Большим успехом в проблеме поиска геомагнитных предвестников явились результаты, полученные на Ташкентском полигоне накануне Алайского землетрясения [207]. По аномалии вариаций поля предсказано время возникновения сильного землетрясения. Прогноз подтвердился. Более 40 аномальных вариаций геомагнитного поля, которые связываются с землетрясениями, зафиксированы в мире [302]. Кроме того, накоплены материалы, свидетельствующие о значительных различиях в пространственно-временных и амплитудно-частотных характеристиках аномалий векового хода (АВХ) в различных районах. В. В. Максимчук [211] показал, что АВХ (интенсивность 2—5 нТл/год) охватывают весь Карпато-Балканский сейсмоактивный регион. На Урале, являющемся асейсмичным регионом, выделены зоны, величины аномалий в которых достигают 10—20 нТл/год [272].

Геомагнитные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне проводятся в целях оценки возможности использования вариаций геомагнитного поля при изучении современных процессов в земной коре и верхней мантии в связи с особенностями

геологического строения земной коры и выделения в ней подвижных тектонических элементов, а также исследования структуры поля как возможного индикатора землетрясений и современных движений земной коры.

В соответствии с требованиями, вытекающими из поставленных задач, и создана магнитологическая сеть (рис. 5). Организация

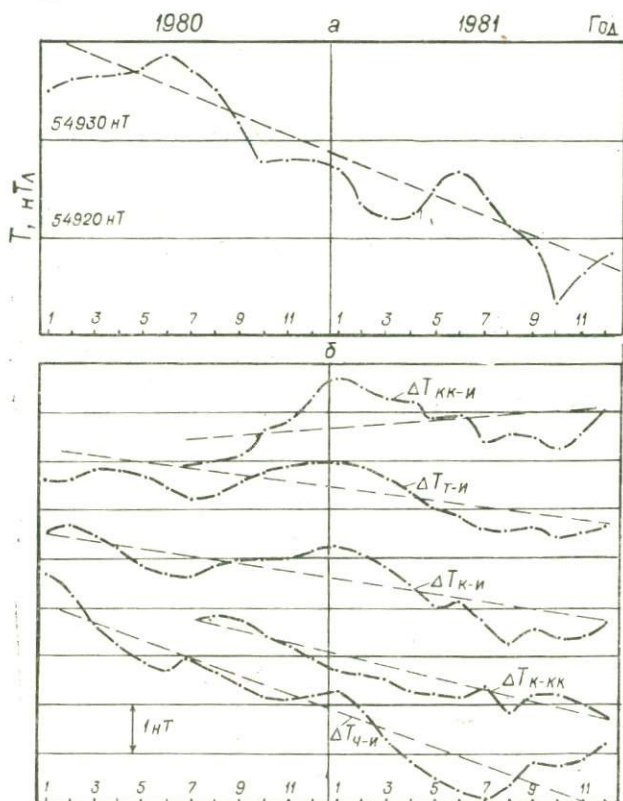


Рис. 6. Графики среднемесячных значений вариаций геомагнитного поля T на некоторых стационарных пунктах Алма-Атинского полигона [178]: а — изменение модуля T на станции «Или», б — изменение разностей значений T на станциях: И — «Или», Кк — «Каракастек», К — «Курменты», Ч — «Чилик». Пунктир — поведение аномалии векового хода

магнитологических работ потребовала решения ряда технических и методических задач, связанных с выбором районов для размещения аппаратуры, разработкой методики проведения наблюдений, интерпретацией получаемых материалов и т. д. [165, 178]. При анализе материалов стационарных магнитовариационных станций основное внимание уделяется изучению природы пространственных и временных особенностей протекания вариаций различной продолжительности и интенсивности. В результате установлены медлен-

ные (периодические и направленные) изменения полей T , $\delta\Delta T$ и аномалии локальных вариаций.

Медленные вариации прослеживаются на графиках среднемесячных значений T (рис. 6, а) и $\delta\Delta T$ (рис. 6, б). Так, например, в 1980—1981 гг. во временном ходе $\delta\Delta T$ четко проявляются сезонные (период — несколько месяцев) и годовые (период — 1 год) вариации. Особенностью их является относительное понижение поля на стационарных пунктах летом и его повышение зимой. Полная

Таблица 1. Характеристика аномалий, связанных с магнитными бурями 1981 г.

Начало	Конец	Продолжительность, сут	Интенсивность (нТл) по станциям				
			«Курменты» — «Или»	«Тургень» — «Или»	«Чилик» — «Или»	«Каракастек» — «Или»	«Майтубе» — «Или»
23.02	21.03	28	-5	-2	-3,5	-1,5	-
21.03	6.04	16	-2,5	-1,5	-2,5	-2	-
7.04	7.05	30	-4	-1,5	-2,5	-2	-2
8.05	27.05	19	-3	-2	-2	-2,5	-2
20.07	4.08	14	-3	-2	-1,5	-1,5	-1,5

амплитуда таких колебаний составляет 2—3,5 нТл. Кроме того, в $\delta\Delta T$ присутствуют тренды, скорости которых на разных станциях различные. На магнитовариационных станциях (МВС) «Чилик» (5 нТл/год), «Курменты» (2,0 нТл/год) и «Тургень» (1,7 нТл/год) разностные поля понижаются, а на МВС «Каракастек» (западная часть полигона) зафиксировано относительное повышение поля со скоростью 0,5—1,0 нТл/год. Время проявления квазипериодических вариаций $\delta\Delta T$, как правило, совпадает со временем проявления аномалий в других геофизических полях (электромагнитные, гравитационные, гидрогеологические и др.).

На Алма-Атинском полигоне зарегистрирован ряд аномалий $\delta\Delta T$ в форме «бухт» с амплитудой 1—6 нТл и продолжительностью от 5—6 до 30 сут (табл. 1). Некоторые из этих аномалий наблюдались в периоды усиления сейсмической активности (толчки с $K=7-9$) вблизи МВС «Курменты», на которой аномальные эффекты проявились наиболее отчетливо. Геомагнитная активность служит индикатором корпускулярной активности Солнца [292]. В день начала геомагнитного возмущения давление атмосферы понижается в среднем на 0,73 мбар, а на третий день возрастает на 0,88 мбар. Эти изменения давления, возможно, служат в качестве спускового механизма землетрясений. Независимо от возникновения землетрясений установлена прямая связь аномалий $\delta\Delta T$ с процессами подготовки и релаксации магнитных бурь большой и очень большой интенсивности. Как правило, магнитные бури появляются на спаде кривых $\delta\Delta z$ или вблизи экстремума. Характерное время запаздывания начала магнитной бури от начала аномалии

$\delta\Delta T$ составляет (0,2—0,5) τ (τ — продолжительность аномалии). Иногда за время существования аномалий $\delta\Delta T$ происходит несколько бурь, следующих друг за другом с интервалом 1—3 сут. Отмечается отчетливая корреляция во временном ходе модуля T (депрессия до 10—15 нТл) и $\delta\Delta T$ и корреляция интенсивности аномалий $\delta\Delta T$ с расстоянием от опорной точки до точки наблюдения. По отношению к опорной станции «Или» такие аномалии $\delta\Delta T$ имеют отрицательный знак.

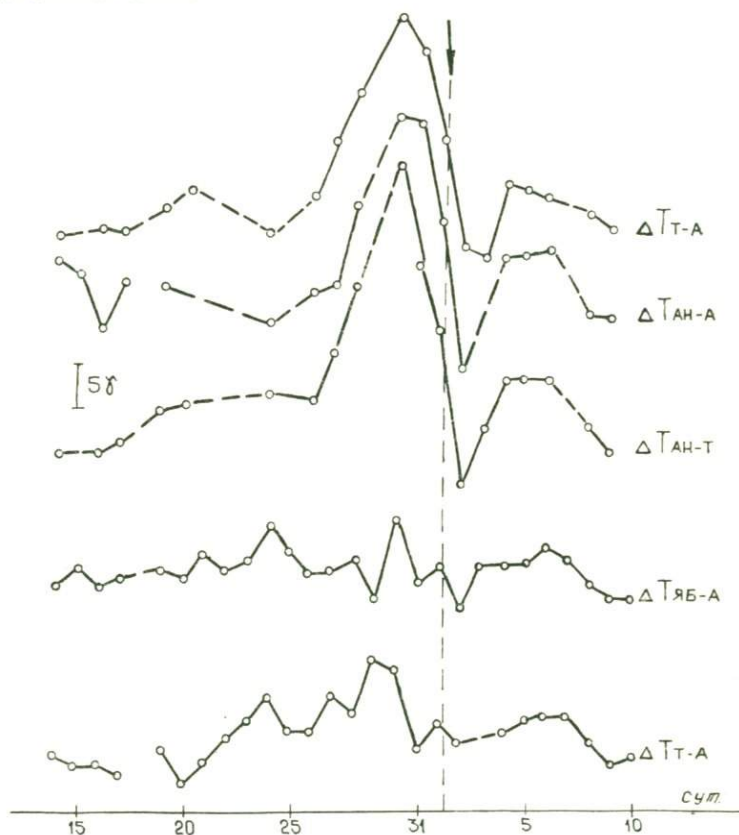


Рис. 7. Аномалии ΔT в октябре — ноябре 1979 г. по станциям «Алма-Ата» (А), «Андижан» (Ан), «Тургень» (Т), «Янги-Базар» (ЯБ)

Вариации геомагнитного поля летом 1978 г. на пунктах «Тургень», «Алма-Ата» протекали идентично. Разность ΔT , вычисленная по среднесуточным значениям, колебалась от 88 до 93 нТл, т. е. при среднем значении 90 нТл разброс в указанный период не превышал ± 3 нТл. С 20 октября на кривой $\delta\Delta T$ начала «формироваться» аномалия (рис. 7), интенсивность которой возрастала до 30 октября. Максимальное значение $\delta\Delta T$ составило 12 нТл. 31 ок-

тября в 16 ч по местному времени в 120 км юго-западнее Алма-Аты произошло землетрясение интенсивностью в эпицентре 5—6 баллов, а 1 ноября в 1 ч 49 мин в Алайской долине (450 км от Алма-Аты на территории Узбекистана) произошло сильное землетрясение ($M=6,5-7$).

Совместный анализ результатов магнитовариационных наблюдений на Алма-Атинском и Андижанском полигонах позволил заключить, что полученные на различно удаленных друг от друга

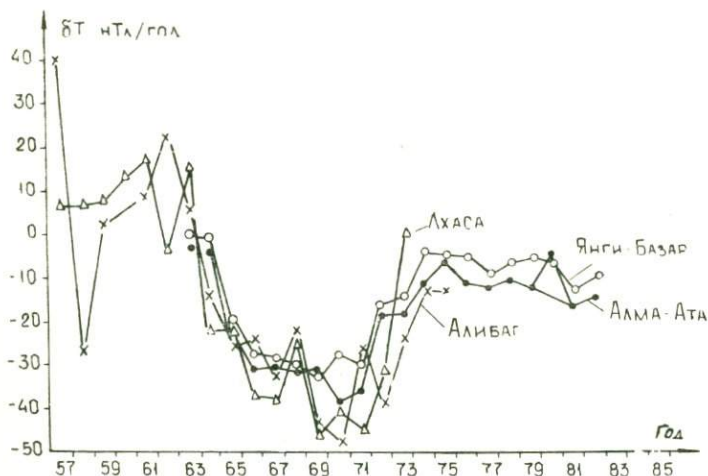


Рис. 8. Временное изменение магнитного поля [178]

(до 450—500 км) станциях аномалии в δT можно считать обусловленными планетарными факторами, в результате действия которых повысилась общая сейсмоактивность земной коры Тянь-Шаньской горной системы. Разрядка напряжений привела к ее ослаблению. О справедливости такого вывода говорят следующие данные.

1. В течение последних 20 лет геомагнитное поле в районе Алма-Аты уменьшалось (рис. 8). На фоне его убывания в 1964—1974 гг. зафиксирована аномалия второго ранга. Градиент изменения поля был наиболее резким в 1963—1966 гг. и в 1971—1975 гг. Величины ΔV составляли от (-3) — (-5) до (-32) — (-35) и от -35 до (-10) — (-15) нТл/год соответственно [178].

Оценка пространственных градиентов векового хода выполнена для двух интервалов времени. Первый интервал (1966—1969 гг.) соответствует наибольшей величине векового хода (30—35 нТл/год), второй (1976—1979 гг.) — наименьшей (5—10 нТл/год). На основе этих данных построены карты изопор полного вектора поля для эпох 1967,5 и 1977,5 года, осредненные по указанным трехлетним интервалам (рис. 9). Как видно, за десять лет произошло заметное замедление векового хода, однако его пространственный

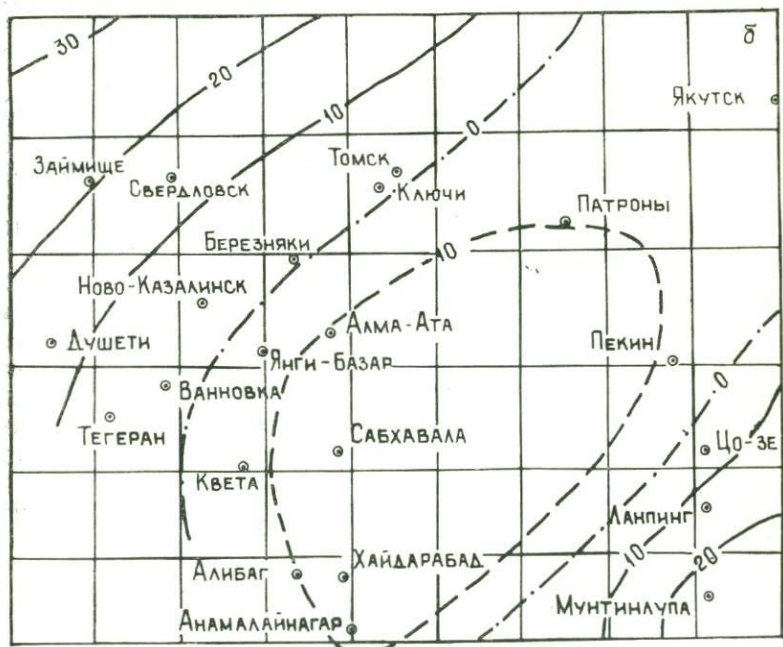
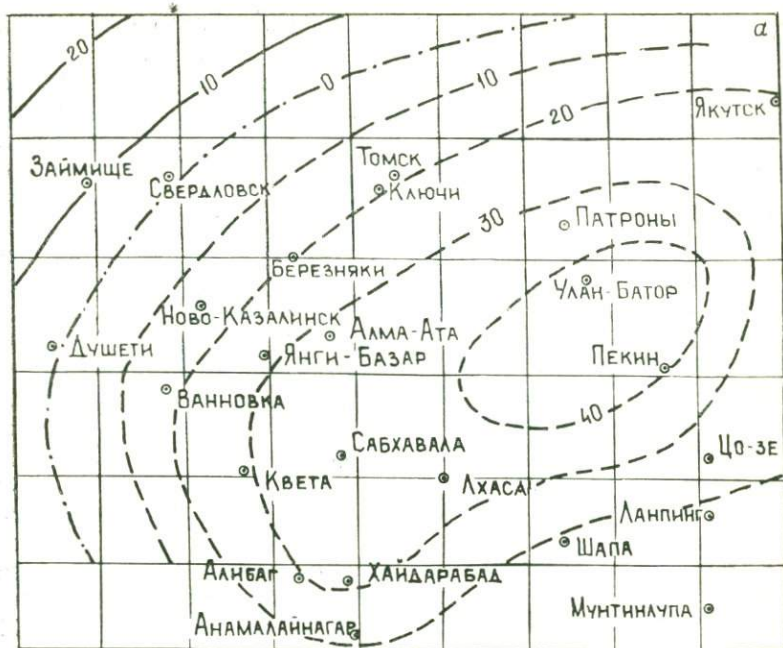


Рис. 9. Карты изопор модуля геомагнитного поля: а — для эпохи 1967,5 г.; б — для эпохи 1977, 5 г. [178]. Изолинии: сплошные — положительные, пунктирные — отрицательные

градиент в районе Алма-Аты не претерпел существенных изменений. Значения градиентов составляют 0,015 нТл/год·км для эпохи 1966,5 года и 0,014 нТл/год·км для эпохи 1977,5 года.

Как известно (см. главу 4), в 1970 г. в 170 км к юго-востоку от Алма-Аты произошло землетрясение с $M=6,6$. Возникает вопрос: отразился ли процесс подготовки этого события на вековом ходе геомагнитного поля в районе Алма-Аты? Если рассматривать кривую АВХ по обсерватории Алма-Аты изолированно от других материалов, можно было бы заключить, что бухтообразное изменение векового хода, наблюдавшееся с 1963 по 1971 г. и «исчезнувшее» после землетрясения, является долгосрочным предвестником. Более того, к аномальному эффекту этого землетрясения можно было бы отнести и тот факт, что именно в 1970 г. вековой ход был наиболее интенсивным (-40 нТл/год). Однако данные о вековом ходе по другим обсерваториям мира (см. рис. 8) показывают, что такое заключение лишено оснований. Дело в том, что отрицательная бухта с 1964 по 1974 г. наблюдалась не только в районе Алма-Аты, но и в других обсерваториях. Последние удалены друг от друга на расстояния от 800 до 2,5 тыс. км, но расположены на одной изолинии карты изопор. Эти материалы свидетельствуют о том, что характер векового хода в районе Алма-Аты определяется не локальными и не региональными процессами, а процессами глобального масштаба. Следовательно, аномалии АВХ 1964—1974 гг. нельзя связывать с процессами подготовки Сарыкамышского, Жаланаш-Тюпского и других землетрясений. Важно подчеркнуть другое — интервалы времен формирования АВХ и повышения сейсмической активности совпадают между собой.

Совместное рассмотрение «геомагнитных предвестников» [302] с данными о магнитной активности показало, что все они (предвестники) зафиксированы в периоды повышения магнитной активности [178].

2. Можно предполагать, что локальные аномалии в вариациях геомагнитного поля формируются на фоне многолетних сезонных и месячных аномалий [168, 170, 174]. Полученные с 1981 по 1987 г. экспериментальные материалы указывают на отсутствие локальных аномалий на всей территории полигона. Отклонение в вековом ходе по каждой отдельной станции от его средней величины не превышает утроенной погрешности определения среднегодовых значений поля. Средняя величина пространственного градиента составляет 0,01 нТл/год·км, и она близка к уже упомянутым величинам градиентов поля (см. рис. 9, а, б).

С 1981 по 1984 г. на территории Алма-Атинского полигона произошло два сильных землетрясения. Первое из них с $K=13,7$ зарегистрировано 31.12.1982 г. в 65 км к юго-западу от МВС «Тургень» (прибор МПП-1) и примерно на том же расстоянии к юго-востоку от МВС «Тянь-Шань» (прибор МПП-1). Второе землетрясение с $K=13,8$ произошло 23.10.1984 г. в Южной Джунгарии на расстоянии 80 км от МВС «Чилик» (прибор МПП-1). Однако

названным событиям не предшествовали ощутимые аномалии векового хода. Но это не означает, что метод магнитометрии перспективен в решении задач сейсмологии.

Роль вариаций геомагнитного поля в решении задач современной геодинамики отчетливо вырисовалась после того, как был изменен подход к анализу экспериментальных материалов [171, 176].

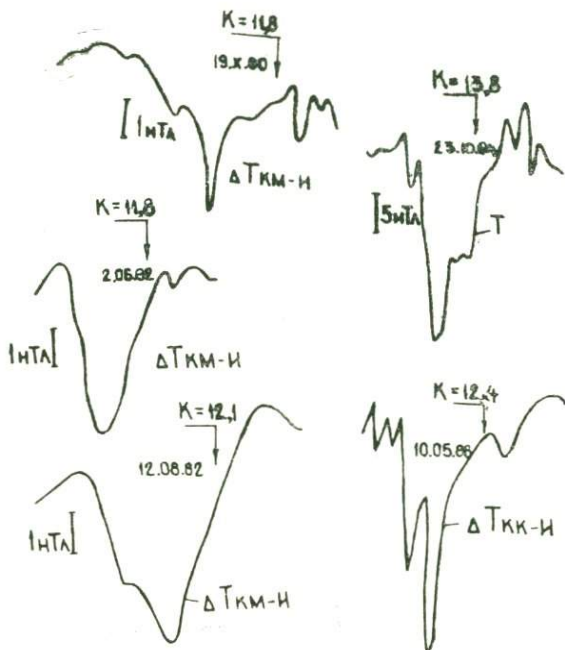


Рис. 10. 27-суточные вариации модуля магнитного поля и землетрясения. K — энергетический класс; разности модуля T : $\Delta T_{\text{КМ-И}}$ — по станциям «Курменты» и «Или»; $\Delta T_{\text{Кк-И}}$ — по станциям «Каракастек» и «Или». Горизонтальный масштаб: 1 см — 2 суток

Более приемлемым оказался подход, основанный на анализе периодичностей в гео- и гелиофизических процессах. Оказалось, что во временном спектре магнитного поля (причиной возникновения вариаций с периодами до 22 лет является солнечная энергия; см. главу 4) и сейсмической энергии, выделяющейся при землетрясениях, содержатся близкие гармоники. При этом землетрясения закономерно распределяются внутри бухтообразных вариаций (рис. 10). Моменты возникновения более 80 % землетрясений с $K \geq 12$, происшедших на территории Джунгарского и Северо-Тянь-Шаньского орогенов с 1980 по 1986 г., находятся на восходящих ветвях бухт.

Для того чтобы проверить, случайно или закономерно распре-

деляются землетрясения внутри бухтообразных вариаций его магнитного поля, было проанализировано 5776 землетрясений по Средней Азии и Казахстану [48]. Результаты анализа свидетельствуют о принципиальной возможности усиления сейсмического режима за счет внешних факторов, индикаторами которых служат вариации геомагнитного поля. Иными словами, вариации поля являются показателем изменения тех сил (энергии), которые воздействуют на напряженное состояние земной коры.

Гравиметрические предвестники. Изучение неприливных изменений силы тяжести началось сравнительно недавно. Было установлено, что сила тяжести подвержена значительным вариациям. Выделяются глобальные, региональные и локальные ее изменения [45]. Ю. Д. Буланже рассмотрел в основном региональные изменения силы тяжести и показал, что изменение силы тяжести, вызванное перемещением масс, залегающих под земной поверхностью, может составить 0,2 мкГал на 1 м изменения высоты на поверхности Земли. Существенный вклад в возмущения гравитационного поля вносят сезонные перемещения атмосферных масс. В случае термоупругих деформаций Земли между вертикальными смещениями точек и изменениями силы тяжести существует связь: $\Delta g \sim \frac{2g}{a} h$, где $\frac{2g}{a} = 0,308$ мГал/м. «Одним из наиболее ярких примеров вариаций силы тяжести, обусловленных сейсмической активностью, является наблюдение во времени Манусирского роя землетрясений 1965—1967 гг.» [282, с. 265]. Значение силы тяжести с ноября 1965 г. по декабрь 1966 г. уменьшилось почти на 0,1 мГал. Уменьшение ее и последующее возрастание объясняется возникновением дилатансии.

В зоне Передового разлома Копетдага (Ашхабадский полигон) с 1966 г. проводятся высокоточные наблюдения вариаций силы тяжести [164]. Измерения выполняются на профиле длиной 12 км. Вариации силы тяжести находятся в соответствии с характером изменения наклонов земной поверхности и сейсмичности земной коры.

В целях оценки возможности использования неприливных вариаций гравитационного поля для изучения физических и других процессов в земной коре, что может иметь значение для прогнозирования землетрясений, на Алма-Атинском полигоне проводились гравиметрические исследования. Получены материалы, свидетельствующие о корреляции между вариациями силы тяжести и современными процессами в земной коре [172]. В северной части полигона, на Алма-Атинском профиле (рис. 11), с 1974 по 1977 г. в зоне Бакбактинского и Кокшеельского (пункты 16—17) разломов сила тяжести постепенно возрастала. По отношению к пункту 9 (он заложен в относительно асейсмичном районе, Балхашский срединный массив) ее приращение составило +80 мкГал. В 1978 г. характер вариации изменился — сила тяжести начала уменьшаться

ся. К июлю—августу 1979 г. значение силы тяжести в этом районе уменьшилось практически до первоначального (1974 г.) и в это время произошло сильное ($M=6,1$) Баканасское землетрясение [111]. Это землетрясение нашло отражение в изменении поля силы тяжести в районе его эпицентра (пункты 14—15): съемкой после землетрясения в октябре обнаружена вариация поля, достигающая 150—170 мкГал.

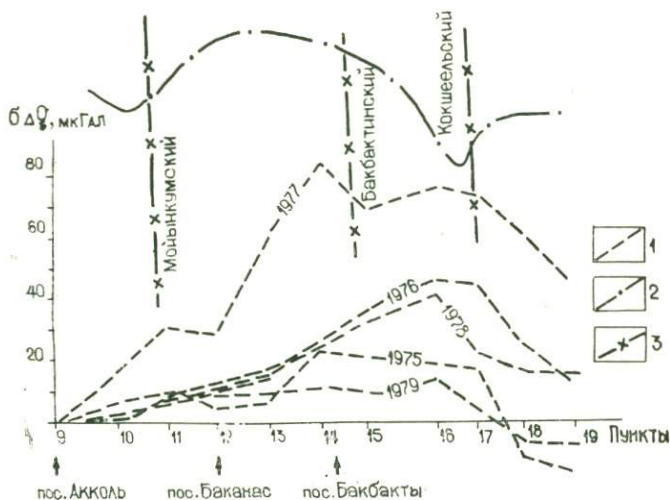


Рис. 11. Вариации приращения силы тяжести с 1975 по 1979 г. (1) и аномалия Δg в редукции Буге (2) по профилю, пересекающему зоны разломов (3) в юго-восточной части Южно-Прибалхашской впадины.

Перед землетрясением (1 августа 1978 г., $M=5,6$) в Южной Калифорнии (на расстоянии 67 км от эпицентра) отмечено уменьшение силы тяжести на 50 мкГал [376]. Аномалия формировалась с середины 1975 г. до середины 1977 г.

Геоэлектрические предвестники. Вариации электрического сопротивления горных пород несут ценную информацию о процессах, происходящих в земной коре, и метод сопротивления используется при прогнозировании землетрясений. На Гармском [26, 27, 239, 300] и Фрунзенском [323] полигонах в результате длительных регулярных наблюдений обнаружена связь между изменениями ρ_k и местными землетрясениями. За два-три месяца перед землетрясениями ($K=12-13$), которые происходили в радиусе 10 км от центра измерительной установки, ρ_k уменьшалось на 15—18% [27]. Землетрясения возникали на минимуме ρ_k . Проведенные в эпицентральной зоне Газлийских землетрясений К. Н. Абдуллабековым и другими сотрудниками ИС АН УзССР исследования показали, что всем афтершокам (с $K>10$) предшествуют аномалии в ρ_k . Афтершоки возникали на восходящей кривой ρ_k (после землетрясения ρ_k возрастало). 17 и 24 апреля 1976 г. на участке

Газли при повышении сейсмической активности ρ_k уменьшилось до 57 % за 5—6 ч до толчков. По мнению К. Н. Абдуллабекова и др. [3], это обусловлено ослаблением прочности пород за счет притока жидкости или увеличения порового давления в области очага.

В зоне разлома на территории Ашхабадского полигона выявлены аномалии электропроводности с амплитудой до 40 %, связанные с процессами подготовки землетрясения с $K=13$ [5]. Здесь же наблюдаются закономерные с амплитудой до 70 % и длительностью 15—30 суток флюктуации ρ_k , не приуроченные к конкретным сейсмическим событиям. Причины изменения электросопротивления пород накануне землетрясения не совсем ясны. По мнению Рикитаке [282], «изменения сопротивления отражают образование клиноподобного разрыва непосредственно перед основным разрывом в земной коре» (с. 254). Скачки в величинах сопротивления объясняются скачкообразным изменением деформации. Этот механизм, на наш взгляд, более однозначно объясняет то положение, что ρ_k по-разному изменяется при растяжении и сжатии земной коры. Электросопротивление оказалось чувствительным параметром к изменению деформации. Изменение деформации примерно на 10^{-9} находит отражение во временном ходе ρ_k [282]. В то же время такая чувствительность параметра ρ_k к деформации осложняет его использование в прогностических целях. Существенным недостатком проводимых на прогностических полигонах геоэлектрических исследований является малая глубинность закладки электродов. В результате аппаратура фиксирует сезонные колебания сопротивления пород, которые не обусловлены сейсмичностью. Это иллюстрирует рис. 12, где отчетливо проявляется годовая гармоника. Такие «аномалии» ошибочно приняты за предвестниковые.

Электротеллурические предвестники. К настоящему времени на прогностических полигонах мира накоплен экспериментальный материал, свидетельствующий о возможности использования метода электротеллурического поля (ЭТП) при прогнозе сильных землетрясений [174, 267, 305, 307, 368]. Длительность возмущений ЭТП колеблется в широком диапазоне (от минут до года), а амплитуда аномалий достигает первых десятков милливольт на линиях длиной 200—500 м. Аномалии наблюдались на расстояниях до 200—400 км и более от эпицентра землетрясения. Между тем отмечается много случаев, когда землетрясения происходят без «предваряющих» аномалий. Нередки случаи, когда аномалии в ЭТП фиксируются, а землетрясения не возникают. Все это свидетельствует о сложности процессов формирования возмущений в ЭТП и недостаточной изученности их природы.

В целях исследования структуры ЭТП и оценки возможности использования его вариаций как предвестников коровых землетрясений в тектонических условиях Северного Тянь-Шаня нами была организована сеть из пяти станций режимных наблюдений за

длиннопериодными вариациями электротеллурического поля [174, 175]. Расстояние между станциями, совмещенными с магнитными станциями, составляет 60—100 км (см. рис. 5).

При установке станций кроме особенностей тектонического строения территории учитывались и геоморфологические условия, соблюдались условия однородности верхних частей геоэлектрического разреза, проводились исследования электрических помех различной природы (индустриальные помехи, «меняющиеся во

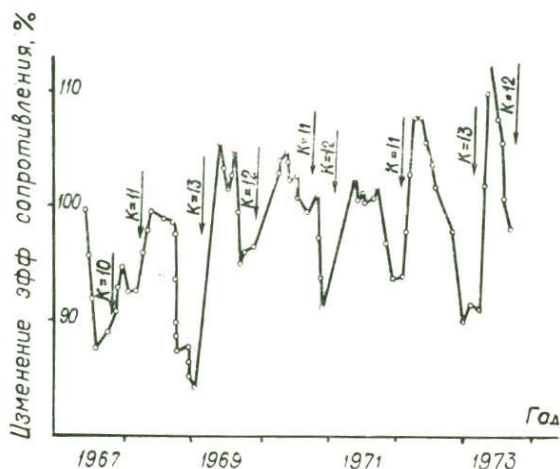


Рис. 12. Вариации кажущегося сопротивления ρ_k на Гармском полигоне [236].
Стрелка — момент возникновения землетрясения; K — энергетический класс

времени» и фильтрационные поля). Для заложения датчиков участки выбирались с наименьшими уклонами дневной поверхности, без постоянных водотоков. На них осуществлялись площадные и профильные съемки методами естественного электрического поля (ЕП) и постоянного тока (СЭП, ВЭЗ). В результате определено сопротивление верхних частей разреза и выяснено, что постоянные электрические поля в целом имеют спокойный характер, без значительных локальных аномалий, градиенты поля не превышают 20 мВ/км (этим требованиям не удовлетворяет станция «ГАИШ», где наблюдается общее повышение поля в сторону уклона долины со средним градиентом 40 мВ на расстоянии 500 м). Поле ЕП на участках станций в основном стабильно, однако в местах со значительными уклонами (более 10°) зафиксированы резкие колебания уровня потенциала после выпадения осадков. Вокруг шурфов, предназначенных для установки электродов, а также по их стенкам и на забоях измерялись естественные потенциалы. Величина их градиентов не превышала 1 мВ/м.

Удельное электрическое сопротивление верхних частей разреза, как правило, выдержано по площади (в пределах участков

станций). Для суглинков и глин оно имеет величину 40—75 Ом·м (станция «Курменты»), супесей и песков — 900—1600 Ом·м (станция «ГАИШ»), коры выветривания эффузивов — 200—300 Ом·м (станция «Курменты»).

Методика наблюдения длиннопериодных вариаций ЭТП предъявляет к аппаратуре требования обеспечения многоканальной регистрации, высокого сопротивления входных цепей, стабильности ЭДС собственной поляризации электродов и высокой автономности. Установка электротеллурического поля (УЭТП) разработана в Институте сейсмологии АН КазССР [174].

Регистрация длиннопериодных вариаций ЭТП связана с применением неполяризующихся электродов. Поскольку ЭДС собственной поляризации электродов непосредственно входит в измеряемую величину разности потенциалов и прямыми методами ее исключение (ни при измерениях, ни при обработке полученных реализаций) невозможно, необходимо обеспечить высокую временную стабильность поляризации датчиков поля. Для уменьшения воздействия температуры и влажности (особенно вследствие выпадения осадков) электроды устанавливали в шурфы глубиной 1,5—2,0 м и заливали бентонитовой глиной, которая является хорошим сорбентом. Долговременная нестабильность ЭДС собственной поляризации электродов, проверяемой ежегодно зимой, когда температура и влажность вмещающей среды резко не изменяются, обычно не превышает 5—10 мВ в год. Осуществляется также методический контроль за изменением собственной поляризации электродов, одним из способов которого является дублирование измерительных линий при близком размещении электродов. Появление аномальной разности потенциалов только на одной паре электродов свидетельствует об изменении собственной поляризации какого-либо электрода. Измерения проводятся по методу ежечасного опроса от 5 до 11 каналов. По результатам часовых замеров вычисляются среднесуточные значения, которые в дальнейшем подвергаются осреднению с изменяющимся шагом и фильтрации различными способами.

За период работы станций ЭТП на Алма-Атинском полигоне исследована структура электротеллурического поля в широком диапазоне периодов — от нескольких часов до года. Вариации ЭТП разделяются на периодические и непериодические. Среди периодических вариаций выделяются короткопериодные колебания (от нескольких часов до нескольких суток) и длиннопериодные. По результатам спектрального анализа на каждой станции выделяются колебания с периодами 24, 12, 8 и 6 ч. Соотношение амплитуд различных гармоник непостоянно, в разное время года амплитудно-частотные характеристики ЭТП изменяются. Осреднение длинных (в несколько лет) рядов наблюдений позволяет выделить длиннопериодные вариации. Интенсивность сезонных вариаций составляет в среднем 10—15 мВ.

Короткопериодные вариации ЭТП обусловлены, как известно,

возмущениями геомагнитного поля и имеют индуктивную природу. Вариации ЭТП с большими периодами не могут быть вызваны изменениями геомагнитного поля вследствие того, что напряженность электрического поля, индуцированного в Земле переменным геомагнитным полем, уменьшается с увеличением периодов и при достаточно больших периодах на линиях конечной длины ЭДС индукции становится бесконечно малой. В данном случае имеют место процессы иной физической природы. Сопоставление среднемесячных значений ЭТП с данными о температуре воздуха и количестве осадков в жидкой фазе на станции «ГАИШ» указывает на взаимную корреляцию длиннопериодной составляющей ЭТП с климатическими факторами. Уровень подземных вод в разломах, как правило, подвержен сезонным изменениям, что отражается в электротеллурическом поле (вследствие проявления электрокинетических эффектов).

Непериодические вариации ЭТП, отмечающиеся в виде интенсивных аномалий с амплитудой до 20—30 мВ и фиксирующиеся в весенние периоды, имеют несимметричную форму (с крутым подъемом и более пологим спадом с возвращением к исходному уровню через 30—45 сут). На станции «ГАИШ» начало аномалий этого типа приходится ежегодно на середину апреля.

В наблюдаемое поле ЭТП кроме вклада рассмотренных факторов вносят свой вклад эндогенные процессы, в том числе сейсмические. Об этом свидетельствуют следующие данные.

В июле 1980 и декабре 1983 г. на южном берегу оз. Иссык-Куль произошли землетрясения с $M=5,2$ и $5,3$, с эпицентрными расстояниями от станции «ГАИШ» 110 и 115 км соответственно. За 5—7 сут до основного толчка в электротеллурическом поле на станции «ГАИШ» зарегистрированы аномалии с амплитудой от 5 до 17 мВ. На фоне относительно спокойного поля аномалии фиксировались на всех линиях, хотя и с разной интенсивностью (рис. 13). Аномалии выделены по методике, предложенной в работах [305, 306].

Таким образом, система станций ЭТП, организованная на Алма-Атинском прогностическом полигоне, при благоприятных условиях способна регистрировать земные токи, обусловленные повышением сейсмичности ЗК. Однако в связи с тем, что электрические поля, возникающие в период подготовки землетрясений и создаваемые гидрометеорологическими процессами, могут иметь одну и ту же электрокинетическую природу, разбраковка их невозможна ни при регистрации, ни при обработке результатов наблюдений. Поэтому уровень электрофильтрационных полей-помех необходимо уменьшить. Одним из возможных способов борьбы с фильтрацией является размещение датчиков поля неполяризующихся электродов в скважинах на глубинах, превышающих глубину активной фильтрации, где влияние других гидрометеорологических факторов сводится к минимуму.

Электромагнитные предвестники. Электромагнитные поля на

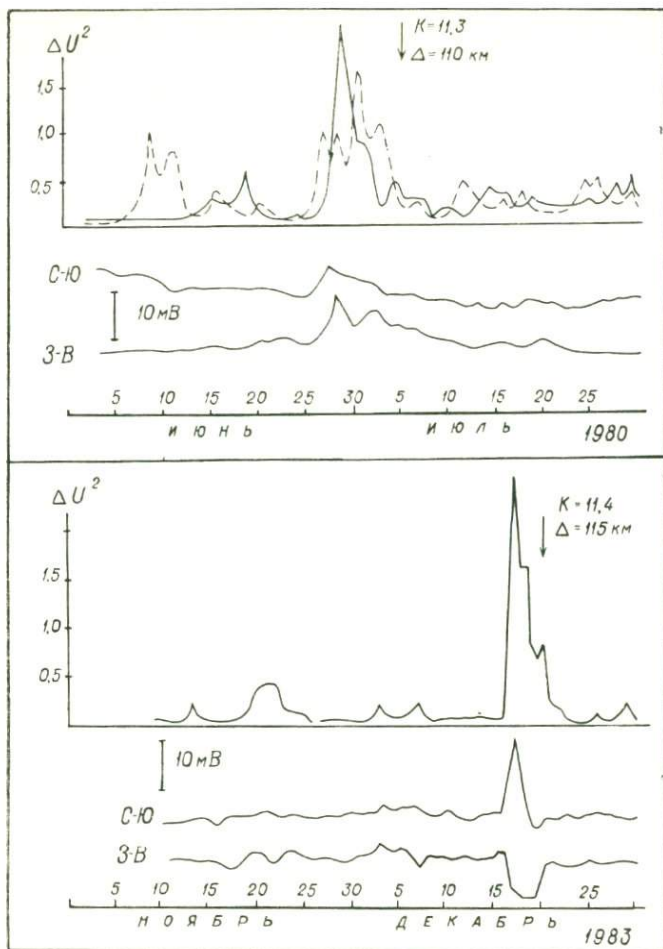


Рис. 13. Пример аномалий ЭМП накануне землетрясения [174]. Δ — расстояние от станции «ГАИШ» до эпицентра; K — энергетический класс землетрясения

радиоволновой частоте несут важную информацию о процессах, происходящих в недрах Земли. Механизм проявления аномалий в структуре естественного импульсного электромагнитного поля (ЕИЭМП) обсуждался в литературе. В качестве источника ЕИЭМП А. А. Воробьев [60] рассматривал мощные электрические разряды в горных породах. М. А. Садовский и др. [289] увеличенные импульсов с эпицентрального направления связывают с отражением атмосфериков от ионизированной над эпицентром атмосферы. Источником ЕИЭМП авторы работы [80] считают вихревые электрические поля, генерируемые нестационарным вихревым

током. Ток вызывается механоэлектрическими явлениями, обусловленными наличием неоднородностей в земной коре.

Более простое объяснение ЕИЭМП (на основе теории хрупкого разрушения горных пород) дали М. Е. Перельман и др. [262]. По их мнению, грани образующихся трещин в твердом теле электризуются. При раздвижении трещины (ускоренное, а затем замедленное движение возникшей зарядовой мозаики) происходит генерация флюктуационного электромагнитного излучения. Б. В. Дерягин с соавт. [94] природу возникающих зарядов представляет на основе донорно-акцепторных механизмов распределения электронов и ионов при межмолекулярном взаимодействии контактирующих поверхностей. Иногда заряды связывают с неоднородной деформацией на бортах развивающихся трещин и выходом на поверхность заряженных дислокаций [152]. При высоких поверхностных плотностях заряда, достигающих 10^{-10} — 10^{-2} Кл/м², локальные электрические поля в зазоре развивающихся трещин могут превысить пробойные и инициировать разряд.

В работе [179] был приведен обзор существующих взглядов на модели формирования электромагнитных излучателей в земной коре. Лабораторные испытания пород, натурные исследования структуры электромагнитного излучения в области радиоволновой частоты (35 кГц) и теоретические расчеты позволили несколько расширить существующие представления о механизме и природе электромагнитного излучения.

Электромагнитное излучение, генерируемое трещиной хрупкого разрушения сухих пород, рассматривается [179] как дипольное излучение продольных электрических осцилляторов, возбуждаемых последовательно упругими волнами, образующимися по мере распространения трещины. При возбуждении акустическими колебаниями областей концентраций заряженных дислокаций электрические заряды в них перемещаются и создаются условия для излучения электромагнитной энергии в окружающее пространство с частотой действующего акустического поля. Возникшие под действием упругой волны электрические осцилляторы можно заменить переменными электрическими диполями, по которым протекает электрический ток. Он и приводит к возбуждению переменных электромагнитных полей в окружающем пространстве перед магистральным разрывом. По мере увеличения линейных размеров трещин будет происходить последовательное возбуждение элементарных механоэлектрических преобразователей, создающих квазипериодический или периодический несинусоидальный электрический ток в вершине растущей трещины:

$$I(t) = I_0 + \sum_{n=1}^{\infty} I_n \cdot \sin(n\omega t + \varphi_n), \text{ где } I(t) \text{ — сила электрического тока;}$$

I_0 — начальная, I_n — переменная амплитудная сила тока; n — число преобразователей; ω — круговая частота волны; t — время;

φ_n — фаза. Переменный ток приводит к возбуждению переменных электромагнитных полей. Они доставляются на поверхность Земли посредством электромагнитной энергии по токопроводящим контурам, волноводам и т. д.

В естественных условиях горные породы «насыщены» различными растворами. Как и в твердых телах, в жидкостях «через определенный промежуток времени частица проходит (транспортируется) из одного положения относительно равновесия в другое. Такие переходы являются следствием взаимодействия ее с соседними частицами. Амплитуда переходов соизмерима с размерами частиц или расстояниями между ними» [21, с. 18]. Период трансляции соизмерим с величиной 10^{-9} с. По-видимому, в водонасыщенных породах трансляцию можно рассматривать в качестве осциллятора электромагнитного излучения. По А. Г. Арье, период трансляции молекулы определяется по формуле $\tau = \tau_0 \cdot e^{U/KT}$, где τ_0 — период собственных колебаний молекулы возле равновесия; U — потенциальная энергия; K — постоянная Больцмана; T — температура, К.

Из приведенной формулы видно, что период осцилляции в зависимости от изменения потенциальной энергии и температуры изменяется. С повышением давления и температуры выход частицы из положения равновесия и степень ее взаимодействия с соседними частицами увеличиваются. Следовательно, по мере насыщения разрушающейся горной породы (образование магистрального разрыва) интенсивность естественного излучения будет возрастать.

Интересные материалы, свидетельствующие о возможности использования аномалии импульсного электромагнитного поля при прогнозе землетрясений, получены на Ташкентском полигоне (рис. 14) [347]. С 8 апреля по 26 мая 1976 г., когда в районе Газли произошло 10 землетрясений с M от 4,5 до 7,3, наблюдались непрерывные электромагнитные излучения. Землетрясения зародились в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения при резком преобладании взбросовой компоненты движения в очаге [124] и произошли в результате образования в низах «гранитного» слоя земной коры односторонних разрывов, которые двигались с глубин 20—30 км (основной толчок) до 2—3 км (афтершоки). Сопровождались они сильными звуковыми эффектами (гул), образованием столба пыли высотой до 15—20 м. «В условиях сильного горизонтального сжатия скольжение висящего блока на поверхности разрыва происходило с большим трением, что привело к генерации мощного коротковолнового излучения» [124, с. 57].

В Прикарпатье на расстоянии 300 км от эпицентра землетрясения с магнитудой 7 за несколько часов до основного толчка отмечалось повышение разрядов в воздухе [289]. На Камчатке 10 из 13 землетрясений сопровождалось локальными изменениями естественного электромагнитного излучения [222].

На Алма-Атинском полигоне с 1978 г. проводятся исследования

связи вариаций параметров ЕИЭМП с сейсмичностью земной коры. Разработана аппаратура для измерения напряженности и импульсов поля [179]. Аппаратура размещена на обсерватории «Тургень», сейсмических станциях «Чилик», «Тянь-Шань», «Или» и «Курменты». Она позволяет исследовать вариации вертикальной составляющей магнитного поля (B_z).

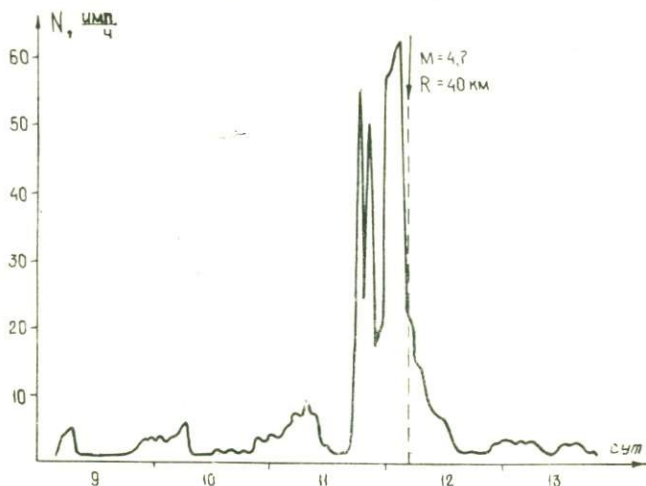


Рис. 14. Изменения числа импульсов электромагнитного излучения перед землетрясением 12 января 1974 г. на Ташкентском полигоне [347]

Как видно из рис. 15, разностные* вариации ΔB_z на территории Алма-Атинского полигона резко нарушаются накануне и во время сильных землетрясений ($K > 12$). В 1981—1982 гг. здесь произошло четыре таких землетрясения (табл. 2). Всем им предшествовали аномалии $\delta \Delta B_z$. При этом эпицентры землетрясений располагаются в областях наибольшего изменения поля.

Таблица 2. Параметры землетрясений (по данным Института сейсмологии АН КазССР)

Дата	Координаты эпицентра		Глубина гипоцентра, км	Энергетический класс
	широта	долгота		
30.06.81	43°06	77°24	15	11
30.08.81	42°38	78°24	10	12
02.06.82	42°42	76°12	20	12
31.12.82	42°52	77°22	15—20	14

Многолетние наблюдения вариаций естественного электромагнитного поля на станции «Тургень» показали, что накануне силь-

* Разности по всем станциям построены относительно станций «Или».

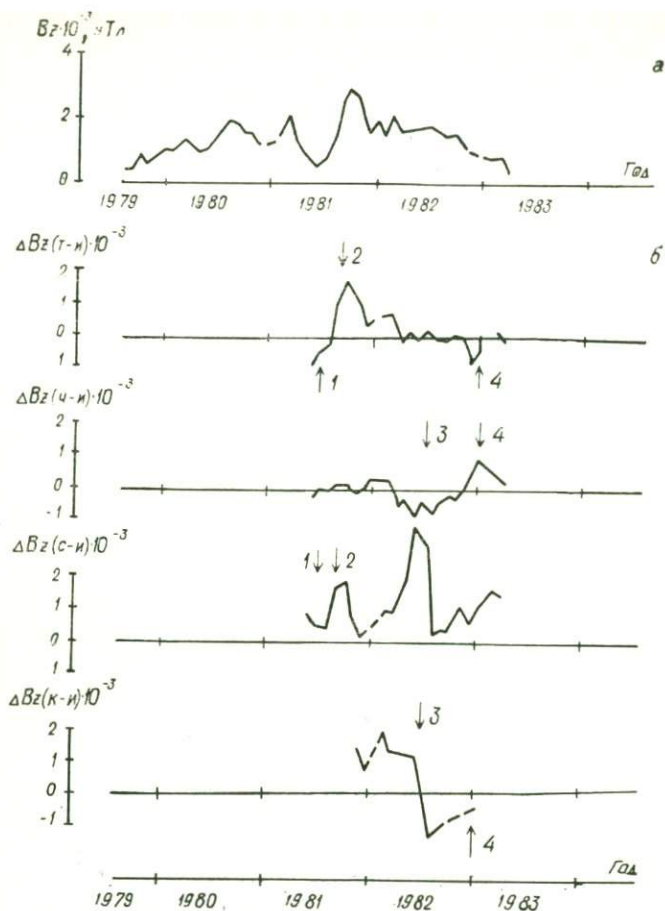


Рис. 15. Среднемесячные вариации вертикальной составляющей электромагнитного поля [179]: а — вариации вертикальной составляющей поля на станции «Тургень»; б — разностные кривые поля между станциями: Т — «Тургень»; И — «Или»; Ч — «Чилик»; С — «Солнечная» («ГАИШ»); К — «Курметы». Стрелка — момент возникновения землетрясения

ных землетрясений изменяется не только поле B_z , но и интенсивность излучения. Здесь зарегистрированы аномальные излучения, превышающие в $(10-100) \cdot 10^3$ раз средний уровень суточных ($I_N = 100-200$ имп/ч) и сезонных ($I_N = 1500-2500$ имп/ч) вариаций. Первая аномалия (рис. 16) была зарегистрирована в сентябре 1979 г. накануне Баканасского землетрясения ($M=6,0$), очаг которого располагался в 200 км от станции «Тургень» (на глубине 35 км). Вторая аномальная вариация I_N предшествовала землетрясению, которое произошло на северном склоне хр. Терской-Алатау 5 июля 1980 г. Его очаг находился на глубине 20—27 км [224].

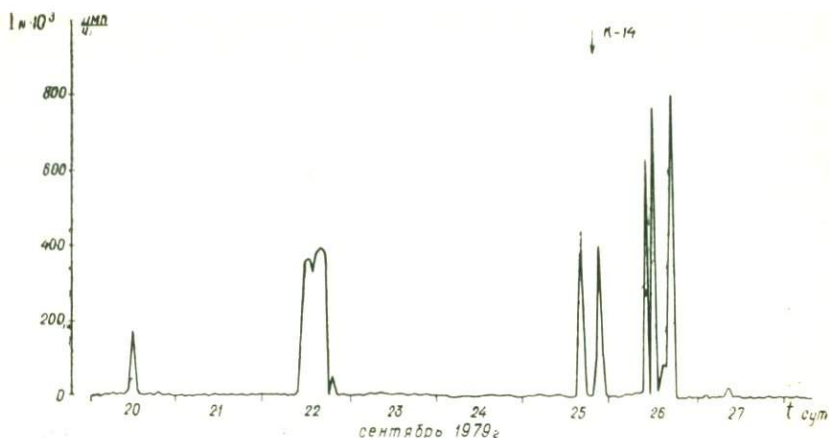


Рис. 16. Аномалии ЕИЭМП накануне Баканасского землетрясения [179]

В обоих случаях аномалии носят явно выраженный импульсный характер. Возникали они за пять и более суток до основных толчков. После землетрясения некоторое время аномалии сохраняются. Периоды повышения поля B_z и излучения I_N совпадают.

1.2.3. Состояние прогноза по флюидным предвестникам

После Ташкентского землетрясения (1966 г.), которому предшествовали и сопутствовали аномальные изменения в химическом составе подземных вод и газов [316], в различных районах Советского Союза, США, Японии и других стран резко расширились исследования по поиску гидрогеохимических и гидрогеодинамических предвестников. В работах [69, 134, 141, 250, 316] дан обзор современного состояния проблемы и приведены экспериментальные материалы, полученные на прогностических полигонах. Особое внимание уделено изучению гидрогеохимических (газового, макро- и микросостава, физических свойств) и гидрогеодинамических (уровня, дебита, давления и температуры) эффектов подземных вод.

Гидрогеохимические предвестники (ГПП). Во временных изменениях содержаний радона, гелия, водорода, хлора, фтора, йода, брома и других элементов в подземных водах зафиксированы многочисленные аномалии, которые интерпретируются как предвестники землетрясений [134, 141, 250, 282]. Несмотря на такое обилие материалов, в мировой практике пока не известно случаев, когда по ГПП было предсказано землетрясение. По мнению И. Г. Кисина, Ю. И. Стеглянина [141, с. 23], «трудности выявления и объективной оценки гидрогеохимических предвестников землетрясений обусловлены слабой изученностью химического режима подземных

вод и недостаточным пониманием путей воздействия процессов подготовки землетрясений на ионно-солевой, газовый и изотопный составы подземных вод». К этому следует добавить слабую изученность закономерности пространственно-временного распределения «фоновых» значений так называемых «предвестников». Поэтому, вероятно, многие «аномалии», наблюдающиеся накануне далеких землетрясений (сотни и тысячи километров от пунктов наблюдений), воспринимаются как предвестники.

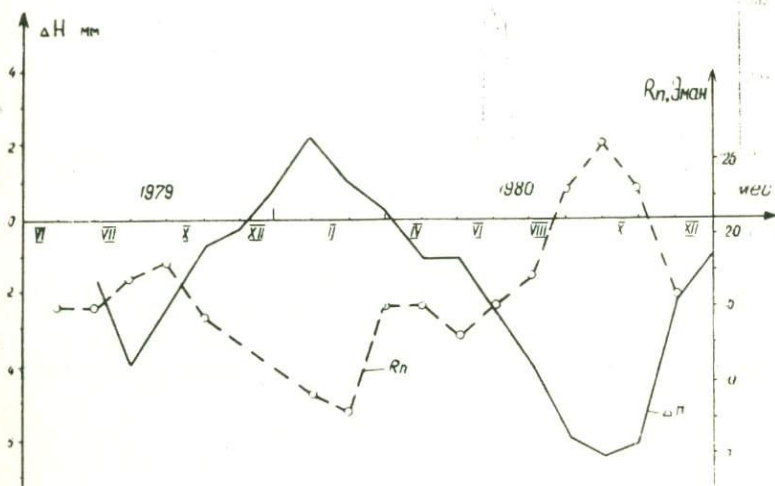


Рис. 17. Временные ходы вертикальных движений земной поверхности [23] и содержание радона в подземных водах зоны Заилийского разлома [251]

Анализ экспериментальных материалов, полученных на территории Алма-Атинского полигона (наблюдения ведутся на восьми станциях [251]), показал, что на изменение состава и физических свойств подземных вод существенно влияют экзогенные и атмосферные процессы. Воздействующие внешние факторы создают и гармоники в вариациях различных элементов. В качестве примера на рис. 17 иллюстрируется временной ход содержания радона в подземных водах Заилийского разлома. Отчетливо проявляется сезонность в вариациях R_n , коррелирующая с вертикальными движениями земной поверхности. Более того, на графике, построенном по среднегодовым значениям, также присутствуют «аномалии» во временном изменении R_n (рис. 18). Любопытно, что радоновая «аномалия» в районе Заилийского разлома зафиксирована в 1978—1980 гг., т. е. в те же годы, что и аномалия на графике $\delta(M_2)$ (рис. 19). Кстати, радоновая «аномалия» Ташкентского землетрясения «формировалась» также в годы, когда другие геофизические поля были «аномальными».

Не только содержание радона, но и другие гидрогеохимические параметры коррелируют с геофизическими полями. В частности,

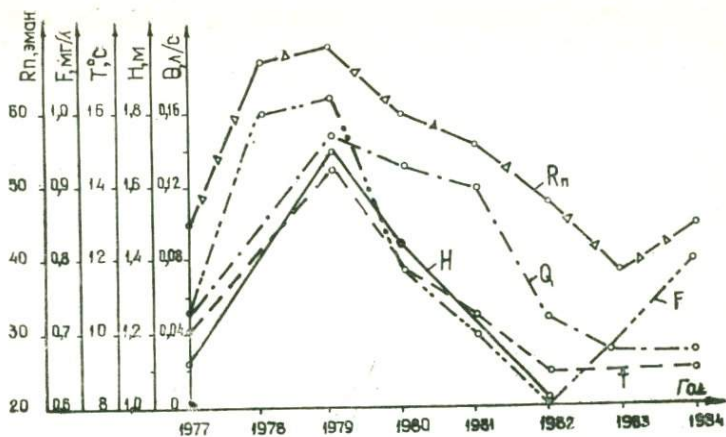


Рис. 18. Изменение во времени уровня (H), температуры (T), дебита воды (Q) и содержания в ней радона (Rn) и фтора (F) [251]

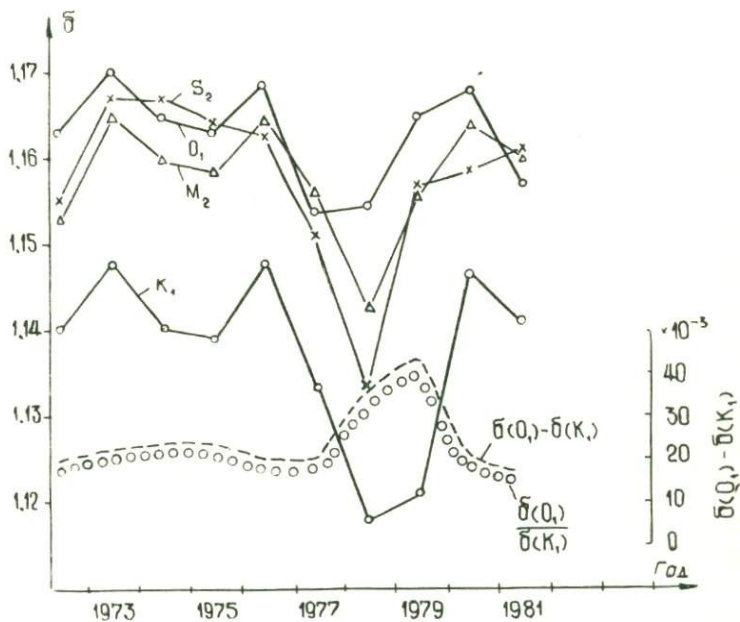


Рис. 19. Временной ход гравиметрического фактора по волнам M_2 , S_2 , K_1 и O_1 [166]

такая взаимосвязь отчетливо проявляется с изменением скорости вращения Земли вокруг своей оси. В качестве примера на рис. 20 показаны временные ходы суточных значений вариаций длины суток (по данным Н. С. Сидоренкова, Гидрометцентр СССР) и показателя щелочности подземных вод в районе Заилийского глубинного разлома (по данным В. А. Мизева, Институт сейсмологии АН КазССР). На обоих графиках присутствуют одинаковые гармоники (вода в скважине Таутургеня самоизливающаяся). Но с

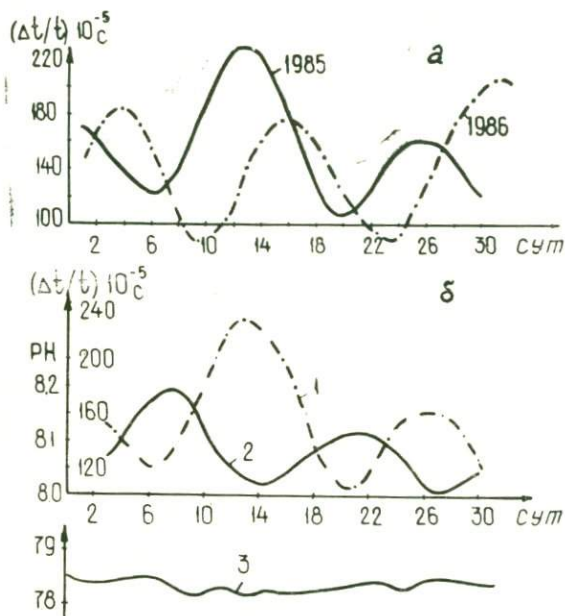


Рис. 20. Суточные вариации продолжительности суток в январе 1985 и 1986 гг. (а) и показателя щелочности рН воды в скважинах (б): 1 — продолжительность суток; 2 — Таутургень; 3 — Нижняя Каменка [251]

глубиной степень «чувствительности» рН к изменению скорости вращения Земли заметно ослабевает (вода в скважине Нижней Каменки отбирается с глубины 1800—1900 м).

Влияние экзогенных факторов на ГПП наиболее отчетливое в весеннее и осеннее время. Например, содержание радона в воде (родник Дегерес) весной (март, апрель, май) возрастает до 140 % (по отношению к среднегодовому значению), а в скважине Курам (глубина водоносного горизонта 260 м) — до 40 %. Выделение сейсмического эффекта из таких суммарных «аномалий» — задача непростая. Чтобы исключить влияние атмосферных и других поверхностных факторов на изменение состава и физические свойства, отбор проб подземных вод следует проводить из глубоких водоносных зон или горизонтов. Лишь при благоприятных условиях

(отсутствие помех) удается выделить «аномалии» в изменении гидрогеохимического поля.

На Алма-Атинском полигоне получены некоторые данные о взаимосвязи процесса подготовки и реализации сильного землетрясения с изменчивостью содержания различных компонентов в минеральных водах [251]. Гидрогеохимические аномалии предшествовали нескольким землетрясениям с $K > 11$. Краткосрочные гидрогеохимические предвестники формируются на фоне длиннопериодной волны того или иного параметра.

Гидрогеодинамические предвестники. К гидрогеодинамическим предвестникам (ГДП) относятся изменения уровня и дебита подземных вод, нефти и газа. Эти эффекты относятся к числу перспективных [141, 229, 230, 250]. О ГД-эффектах довольно подробно изложено в работах [69, 141, 250, 282, 316].

Как показывает анализ, накануне одних сильных землетрясений дебит и уровень подземных вод понижаются, а накануне других повышаются. Наблюдаются случаи, когда аномалии в изменении уровня воды исчезают без землетрясения. При этом предвестники в одних случаях отмечаются за несколько лет до основного толчка, в других — за несколько часов или суток. Проявляются они в различных сейсмотектонических и гидрогеологических условиях и, как правило, носят региональный характер, формируясь одновременно на очень большой территории (до 800—1000 км от очага землетрясения).

ГД-эффекты накануне землетрясений, возникающих при сжатии земной коры, выражаются в увеличении дебитов подземных вод, газа и минеральных источников, а при растяжении — в уменьшении [250]. За несколько суток до толчка происходит падение дебита флюидов. Спустя 2—3 сут после землетрясения эффекты исчезают. Время возникновения и размеры ореолов распространения гидродинамических аномалий находятся в прямой связи с сейсмической энергией, выделившейся при землетрясении [250]. Чем длиннее период аномального изменения уровня воды, тем сильнее подготавливаемое землетрясение [282].

Причиной возникновения геодинамических эффектов «в обширной области подготовки землетрясения является изменение напряженного состояния и развитие упругих деформаций» [141].

Геодинамические эффекты проявились накануне ряда землетрясений в земной коре Тянь-Шаньского сейсмогена. За несколько суток до Верненского и Кеминского землетрясений во многих поселках, расположенных вблизи хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау, наблюдалось прибавление и помутнение воды в колодцах [39, 232]. Вода в некоторых скважинах стала солоноватой.

Колебания дебитов подземных вод предшествовали и сопутствовали Жаланаш-Тюпскому землетрясению [113]. С 25 марта (после землетрясения) дебит источников курорта Аксу (в районе оз. Иссык-Куль) увеличился почти на 1 л/с. Перед местными землетрясениями с $K = 10—13$ на Алма-Атинском полигоне отмечались измене-

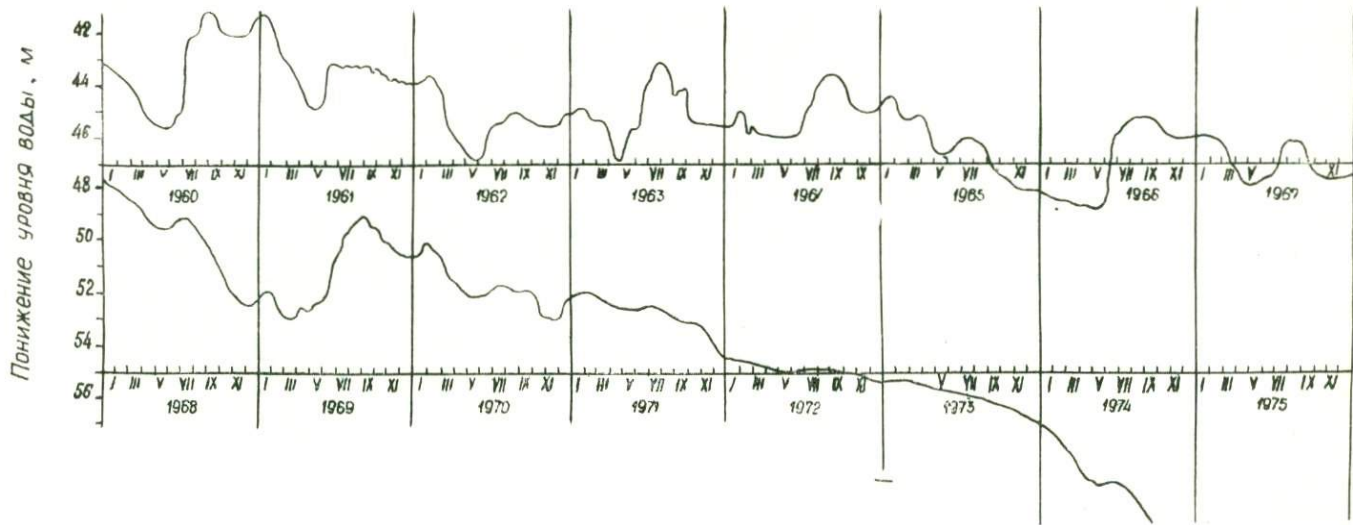


Рис. 21. Колебания уровня подземных вод в Илийской впадине [24]

ния дебита и пьезометрического уровня подземных вод. Так, например, дебит воды в скважине накануне землетрясения с $K=11$ уменьшился с 10 до 8 л/с. После землетрясения он восстановился.

Таблица 3. Геотермические эффекты [250]

Землетрясение	Геотермические явления	Примечание
Копетдагское, 1948 г.	В некоторых источниках повысилась температура воды	А. А. Коноплянцев, 1963 г.
Олекминское, 1958 г.	Повышение температуры воды источников, снижение концентрации сероводорода	В. П. Солоненко, 1960 г.
Япония (п-ов Идзу), 1978 г.	В связи с некоторыми землетрясениями температура воды в колодцах повысилась на 5—7 °С	Комсомольская правда, 1978, 29 янв.
Камчатское, 1959 г.	Температура минеральных источников поднялась от 42 до 45—49 °С	Г. П. Черемных, 1960 г.
Верненское, 1887 г.	Вода в колодцах потеплела	И. В. Мушкетов, 1889 г.
Гоби-Алтайское, 1957 г.	Повышение температуры источников	В. А. Бобров и др., 1959 г.
Дагестанское, 1970 г.	За много месяцев до форшока основного толчка наблюдалось увеличение теплового потока	Х. И. Амирханов и др., 1972 г.
Салатауское, 1974 г.	За два дня до землетрясения температура воды повысилась на 3,4 °С	Д. Г. Осика, 1981 г.
Землетрясение в районе сейсмостанции «Шеки» АзССР, 1979 г.	За несколько суток перед землетрясением (в радиусе до 60 км) температура воды повысилась на 0,2—0,3 °С	Е. А. Любимова и др., 1980 г.
Камчатка, январь — февраль 1978 г.	За 3—9 дней до толчка накануне землетрясения с $M=5,5$ ($\Delta=85$ км) температура уменьшилась на 1—2 °С	Г. Н. Гриц и др., 1983 г.

Гидрогеодинамические поля, как и гидрогеохимические, подвержены периодическим изменениям (рис. 18, 21). В изменении уровня воды в Илийской впадине четко проявлена годовая волна: в осенне-зимнее время уровень воды поднимается до 2—5 м. До 1979 г. в районе происходило увеличение температуры, дебита, пьезометрического уровня подземных вод. Затем, с 1980 г. начался спад указанных параметров. На стадии «приближения» дебита, температуры воды к максимальным значениям в горах Зайлийского Алатау и в южной части Прибалхашской впадины произошли крупные землетрясения (1978, 1982, 1985 гг.).

Геотермические предвестники. Изучение вариаций температурного поля в сейсмоактивных районах началось сравнительно недав-

но. Известные к настоящему времени разрозненные данные указывают на ощутимое изменение температуры подземных вод за несколько суток до землетрясений (табл. 3). На территории Тянь-Шаньского сейсмогена замечены изменения температуры воды накануне и после землетрясения. Так, за две-три недели до Жаланащ-Тюпского землетрясения в скважинах, пробуренных в районе оз. Иссык-Куль, она повысилась на $0,2-0,5^{\circ}\text{C}$ [113]. Перед Сарыкамьшским землетрясением в июне 1970 г. температура воды повысилась более чем на 5°C .

1.2.4. Состояние прогноза по геодезическим и наклономерно-деформационным предвестникам

К настоящему времени накоплен достаточный материал, характеризующий наличие связи между процессами подготовки землетрясений в земной коре и наблюдаемыми вблизи земной поверхности вертикальными и горизонтальными перемещениями реперов, деформацией и наклоном пород.

Современные вертикальные и горизонтальные движения земной поверхности. Сведения о современных движениях земной поверхности (СДЗП), предшествующих сильным землетрясениям, получены в результате наблюдений над смещениями реперов, заложенных в сейсмоопасных районах [23, 241, 282, 298]. Массовое накопление экспериментальных данных о СДЗП в сейсмоактивных областях позволило Ю. А. Мещерякову (1968) описать три стадии вертикальных смещений земной поверхности в связи с землетрясениями. Утверждалось, что вертикальные перемещения земной поверхности в районах, где проходили сильные землетрясения, имеют циклический характер и вследствие этого моменты проявления главных землетрясений могут коррелироваться с временным ходом СДЗП.

Теоретическая модель вертикальных смещений земной поверхности Ю. А. Мещерякова была использована для качественного объяснения картины СДЗП, наблюдавшихся на Алма-Атинском полигоне с 1952 г. [252]. Однако дальнейшие исследования показали, что современные перемещения репера IVBX, заложенного в районе Заилийского глубинного разлома, не обеспечиваются сейсмическими характеристиками очага Сарыкамьшского землетрясения [106, 166]. По данным Ж. С. Ержанова и др. [106], радиус уверенной регистрации перемещений земной поверхности при подготовке Сарыкамьшского землетрясения не должен был превышать 40—50 км от эпицентра. Одной из основных причин «нежизненности» теоретической модели СДЗП, которая разрабатывается геодезистами, является то, что в ней не учитывается причинно-следственная связь. По представлениям авторов этой модели, землетрясения первичны, а современные движения вторичны, т. е. «колебательный характер движения земной поверхности

обусловлен происходящими в районе полигона слабыми землетрясениями» [252, с. 80]. Это утверждение лишено смысла. К настоящему времени не вызывает сомнения то, что землетрясения обусловлены движениями геологических структур земной коры. С этой позиции рассмотрим экспериментальные материалы, полученные геодезическим методом на Алма-Атинском полигоне [23].

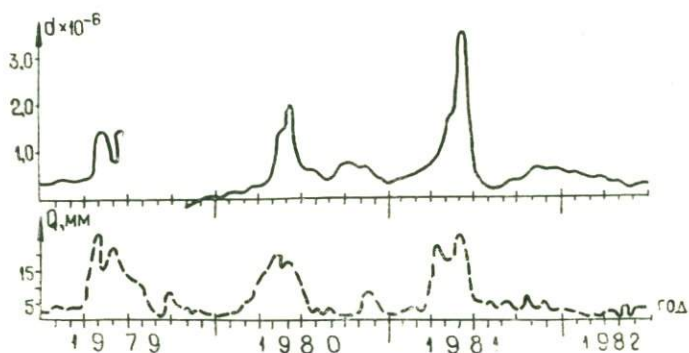


Рис. 22. Вариации деформации пород и уровня подземных вод на сейсмической станции «Медео» [8, 251]

Здесь обнаружены два вида современных вертикальных движений. Первый вид представляет перемещение реперов, обусловленное сезонными факторами: весной реперы резко воздымаются, а осенью и зимой опускаются (рис. 22). Величины перемещений при этом достигают 30—35 мм, а скорости — 10—15 мм в месяц. Ко второму виду перемещений относятся «медленные» движения. Интенсивность и характер таких движений различны для разных геологических структур. Величины перемещений реперов при них достигают 2—5 мм в год. В этом отношении интересные данные о СДЗП получены в зоне сочленения Заилийского антиклинория с Илийской впадиной [252]. Репер IVBX с 1964 г. монотонно поднимается. По долголетним данным скорость смещения репера здесь в среднем составляет +2,3 мм в год. На фоне такого направленного движения иногда удается выделить аномальные перемещения земной поверхности, которые «сопровождаются» землетрясениями. При этом аномальные подвижки реперов, предвещающие землетрясения, происходят на фоне не только вековых, но и сезонных движений. В зависимости от удаленности и силы готовящегося толчка аномальные перемещения реперов продолжаются 30—50 сут (рис. 23). Разрядке напряжений в виде землетрясений с $K \geq 10-13$ в ряде случаев предшествует градиент вертикальных перемещений реперов, равный $(1,5-3) \cdot 10^{-5}$ [23]. Однако имеются случаи, когда на временном ходе СДЗП наблюдались аномалии, но землетрясения не происходили. Так было, например, в декабре 1981 и январе 1982 г. (рис. 23).

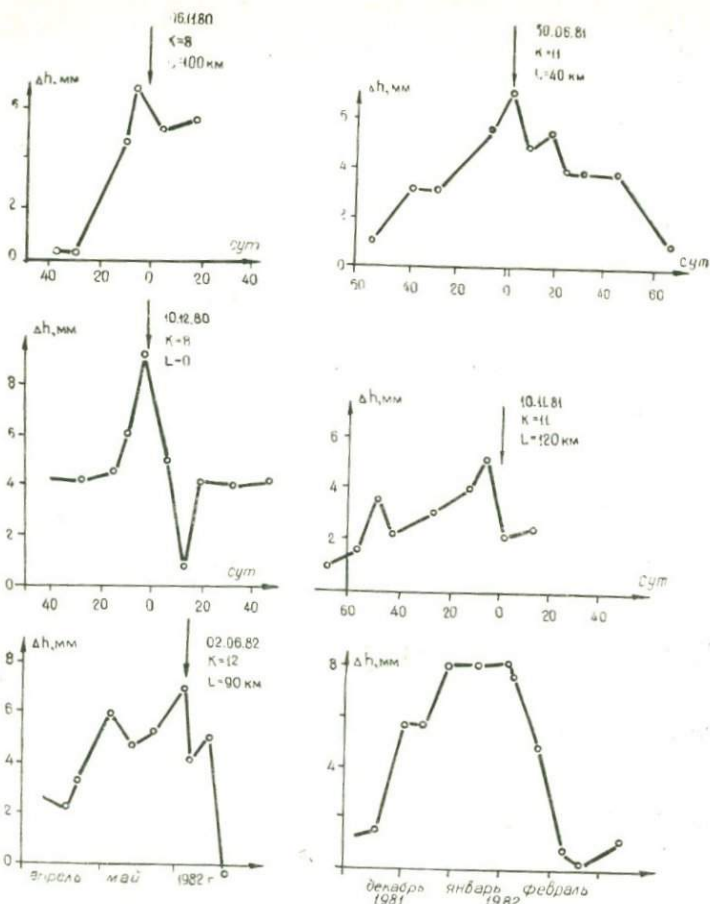


Рис. 23. Изменение высот реперов (Δh) в промежутках между нивелировками в районе предгорного разлома при землетрясениях. Стрелка — момент возникновения землетрясения; K — энергетический класс; L — эпицентральное расстояние [23]

Таким образом, предвестники землетрясений появляются на фоне общего поднятия или опускания земной поверхности. Принять за эталон модель подготовки землетрясений, предложенную Ю. А. Мещеряковым, нет оснований. Землетрясения возникают не только на нисходящей, но и на восходящей ветви СДЗП. В этом плане показателен общий подъем поверхности северного борта Заилийского Алатау. Восходящее движение реперов здесь началось в марте 1972 г. Прошедшие в 1975 г. (Турайгырское), 1978 г. (Жаланаш-Тюпское), 1979 г. (Баканасское) и другие землетрясения не внесли существенных изменений в общий ход СДЗП.

Деформация и наклоны. В работах [8, 193, 220, 236, 282] дан обзор современного состояния изученности проблемы сейсмопрогноза экстензометрическими и наклонометрическими методами и приведены многочисленные аномалии в деформациях и наклонах земной поверхности перед землетрясениями. Экстензометрические измерения призваны регистрировать современные тектонические движения. В качестве показателя их интенсивности используют деформацию ϵ , скорость деформации $\dot{\epsilon}$ и изменение наклона земной поверхности γ .

Многолетние экстензометрические наблюдения на территории СССР (в стране работает более 30 станций) показывают, что деформации пород, как и другие геофизические поля, подвержены сезонным и вековым изменениям [193]. Амплитуда сезонных деформаций на глубине нескольких десятков метров близка к 10^{-6} . В некоторых регионах (например, станция «Медео»; см. рис. 22) она увеличивается до 10^{-5} . Сезонные деформации носят не локальный характер, как считает Л. А. Латынина [193], а региональный (возможно, и планетарный). Их появление обуславливается космическими (приливы, атмосферные и другие процессы) и эндогенными (подземные воды, термонапряжения и т. д.) факторами [173]. Наиболее интенсивно сезонные волны возникают в весенние и осенние месяцы, т. е. в те же месяцы, когда «аномально» ведут себя геофизические и другие поля, в том числе и сейсмичность ЗК.

Вековые (медленные) [193] деформации происходят со скоростью $\dot{\epsilon}$ порядка 10^{-7} в год. Процесс деформации имеет знакопеременный характер не только в сейсмоактивных районах, но и на стабильных платформенных участках ($\dot{\epsilon}$ на последних составляет $2 \cdot 10^{-7}$ в год). Деформация пород, судя по экспериментальным материалам, в различных частях Тянь-Шаньского сейсмогена протекает по-разному. Если в северной его части (Зайлийская глубинная зона разломов) в 70-х гг. преобладала деформация расширения, то в южной части (зона сочленения Тянь-Шаня и Памира) происходило сжатие. Как на стадии расширения (станция «Тургень», $\dot{\epsilon} = 10 \cdot 10^{-7}$ в год), так и сжатия (станция «Гарм», $\dot{\epsilon} = 15 \cdot 10^{-7}$ в год) скорость деформации была одного порядка ($10^{-6} - 10^{-7}$), т. е. того же порядка, что $\dot{\epsilon}$ на стабильных платформах. Она существенно повышается (до $250 \cdot 10^{-7}$ в год) в зоне глубинного разлома [193]. Л. А. Латынина [193] показывает, что «существует корреляция между скоростью вековых движений и амплитудами приливных волн» (с. 29). Отсюда следует, что ее же вывод о том, что «корреляция интенсивности приливных и вековых деформаций — свидетельство тектонической природы последних» [193, с. 29], не соответствует истине. Наличие такой взаимосвязи указывает на то, что верхняя часть ЗК четко реагирует на воздей-

ствии внешних источников сил, которые содержат различные гармоники (см. главу 4). Вопрос о глубинах проникновения влияния этих сил в ЗК не решен. Влияние, например, сезонных волн ощущается на показаниях приборов, размещенных в скважинах на глубинах до 200 м.

Землетрясения происходят при развитии деформации любого вида — расширения и сжатия. Деформационные предвестники отдельных землетрясений могут формироваться на фоне вековых и сезонных волн. Но величины деформации, которые принимаются за предвестниковые, сопоставимы с величинами сезонных и вековых деформаций. В последние годы, когда приборы были помещены в скважинах, привлекли внимание внезапные изменения деформации [220]. Отмечено несколько случаев, «когда после асейсмических резких изменений деформации в том же районе через промежуток времени от нескольких часов до нескольких дней происходило землетрясение» [220, с. 160]. Поскольку в Средней Азии и Казахстане измерительная аппаратура размещена в штольнях, трудно ожидать дальнейших успехов в прогнозе землетрясений по деформационно-наклономерным данным.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ПОЯСОВ

Сильные и катастрофические землетрясения происходят повсеместно, их гипоцентры локализованы в пределах земной коры и верхней мантии. На территории Советского Союза такие землетрясения зафиксированы в литосфере Карпат, Крыма, Кавказа, Копетдага, Памира, Тянь-Шаня, Саян, Прибайкалья, а также Дальнего Востока, Сахалина, Камчатки, Курильских островов [244]. В геологическом отношении «высокой сейсмической активностью отличаются эпигеосинклинальные орогены альпийского возраста, затем эпиплатформенные орогены, созданные в результате проявления процессов четвертичной активизации; современные рифты, как платформенные, так и океанические; зоны Заварицкого — Беньофа» [79, с. 5]. На территории орогенов и прилегающих к ним регионов, т. е. сейсмопоясов, эпицентры в основном сосредоточиваются вдоль разрывных нарушений, которые либо возникли, либо обновились в новейшем этапе тектогенеза (30—35 млн. лет). Энергия, которая частично или полностью сбрасывается при сейсмических процессах, накапливается в пределах структурных неоднородностей (блоки, этажи, ярусы и т. д.). Их смещение происходит главным образом по голоценовым (живым) разломам [79, 154, 185, 324]. Поэтому далее основное внимание будет уделено анализу особенностей строения новейших структурных элементов ЗК. Кратко рассмотрим три вопроса: закономерности развития литосферы материков в целом и ее отдельных частей на современном этапе тектогенеза, геодинамическую интерпретацию современных структурных рисунков литосферы, сейсмотектонические и геофизические последствия глобальной деформации Земли.

2.1. Лик Земли.

Распределение структур материковой литосферы

Проблемы формирования современного лика нашей планеты рассматриваются в работах [33, 231, 261, 342]. В ходе геофизических исследований земная кора расчленена на материковую и

океаническую, что связано с глубокими различиями в ее строении, физическом состоянии и другими особенностями. Как уже указывалось, на территории материков сильные землетрясения зарождаются в литосфере современных подвижных поясов. Возникает вопрос: что же представляют собой эти пояса? Иными словами: что же нам «оставили» в наследство прошлые геологические этапы развития Земли?

Как известно, континенты занимают лишь около 30 % поверхности Земли и распределены они на ней неравномерно. Около 70 % их площади сосредоточено в северном полушарии. Причем северные материки отделены от южных глубокими морями [275].

История развития и формирования структур материков сложная, многоплановая. Нам «досталась» литосфера, которая «состоит из почти изометричных платформенных блоков (древние платформы), разделенных широтно-меридиональной сеткой линейных складчатых поясов разного возраста» [275, с. 149]. Так, в Евразии размещаются пять больших древних — Восточно-Европейская (или Европейская), Сибирская, Индостанская, Южно-Китайская и Китайско-Корейская, в Азии четыре небольших — Таримская, Колымская, Тибетская и Индосинийская — платформ [231, с. 32]. Между ними располагаются складчатые пояса (Урало-Монгольский, Средиземноморский). В геологическом прошлом они проявляли высокую подвижность. В Средиземноморском поясе значительные пространства продолжают оставаться активными до настоящего времени [231]. Среди современных линейных подвижных зон литосферы выделяются зоны преимущественного сжатия и преимущественного растяжения [275].

Напряжения сжатия направлены поперек хребтов и складок и ориентированы в основном в широтном направлении, а напряжения растяжения направлены вдоль подвижных зон и ориентированы в субмеридиональном направлении.

Кроме складчатых поясов и платформ существуют прямолинейные крупные зоны концентрации деформаций, отождествляемые с зонами или системами глубинных разломов земной коры [275]. Такие зоны, длительно развиваясь, часто отделяют платформы от складчатых областей либо рассекают их под различными углами. Протяженность наиболее крупных зон разломов составляет многие тысячи километров, ширина — десятки и первые сотни километров. Большинство зон разломов образует закономерную сеть, рассекающую земную кору через определенные промежутки и в определенных направлениях, симметричных относительно градусной сетки. В позднеальпийской структуре материков преобладают четыре системы глобальных разломов: субширотные (как правило, надвиги, реже продольные сдвиги), субмеридиональные (сбросы и раздвиги, реже поперечные сдвиги) и диагональные (северо-западные — правые и северо-восточные — левые сдвиги). Последние образуют наиболее значительные по протяженности разломные зоны: крупнейшие из них рассекают по диагонали целые континен-

ты. Таковы Балтийско-Иранская (правосдвиговая) и Белуджистано-Сибирская (левосдвиговая) зоны концентраций деформаций, образующие «великие диагонали» Евразии и пересекающиеся в районе Иранского регматического узла [275, с. 151].

К числу наиболее крупных позднеальпийских дизъюнктивных систем относятся и так называемые глобальные зоны сдвиговых деформаций, протягивающиеся через весь земной шар под углом около 45° к экватору [275]. По мнению Л. М. Расцветаева [275], глобальные зоны деформации представляют собой сопряженные системы глобальных сколов («критические диагонали геоида» или «большие дуги» новейших деформаций), возникающие вдоль круговых сечений геоида при общем полярном сжатии Земли. «Отмеченные выше Балтийско-Иранская (или, вообще говоря, Балтийско-Индокитайская) и Западно-Американская зоны правосдвиговых деформаций являются элементами этих глобальных зон скальвания. Сопряженные с ними Белуджистано-Сибирская (Африкано-Сибирская) и Восточно-Американская трансконтинентальные сдвиговые системы также имеют облик глобальных сколовых систем и могут трактоваться либо как параллельные им сколы второго порядка, либо как следы глобальных сколов, существовавших в недавнем геологическом прошлом при других (по отношению к континентам) параметрах экваториального эллипса Земли» [275, с. 152].

2. 2. Живая тектоника голоцена

Самые активные в голоцене (живые) разломы сосредоточены в Срединной Азии [324]. Большинство из них простирается вдоль границ хребтов и соседних впадин. В кинематике форм рельефа преобладают продольные сдвиги.

«Площади, занятые преимущественно складчато-надвиговыми голоценовыми нарушениями или сбросо-раздвиговыми, невелики. Любопытна и еще одна особенность: вертикальная компонента смещений по большинству сдвигов Азии оказывается взбросовой независимо от простиранья сдвигов.

Выделяются пояса преимущественного распространения левых или правых сдвигов. Так, разломы с правосдвиговой компонентой смещений доминируют на Северном Тянь-Шане, в Джунгарии, Монгольском Алтае. Другой пояс правых сдвигов тянется от Восточного Китая до Камчатки. Между этими двумя поясами расположены зоны левых сдвигов Прибайкалья и Станового Нагорья, Монголии и Китая. Простиранья сдвигов в пределах поясов существенно варьируют» [324, с. 104].

Разломы — один из основных структурных элементов ЗК. По разломам проходят границы блоков. Механизм формирования, закономерности пространственного размещения и роль разломов в сейсмотектонике подробно описаны в работах [84, 87, 89, 121, 154, 185, 198, 265, 352].

По глубинности заложения разломы классифицируются на мантийные (проникают в верхнюю мантию) и коровые (заложены в «базальтовом» и «гранитно-метаморфическом» слоях). По времени заложения выделяются байкальские, каледонские и герцинские. В позднеальпийский этап тектогенеза многие из них обновлялись. Перемещения блоков по разломам, происшедшие в кайнозой, послужили основной причиной формирования современных хребтов, горных гряд и разделяющих их межгорных впадин.

Таблица 4. Характеристика разломов по Т. А. Акишеву и др.

Зона разломов	Трассируется до границ М, К*	Угол падения, град	Время заложения	Время обновления
Таукумская	М	70Ю	Каледонское	Альпийское
Южно-Джунгарская	М	80ЮЗ	»	»
Сарытумская	М	85СВ	»	Нет данных
Алтынэмельская	М	70С	»	Альпийское
Джалаир-Найманская	М	80СВ	»	Нет данных
Северо-Тянь-Шаньская	М	70СЗ	Байкальское	Альпийское
Чемолганская	К	65СЗ	Герцинское	»
Чилик-Кеминская	К	75СЗ	Каледонское	»
Бакбактинская	К	80ЮВ	Герцинское	Нет данных
Северо-Иссык-Кульская	К	75С	Каледонское	Альпийское

* М, К — границы Мохоровичича и Конрада.

Амплитуды вертикальных перемещений по системе разломов значительные. Так, в Средней Азии только за четвертичное время блоки перемещались до 2000—3000 м [154]. Подвижки по разломам продолжаются и в настоящее время [324].

Вопрос о том, какие разломы активные в современную эпоху, решается по-разному и в литературе широко обсуждается [121, 185, 186, 309]. В табл. 4 приведены зоны разломов, вдоль которых могут смещаться крупные блоки земной коры Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньской орогенной области [185]. Основными зонами разломов, «определяющими» здесь современный облик земной поверхности, являются Чилик-Кеминская, Алма-Атинская, Алтынэмельская, Южно-Джунгарская, Главная Джунгарская и Таукумская. Они имеют сложное строение и проникают в верхнюю мантию [7]. Важную роль играют и «поперечные» антитянь-шаньские зоны разломов (Чиликская, Боомская и др.). Подновленные в голоцене разломы наблюдаются в виде прерывистых рвов шириной 5—7 м и тектонических уступов 70—100 м [7].

Как и в других регионах Евразии, новейшие движения привели к принципиальному изменению общей тектонической структуры ЗК юго-западной части Урало-Монгольского пояса. Существовавшая между Таримским массивом и Казахским щитом эпигерцин-

ская платформа [265] была преобразована, разрушена. При этом процессы разрушения пород и образования крупных разломов (дислокаций) происходили без «участия» интрузивных и эффузивных пород, т. е. подвижные зоны оказались непроницаемыми. В этом заключается одна из особенностей формирующейся здесь земной коры.

Преобладающими в Средней Азии (в новейший этап) были вертикальные движения. Скорости подъема земной поверхности в разных частях были различными и колебались от 0,05—0,10 до 6,5—7,5 мм/год [327]. Скорость вертикальных движений изменялась во времени и в пространстве. «Так, в раннем плейстоцене средняя скорость вертикальных движений была относительно невысокой и имела для Восточной Ферганы 0,51 мм/год, для Южного Тянь-Шаня — 1,66 и для Восточного Памира — 2,12. В среднем плейстоцене она несколько возросла и составила соответственно 0,8, 1,19 и 4,35 мм/год» [198, с. 223]. В позднем плейстоцене скорость была для Восточной Ферганы — 0,59 мм/год, для Южного Тянь-Шаня — 0,94 мм/год, для Восточного Памира — 3,00 мм/год, а в голоцене она увеличилась соответственно до 4,45, 6,8 и 13 мм/год [198]. В результате сформировались обширные поднятия и впадины. Они и являются основными морфоструктурными элементами. Впадины и хребты линейно вытянуты на десятки и сотни километров.

2.3. Важнейшие элементы глубинной структуры литосферы

Изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии сейсмоактивных поясов посвящены работы многих исследователей [34, 35, 117, 159, 198, 315]. Общим в строении ЗК для всех орогенов альпийского возраста является ее повышенная мощность. Она колеблется от 50—55 км (Кавказ, Копетдаг) до 65—70 км (Карпаты, Тянь-Шань, Памир). Следует подчеркнуть, что землетрясения возникают и в пределах литосферы, мощность ЗК которой не превышает 40—45 км (Прибайкалье, Верхоянский хребет). Особенности глубинной структуры литосферы сейсмоязов на территории СССР обсуждены в работах [79, 198, 315]. Определенное представление о строении ЗК орогенов можно получить на примере детального изученного Тянь-Шаньского сейсмогена [171].

В результате комплексной интерпретации геологических, геофизических, сейсмологических, геоморфологических и геодезических материалов, полученных в последние 15—20 лет на территории Южного, Юго-Восточного Казахстана и прилегающих регионов, и рассмотрения их под общим углом новейшей геологической истории развития земной коры в области сочленения структур Урала и Западной Сибири со структурами Средней Азии (рис. 24) как единое, крупное, структурное целое нами выделен Тянь-Шаньский

сейсмоген* [168, 171]. Земная кора его характеризуется рядом особенностей.

1. Тянь-Шаньский сейсмоген (ТШС) как единая структура земной коры (возможно, и литосферы в целом) отчетливо прослеживается по гравитационному полю. К югу от Казахстанского щита резко преобладают отрицательные мантийные аномалии силы тяжести. Интенсивность их возрастает в южном и юго-восточном направлениях, достигая $[(-200) - (-250)] \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ [129]. В областях развития палеозоид они положительные $(100 - 150) \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. По мнению Ю. М. Капицы, отрицательные аномалии свидетельствуют о разуплотнении мантии.



Рис. 24. Границы Тянь-Шаньского сейсмогена

В современном срезе земной поверхности над тектоническими структурами, распространенными к северу и северо-востоку от ТШС, преобладают аномалии Буге Δg_E , ориентированные в северо-западном направлении. Интенсивность их не превышает 80—100 мГал. В области же развития сейсмогена преобладают интенсивные отрицательные аномалии Δg_E , которые простираются в юго-западном направлении.

2. При переходе от структур Казахстанской складчатой области, Туранской и Таримской плит к ТШС мощность ЗК резко возрастает (рис. 25). Горно-складчатые сооружения Тянь-Шаня характеризуются мощностью коры до 60—65 км, тогда как на стабильных плитах она равна 35—37 км [34, 198]. Различие в мощностях ЗК, как и аномалии силы тяжести, дает возможность

* Сейсмоген — современная мобильная структура литосферы, в пределах которой происходят геодинамические процессы, сопровождающиеся интенсивными тектоническими движениями в земной коре (орогенез, образование впадин и др.) и сейсмическими явлениями.

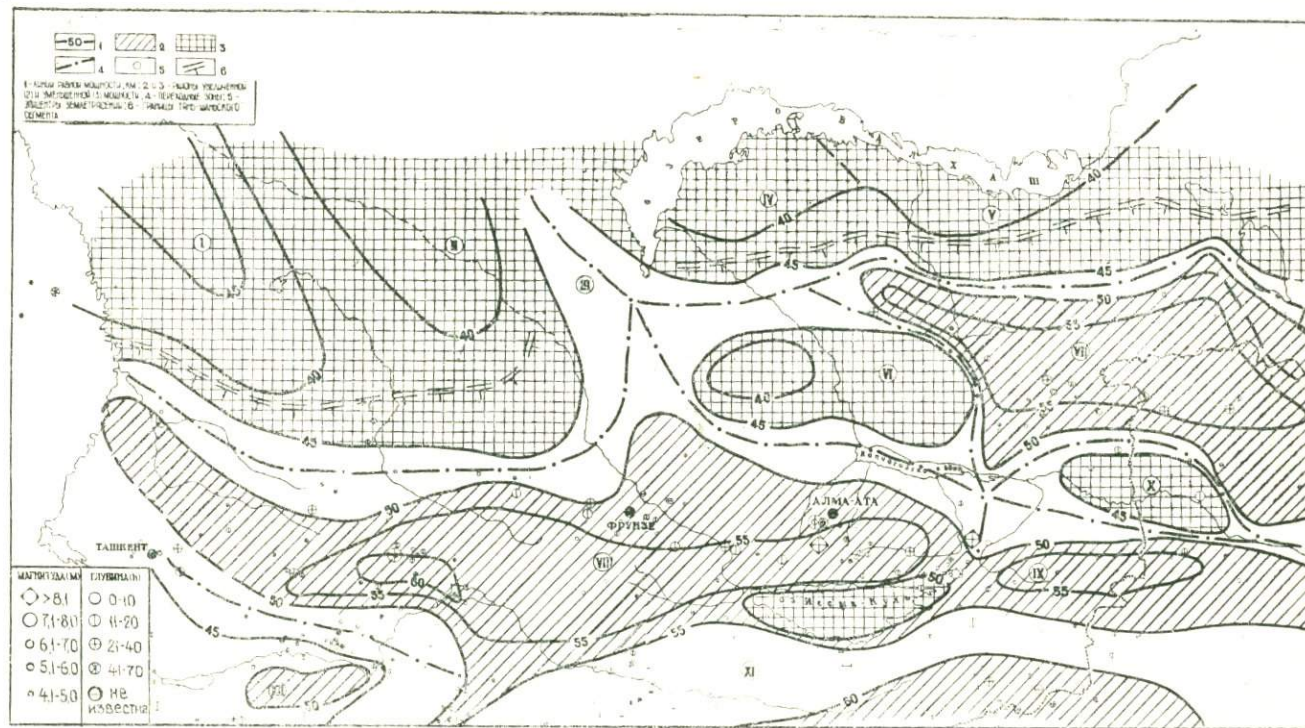


Рис. 25. Схема изоглубин поверхности Мохоровичича на территории Южного Казахстана и прилегающих регионов [171]: 1 — изолинии равной мощности, км; 2, 3 — районы с увеличенной (2) и уменьшенной (3) мощностями земной коры; 4 — переходные зоны; 5 — эпицентры сильных землетрясений; 6 — северная граница Тянь-Шаньского сейсмогена

Мегаблоки: I — Каратауский, II — Мойынкумский, III — Чуйский, IV — Балхашский, V — Северо-Джунгарский, VI — Каройский, VII — Центрально-Джунгарский, VIII — Северо-Тянь-Шаньский, IX — Кетменский, X — Джаркентский, XI — Южно-Тянь-Шаньский, XII — Кокандский

разграничить территории с различной историей геологического развития и формирования современных структур. Мощность ЗК как бы выступает показателем возраста ее становления. Внутри сейсмогена развиты структурные элементы, которые в отличие от других районов Казахстана являются сейсмогенными.

3. Характерная черта ТШС — наличие таких орогенных поясов, как Джунгарский и Тянь-Шаньский, имеющих высокогорный рельеф на поверхности Земли. Амплитуда перепада абсолютных отметок для высот в равнинной и горной областях достигает 7 км. В некоторых местах амплитуда вертикальных движений в течение неогена — антропогена (Ферганская впадина и др.) достигла 14—16 км [117].

4. Нижняя часть земной коры сейсмогена отличается от смежных регионов наличием «корней» гор и волноводов. Кровля астеносферы располагается на глубинах 120—150 км [34]. Подошва астеносферы отмечена на севере и юге региона на глубине 200 км, а в центральной части — на глубине 300 км.

5. Имеются различия в скоростных и плотностных характеристиках пород, слагающих нижнюю часть земной коры и верхнюю часть мантии в асейсмичных и сейсмоактивных регионах. В районе развития Тянь-Шаньского сейсмогена преобладают низкоскоростные блоки.

6. Для земной коры ТШС характерно наличие термальных вод, которые пространственно тяготеют к тектоническим нарушениям, долгоживущим разломам (Южно-Джунгарский, Алтынэмельский, Алма-Атинский и другие разломы). Среди них преобладают азотные термы (источники Копал-Арасан, Ой-Саз, Копальское, Кескентерек, Хоргос, Курам, Алма-Арасан, Талгар и др.). Возраст формирования терм, по данным В. А. Мизева [251], колеблется от сотен тысяч до 22 млн. лет.

7. В термальных водах Тянь-Шаньского сейсмогена (например, в Занлийской зоне разломов) отмечаются повышенное содержание радона, гелия и других элементов, высокая активность ионов водорода ($pH=8,2-10$), что указывает на продолжение глубинных процессов в этих районах в настоящее время [117].

8. В рассматриваемом регионе наблюдается повышенное тепловое поле. Установлено, что наиболее горячие участки в земной коре Средней Азии тяготеют к зонам глубинных разломов, которые активно проявились в стадии орогенической активизации [20, 76, 117]. Как показали наблюдения, тепловые поля повышены в зонах Трансиссык-Кульского, Северо-, Южно-Ферганского и других глубинных разломов.

9. Среди других особенностей земной коры следует указать на дугообразность и скучивание структурных элементов [198], а также на раздробленность ее блоков и высокую водонасыщенность трещин. По зонам дробления блоки могут перемещаться, деформироваться.

Тянь-Шаньский сейсмоген вытянут широтно примерно на 2500—

3000 км при ширине 550—600 км (см. рис. 24). В его состав входят системы хребтов Джунгарского Алатау, Тянь-Шаня, горы Нуратау и Каратау, Чу-Илийские горы и расположенные между ними межгорные впадины (Ферганская, Илийская, Иссык-Кульская и др.). Кроме того, в него включены предгорные и приразломные прогибы, которые образовались в новейший этап тектогенеза и продолжают формироваться в современную эпоху в юго-восточной части Туранской плиты, на юге Казахстанского щита и на севере Таримского массива.

На юго-востоке сочленение сейсмогена с Таримской платформой происходит вдоль р. Кызылсу (на территории Китая), а далее, на востоке — вдоль р. Тарим (Кучинский предгорный прогиб, северная часть Яркендской впадины, Кашгарский прогиб входят в состав сейсмогена). Границей между Памиром и Тянь-Шанем служат Северо-Памирский и Хорезмский разломы (северо-восточная часть Таджикской депрессии). Вдоль последнего разлома он прослеживается до Амударьинского разлома и далее, в северо-западном направлении, до Аральского моря. Центральные и Восточные Кызылкумы отнесены к сейсмоактивным районам.

Северная граница ТШС значительно углублена на территории Туранской плиты и Казахстанского щита. Она приурочена к серии сближенных разломов, имеющих широтное простираание и прослеживающихся от Аральского моря (севернее г. Кызыл-Орды) до оз. Алаколь (на востоке). В пределах Чу-Сарысульской депрессии граница проходит вдоль р. Чу. На палеозойские структуры Чу-Илийского поднятия сейсмоген «наложен». Далее, на востоке, указанная граница проходит по Таукумскому разлому, севернее Балхашской и Джунгарской внешнеорогенных впадин.

Восточной границей Тянь-Шаньского сейсмогена условно приняты Алаколь- и Чингиз-Джунгарский глубинные разломы. Вопрос о включении в состав Тянь-Шаньского сейсмогена Алтая, Саян и других сейсмоопасных регионов на территории СССР (на востоке) требует получения новых материалов о строении земной коры.

Внутреннее строение Тянь-Шаньского сейсмогена неоднородное. В его северо-восточной части (юго-восток Казахстана) выделяются крупные геофизические неоднородности — мегаблоки и блоки, разграниченные субвертикальными и субгоризонтальными границами. По месту выделения им даны условные названия (см. рис. 2). Наибольшую протяженность имеют Северо-Тянь-Шаньский, Каратауский, Мойынкумский, Каройский и Центрально-Джунгарский мегаблоки. Детальная геолого-геофизическая характеристика структурных единиц Тянь-Шаньского сейсмогена приведена в работах [168, 171, 175, 185].

Блоки и мегаблоки в Тянь-Шаньском сейсмогене разъединены переходными зонами. Основными критериями выделения переходных зон, ширина которых достигает 30—50 км, являются отсутствие или резкое сокращение числа отражающих и преломляющих

сейсмических границ (площадок) в земной коре; отсутствие сейсмической информации, связанной с границей М; резкое погружение границы М в верхнюю мантию; пространственная приуроченность аномалии временных вариаций геофизических полей и т. д. Протяженность переходных зон достигает сотен километров. Современная их сеть состоит из юго-восточного (каратауского типа), северо-восточного (северо-тянь-шаньского типа), широтного и меридионального компонентов. Среди них на территории сейсмогена преобладают зоны, ориентированные в северо-восточном и широтном направлениях.

Переходные зоны представляют собой участки земной коры, где в результате тектогенеза ослаблена прочность пород, они раздроблены, разрушены. Такие породы обладают повышенной проницаемостью для газов, жидкостей, транспортирующихся из верхних частей литосферы, по ним происходит относительное перемещение блоков. Большинство таких глубинных зон могут быть интерпретированы как зоны приразломного смятия.

2. 4. Геофизическая характеристика земной коры и верхней мантии Тянь-Шаньского сейсмогена

Различие в строении глубинных структур ЗК отчетливо проявляется в геофизических характеристиках.

Скорости распространения продольных V_p и поперечных V_s волн. Особенностью ЗК сейсмогена является ее многослойность: слои с пониженными скоростями V_p и V_s чередуются со слоями, имеющими более высокие скорости V_p и V_s (рис. 26). Наиболее мощный волновод выделен в низах базальтового слоя. Скорость V_p для него близка к 6,3—6,4 км/с при скоростях в вышележащих слоях $V_p=6,6—6,7$ км/с, а в нижележащих $V_p=6,8—7,2$ км/с [198]. Кровля волновода находится на глубине 24—26 км в западной части сейсмогена и 30—34 км в восточной части. В районе Северного Тянь-Шаня кровля волновода, имеющая скорость $V_p=6,7—6,9$ км, располагается на глубине 35—37 км [187]. Мощность волновода колеблется от 3—5 до 10—12 км.

Наиболее принципиальные различия в упругих характеристиках ЗК устанавливаются по распределению коэффициента Пуассона K и соотношения V_p/V_s . Так, на юге Каскеленского профиля верхняя часть разреза («гранитный» слой) характеризуется значениями K в основном в пределах 0,24—0,28, а нижняя («базальтовый» слой) имеет значения $K=0,18—0,24$.

Характер изменения с глубиной скоростей V_p и V_s (табл. 5) показывает, что более плотные геологические образования участвуют в ЗК Каратауского ($V_p=6,96$ км/с) и Мойынкумского ($V_p=6,8$ км/с) мегаблоков. Средний состав ЗК Балхашского ($V_p=6,55$ км/с), Каройского ($V_p=6,55$ км/с), Северо-Тянь-Шань-

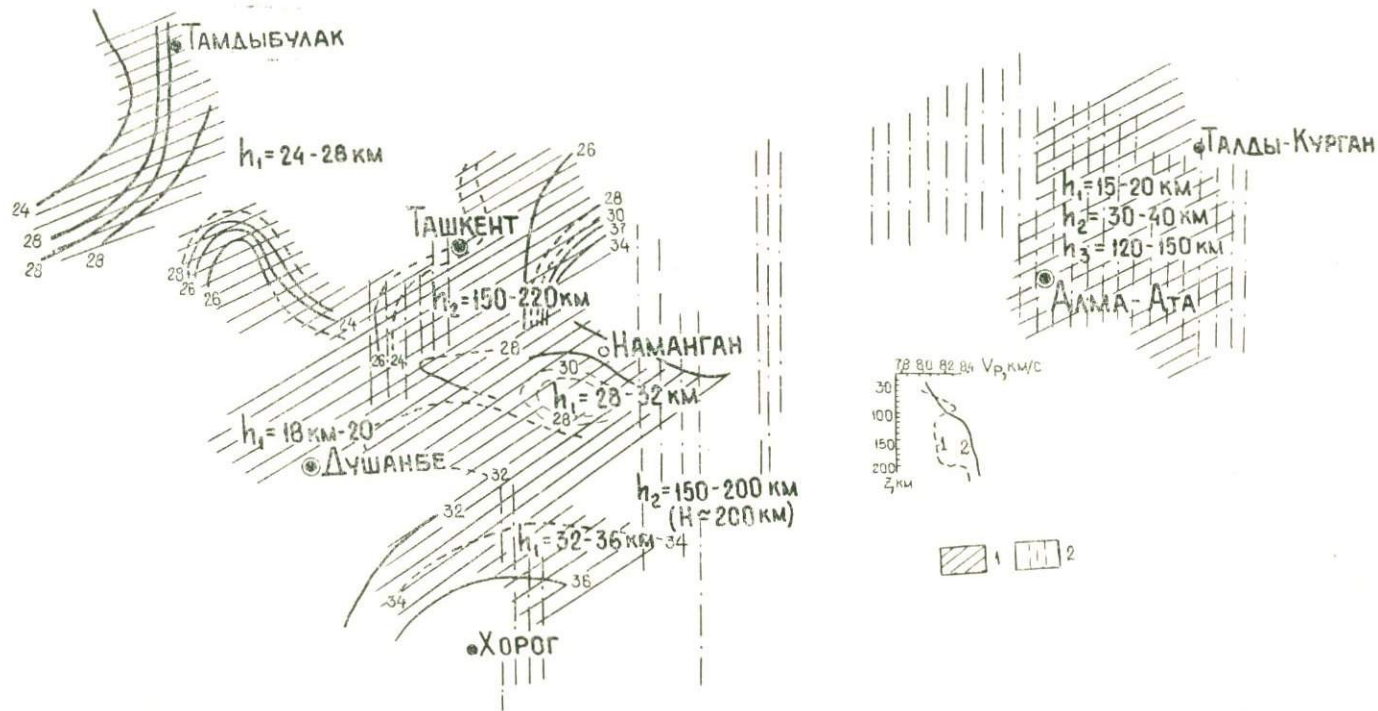


Рис. 26. Глубина до кровли волноводов в литосфере (h_1 и h_2 — в земной коре, h_3 — в верхней мантии): 1 — по данным ГСЗ; 2 — по данным МТЗ. Скоростной разрез верхней мантии [198]: 1 — для Тянь-Шаня; 2 — для Туранской плиты и Казахстано-Казхстанской складчатой области

Таблица 5. Изменение с глубиной скоростей упругих волн в породах

Глубина, км	Северо-Тянь-Шаньский мегаблок			Илийская зона			Каройский мегаблок		
	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s
3	5,5	2,85	1,93	5,6	3,13	1,79	5,60	3,20	1,75
5	5,75	3,20	1,80	5,80	3,32	1,75	5,84	3,39	1,72
10	6,05	3,60	1,68	5,98	3,47	1,72	6,13	3,50	1,75
15	6,13	3,63	1,69	6,03	3,55	1,70	6,24	3,57	1,75
20	6,23	3,70	1,68	6,09	3,63	1,68	6,52	3,84	1,70
25	6,62	3,86	1,72	6,50	3,87	1,68	6,74	3,96	1,70
30	6,84	3,93	1,74	6,62	3,93	1,68	6,83	3,98	1,72
35	6,96	4,00	1,74	6,75	3,98	1,70	6,06	4,00	1,74
40	6,85	4,04	1,70	6,86	3,99	1,72	7,80	4,64	1,68
45	6,75	—	—	7,16	4,20	1,70	8,25	4,75	1,74
50	6,80	—	—	7,77	4,56	1,70	—	—	—
55	7,4	—	—	8,12	4,60	1,77	—	—	—
60	8,08	—	—	—	—	—	—	—	—

ского ($V_p=6,53$ км/с) и Джунгарского ($V_p=6,47$ км/с) мегаблоков близок к составу андезита.

Верхняя мантия до глубин 150—200 км (а по некоторым данным и до глубин 300—400 км) имеет блоковое и слоистое строение. Линейные размеры неоднородностей превышают 80—100 км. Скорости V_p для них варьируют от 7,5 до 8,5 км/с [366]. Под основными структурными элементами Тянь-Шаньской и Казахстанской складчатых систем и Туранской плиты верхняя мантия (верхний слой мощностью 30—40 км) характеризуется увеличением скорости с глубиной от 8,05—8,1 км/с (на границе М) до 8,25—8,3 км/с (на его подошве). Глубже расположен слой, в котором скорость V_p возрастает в среднем гораздо медленнее, достигая примерно 8,4—8,5 км/с на глубинах 100—150 км. В этом слое выделена область понижения скорости V_p [366]. Значения скоростей V_p в астеносферном слое на 0,1—0,2 км/с ниже, чем на таких же глубинах под платформенными областями. Мощность астеносферы под Тянь-Шанем увеличивается в центральной его части [34]. Кровля его размещается на глубинах 120—150 км. Подошва астеносферы на севере и юге сейсмогена находится на глубине 200 км, а в центральной части — на глубине 300 км. Полоса наибольших мощностей ЗК простирается в зоне наибольших мощностей астеносферного слоя. Горизонтальные вариации значений скоростей V_p в верхней мантии достигают $\pm 4-5\%$ [366].

Относительно низкие величины V_p (7—7,9 км/с) наблюдаются под Джунгарским антиклинорием, Илийским синклинорием, Зайлийским, Кунгейским и Кендыктасским антиклинориями. К западу

различных мегаблоков и зон Тянь-Шаньского сейсмогена [184]

Центрально-Джунгарский мегаблок			Северо-Джунгарский мегаблок			Иссык-Кульская зона		
V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s
5,35	2,71	1,98	5,40	3,10	1,74	5,48	2,90	1,89
5,54	3,08	1,80	5,80	3,41	1,70	5,85	3,40	1,72
6,13	3,77	1,63	6,09	3,54	1,71	5,92	3,56	1,69
6,20	3,80	1,63	6,24	3,60	1,73	6,08	3,61	1,68
6,26	3,78	1,65	—	—	—	6,21	3,69	1,68
6,50	3,87	1,68	6,68	3,80	1,76	6,66	3,89	1,71
6,58	3,93	1,67	6,76	3,84	1,76	6,76	3,94	1,72
6,75	3,96	1,70	6,88	3,89	1,77	6,86	4,02	1,71
6,82	4,00	1,70	—	—	—	—	—	—
6,90	4,07	1,69	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	7,74	4,42	1,75
—	—	—	—	—	—	7,86	4,47	1,76
—	—	—	—	—	—	—	—	—

от Таласо-Ферганского разлома в верхней мантии сосредоточены массы, скорость V_p в которых наиболее высокая (8,4—8,6 км/с). Под Туранской плитой и Казахстанской складчатой системой она не превышает 8,0—8,2 км/с. При этом скоростные неоднородности в верхней мантии прослеживаются до глубин 60—120 км, т. е. до астеносферного слоя. Для районов Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского разлома значения V_p в слое мантии мощностью 60—120 км равны 8,15—8,20 км/с [366]. Для верхней мантии ТШС V_p повышенные (от 8,2 км/с на глубине 55 км до 8,6 км/с на глубине 300 км).

Сейсмические данные о том, что структурные элементы не затухают на уровне границы М, подтверждаются материалами электромагнитного зондирования. Глубина до верхнего высокоэлектропроводящего (ВЭП) слоя мантии под мегаблоками, для которых мощность ЗК 40—45 км (Мойынкумский, Балхашский, Таласский мегаблоки), не превышает 90 ± 10 км [175]. Глубина до нижнего ВЭП слоя увеличивается в юго-западном и южном направлениях. В этих же направлениях изменяются высотные отметки современных горных сооружений, что, очевидно, свидетельствует о взаимосвязи поверхностных и глубинных структур.

Электропроводность. Земная кора Тянь-Шаньского сейсмогена неоднородна по значениям электрического сопротивления. Она представляет собой слоистую среду, в которой ВЭП ($\rho_k=2-5$ Ом·м) слои чередуются со слоями, электросопротивление которых превышает первые сотни Ом·м [130, 175, 243, 320].

Высокоэлектропроводящие слои располагаются на глубинах

20—25 км ($\rho_k=3-10$ Ом·м), 40—45 км ($\rho_k=10-30$ Ом·м), 75—90 км ($\rho_k=20$ Ом·м), 160—200 км ($\rho_k=20$ Ом·м), 270—290 км (ρ_k менее 20 Ом·м). Между ними размещаются геологические образования, кажущееся сопротивление которых варьирует от 300—40С до 1200—1600 Ом·м.

Геотермическая характеристика. По тепловому состоянию земных недр в Советском Союзе выделены области со стационарным (стабилизированным во времени) тепловым режимом и с нестационарным (неустановившимся) тепловым полем [304]. К стабилизированным областям отнесены «сравнительно устойчивые в течение верхнего палеозоя (?), мезозоя и кайнозоя участки литосферы; сюда могут быть отнесены докембрийские и палеозойские складчатые области, а также чехол древних платформ... В пределах этих областей тепловой поток составляет в среднем $(4,0-5,0) \times 10^{-2}$ Вт/м² и характеризуется сравнительно однородным распределением на значительной площади» [304, с. 53]. Области стабилизированного теплового поля (ТП) охватывают крупные структуры земной коры. Таковыми являются плиты, щиты, массивы и др. На Украинском и Балтийском щитах Восточно-Европейской платформы средние значения теплового потока равны 37 и 38 мВт/м² соответственно [315]. Такие же низкие значения ТП (30—36 мВт/м²) наблюдаются на Ловозерском и Хибинском массивах. Относительно низки ТП (30—40 мВт/м²) на Воронежском и Белорусском массивах. Молодым платформам (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская) также присущи относительно низкие значения ТП (40—55 мВт/м²) [304]. Например, для Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы величина ТП равна 46 мВт/м² [100].

Нестационарное ТП (как по площади, так и во времени) фиксируется в областях развития неогеновой и четвертичной складчатости (табл. 6). Повышенные (60—100 мВт/м²), высокие (более 100 мВт/м²) ТП соответствуют структурам, подверженным в новейший этап тектонического развития интенсивным движениям. Причем тепловое поле более повышено в области развития хребтов по отношению к депрессионным зонам. Высокие ТП (100—120 мВт/м² и более) зафиксированы в Карпатах, на Кавказе, Памире и в Тянь-Шане [119]. Довольно высокие ТП (60—80 мВт/м²) наблюдаются в зонах дислокаций. Например, на Восточно-Европейской платформе к ним относятся зоны Доно-Медведицкие, Жигулевская, Сакско-Шешлинская и др. [315], рифтовая зона Байкала [100]. Стабильные высокие ТП установлены на отдельных участках древних платформ (Ейско-Березинское, Ставропольское, Тарханкутское поднятия на Скифской платформе) [315]. В депрессионных зонах, широко развитых в орогенных поясах, средние значения ТП не превышают 60—70 мВт/м².

В складчатых областях, где интенсивность новейших движений была невысокой, величины ТП низки. Так, на Урале они близки к

30 мВт/м² [315], а для всей Алтае-Саянской области средние значения ТП составляют 46 ± 11 мВт/м² [100].

Относительно высокие величины тепловых потоков фиксируются в зонах современных активных разломов. На территории Европы к ним относятся, например, Одер-Кавказский линеймент, проходящий на контакте Средиземноморского пояса и Восточно-Европейской платформы, зона Орехово-Павлодарского глубинного

Таблица 6. Данные о тепловом режиме территории СССР

Район	Тепловой поток, мВт/м ²	Лит. ссылка
Платформы		
Восточно-Европейская:	45	[315]
Русская плита	40	[315]
Балтийский щит	38	[315]
Украинский щит	37	[315]
Воронежский массив	30—40	[315]
Московская синеклиза	40—50	[315]
Канадский щит	35	[204]
Индийский щит	37	[204]
Сибирская	40—50	[304]
Складчатые пояса		
Урало-Монгольский:	20—60	[100, 290]
Уральское поднятие	30	[100, 290]
Алтае-Саянское поднятие	46 ± 11	[100, 290]
Центральный Казахстан	50	[204]
Альпийский:	До 100—150	[315]
Карпаты	70—100	[315]
Кавказ	70—100	[315]
Южно-Каспийская впадина	70—100	[315]
Крымский п-ов	35—100	[204]
Памир	74—130	[119]
Тянь-Шань	80—100	[120]
Байкальский рифт	100—150	[100]

разлома и др. [315]. В земной коре Средней Азии «наиболее горячие» участки установлены в зонах Северо- и Южно-Ферганского, Трансиссык-Кульского, Гиссаро-Кокшальского, Кугитанг-Байсунтауского, Карайль-Лянгарского, Предкопетдагского и других глубинных разломов [120]. Наличие локальных площадей с аномально высокой плотностью теплового потока, по мнению Ю. Н. Зуева и Б. Б. Таль-Вирского, — одна из характерных особенностей сейсмоясов. Большие теплототери осуществляются по зонам глубинных разломов — еще одна особенность.

На территории Киргизского Тянь-Шаня и ближайших к нему сопредельных площадей Нарынская и Джумгальская впадины отличаются аномально высокими значениями ТП ($77,2—83,1$ мВт/м²) [367]. Центральные части Ферганской и Иссык-Кульской впадин характеризуются аномально низким ТП ($35—$

40 мВт/м²). В Илийской, Таласской, Чуйской и Кочкорской впадинах значение ТП находится в пределах 40—56 мВт/м². Аномально высокие величины его (до 130—200 мВт/м²) зафиксированы в районах Трансиссык-Кульского и Северо-Ферганского разломов. Согласно расчетам Ф. Н. Юдахина [367], температура на границе М для территории Киргизского Тянь-Шаня варьирует от 900 до 1200 °С. Максимальные температуры получены под Алайским,

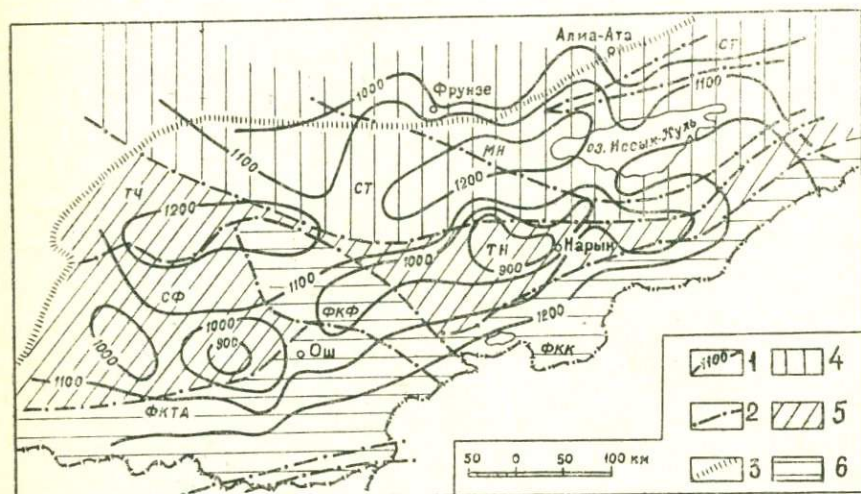


Рис. 27. Схема распределения температуры на поверхности Мохоровичича в Киргизском Тянь-Шане [367]: 1 — изотермы температур на поверхности Мохоровичича; 2 — глубинные разломы, разделяющие складчатые области и срединные массивы; 3 — глубинный разлом, отделяющий Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген от Туранской плиты и Казахстанского щита; 4—6 — складчатые области различного возраста: 4 — каледонская, 5 — каледонско-герцинская, 6 — герцинская; СТ — складчатая область Северного Тянь-Шаня, МН — Мойынкум-Наратский срединный массив, ТЧ и ТН — Чаткальский и Нарынский секторы складчатой области Срединного Тянь-Шаня, СФ — Сырдарьинско-Ферганский срединный массив, ФКТА, ФКФ и ФКК — Туркестано-Алайский, Ферганский и Кокшальский секторы Фергано-Кокшальской складчатой области

Туркестанским, Киргизским и Терскейским хребтами, а минимальные — под Ферганской и Нарынской впадинами. На рис. 27 видно, что высокотемпературные неоднородности сосредоточены в литосфере Тянь-Шаньского сейсмогена и, что важно, они ориентированы с юго-запада на северо-восток (в направлении простираения новейших структурных элементов ЗК).

На одних и тех же глубинах в пределах исследованных структурных зон Тянь-Шаня существуют значительные температурные вариации, величины которых заметно увеличиваются с глубиной [20]. Поверхности раздела в пределах земной коры (границы Конрада и Мохоровичича) не являются изотермическими; колебания температуры на этих уровнях достигают сотен градусов на

сравнительно небольших расстояниях (около 300—500 км). Так, на глубине 40 км значения температуры изменяются от 700 °С для Бухаро-Хивинской зоны и Иссык-Кульской впадины до 1300 °С в области Северо-Ферганского разлома и примыкающего к нему Кураминского хребта.

Сведения о распределении температуры в ЗК и верхней мантии для южной и юго-восточной частей Казахстана приведены в рабо-

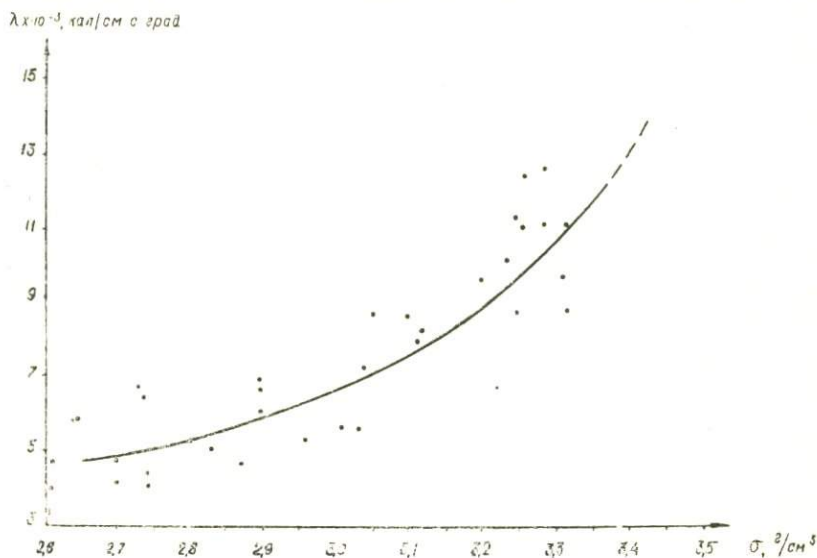


Рис. 28. Связь между плотностью σ и теплопроводностью λ горных пород и минералов

тах [170, 186]. Для определения теплопроводности слагающих ЗК пород нами использована взаимосвязь между нею и плотностью (скоростью V_p) (рис. 28). Зная закономерность распределения плотности в недрах Земли, можно выяснить и закономерность изменения теплопроводности. Как было ранее установлено [165], для условий ЗК и верхней мантии связь плотности σ со скоростью V_p можно определить по формуле: $\sigma = 0,32 V_p + 0,75$.

Здесь в качестве скорости V_p принята та скорость, которая определяется сейсмическими методами в естественных условиях залегания пород. В наших расчетах использован скоростной разрез, построенный по материалам ГСЗ (см. табл. 6). Рассчитанная таким образом теплопроводность приведена в табл. 7.

Для вычисления градиента температуры необходимы данные о тепловом поле. Величины теплового потока q приняты равными [115]: $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с) — для Балхашского мегаблока; $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с) — для Каройского мегаблока; $1,46 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с) — для Илийской переходной зоны; $2 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с) —

для Северо-Тянь-Шаньского мегаблока. Далее по формуле $dT/dH = -\frac{q}{\lambda}$ рассчитывался геотермический градиент (табл. 7). Произведение градиента на глубину дает величину температуры.

Вычисленные для глубин ЗК отдельных мегаблоков и переходных зон в северо-восточной части ТШС величины температуры приведены на рис. 29, 30. На рис. 29 показаны также значения темпе-

Таблица 7. Значения теплопроводности λ (кал/см²·с·град) и градиента температуры Γ (°С/см) для ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена

Глубина H , км	Балхашский мегаблок		Каройский мегаблок		Илийская пере- ходная зона		Северо-Тянь- Шаньский мегаблок	
	λ	$\Gamma \times 10^{-4}$	λ	$\Gamma \times 10^{-4}$	λ	$\Gamma \times 10^{-4}$	λ	$\Gamma \times 10^{-4}$
1	0,0045	2,00	0,0047	2,55	0,0047	3,11	0,0049	4,10
5	0,0050	1,80	0,0048	2,50	0,0048	3,04	0,0050	4,00
10	0,0055	1,60	0,0050	2,40	0,0049	2,98	0,0050	4,00
15	0,0056	1,61	0,0052	2,30	0,0050	2,92	0,0051	3,92
20	0,0058	1,55	0,0058	2,07	0,0052	2,81	0,0052	3,85
25	0,0060	1,50	0,0065	1,85	0,0059	2,47	0,0055	3,64
30	0,0064	1,41	0,0063	1,90	0,0060	2,43	0,0061	3,28
35	0,0066	1,36	0,0058	2,07	0,0063	2,32	0,0065	3,08
40	0,0069	1,30	0,0066	1,82	0,0060	2,43	0,0062	3,22
45	—	—	0,0122	0,98	0,0061	2,39	0,0059	3,39
50	0,0110	0,82	0,0128	0,94	0,0110	2,33	0,0058	3,45
55	—	—	—	—	—	—	0,0110	1,82

ратуры, измеренной на глубинах 7263 и 9000 м в Кольской сверхглубокой скважине [357], а также рассчитанных С. О. Борисовым [41] и Ф. Н. Юдахиным [367] для различных глубин ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока. Видно, что температура, определенная «по скоростям сейсмических волн», наиболее хорошо согласуется с экспериментально измеренной в глубокой скважине. Расхождения между наблюдаемыми величинами температуры в ЗК древнего Байкальского щита и рассчитанными для его аналога в Юго-Восточном Казахстане — Балхашского массива — не превышают ± 30 °С. Видно также, что независимо от способов расчетов в низах ЗК и верхней мантии Тянь-Шаньского сейсмогена величины температур значительно превышают таковые соседних регионов.

Температура в ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена изменяется не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Вертикальные градиенты для ЗК различных мегаблоков существенно различаются. Средняя их величина для Балхашского 13 °С/км, для Каройского — 17 °С/км, для Северо-Тянь-Шаньского мегаблоков — 32 °С/км, для Илийской зоны — 25 °С/км. Горизонтальные градиенты температуры возрастают (с севера на юг) от 5 до 10 °С/км. Наиболее повышены они и, следовательно, наиболее нагрета ЗК в областях развития Северного и Среднего Тянь-

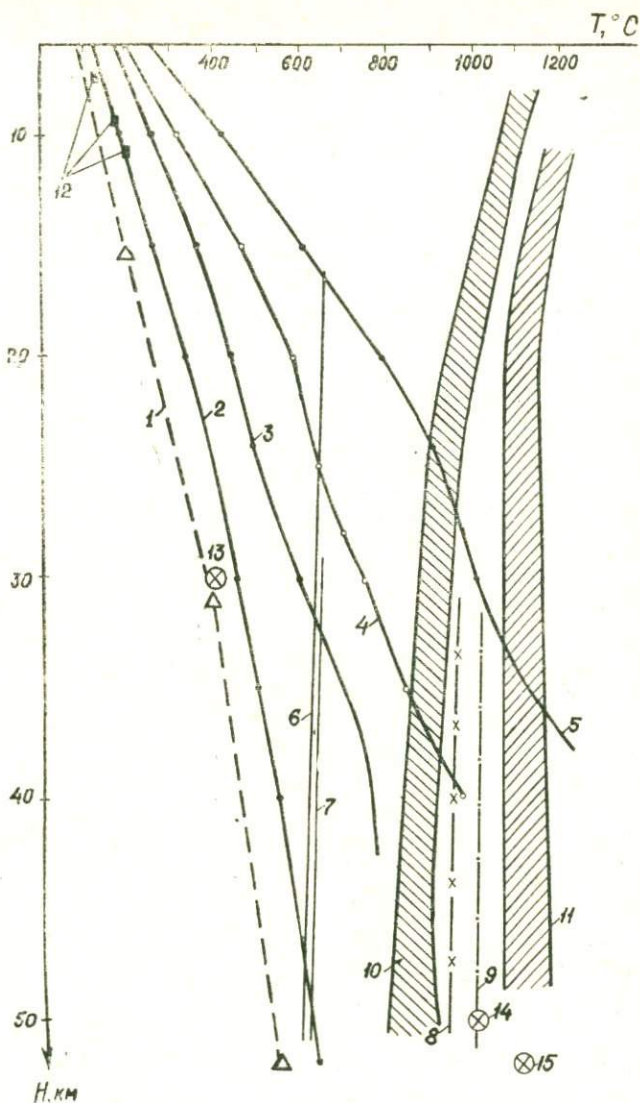


Рис. 29. Геотермы (для земной коры): 1 — Юго-Восточного Казахстана [203, 204]; 2, 3 — Балхашского и Каройского мегаблоков; 4 — Илийской зоны; 5 — Северо-Тянь-Шаньского мегаблока; 6—11 — солидусы пород: 6 — гранита, 7 — тоналита, 8 — андезита, 9 — кварцевого толента, 10 — перидотитов, 11 — базальтов [283]; 12 — величина температуры, измеренной в Кольской сверхглубокой скважине [357]; 13, 14 — величины температур для Иссык-Кульского блока [41]; 15 — температура на границе М под Зайлийским поднятием [367]

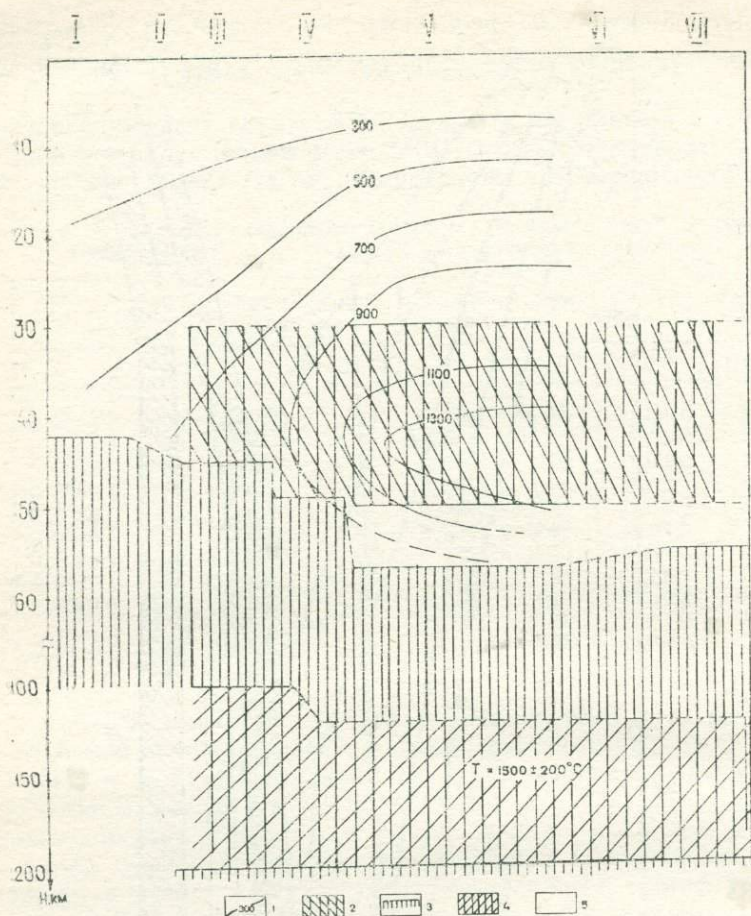


Рис. 30. Геотермическая модель литосферы Северо-Тянь-Шаньского блока: 1 — геоизотермы ($^{\circ}\text{C}$); 2 — волновод в земной коре; 3 — верхняя мантия; 4 — астеносфера; 5 — земная кора
 Мегаблоки: I — Балхашский; III — Каройский; V — Северо-Тянь-Шаньский; VII — Терскойский
 Зоны: II — Куртинская; IV — Илийская; VI — Иссык-Кульская

Шаня, Туркестано-Алайских, Кокшальских и других поднятий. В целом сейсмопояса выделяются сложным и сильно дифференцированным тепловым полем. Повышенные значения характерны для складчатых зон, а в их пределах — для активных разломов. Тепловые поля межгорных и предгорных впадин понижены. Отсюда возникает предположение, что нарушение сплошности земной коры первично, а прогревы «локальных» участков вторичны. Иными словами, движение (смещение, сдвиги, надвиги и т. д.) и разрушение пород приводят к повышению температуры.

2. 5. Слоистость литосферы и природа геофизических слоев

Имеющиеся геофизические материалы по ТШС показывают, что литосфера Земли здесь представляет собой не только блоковую, но и слоистую среду. Слоистость ЗК наиболее отчетливо проявляется на сейсмических и геоэлектрических разрезах. Она обусловлена чередованием «размягченных» (волноводы) слоев со слоями, находящимися в «твердом» состоянии (неволноводы). Волноводы здесь размещаются на нескольких уровнях. Наиболее уверенно они выделяются на глубинах 15—20, 35—48 и 120—160 км [9, 12, 182]. Волноводы — участки с повышенной электропроводностью и пластичностью, пониженными скоростями сейсмических волн и вязкостью. Под ТШС (мощность волновода 100 км) он отождествляется с астеносферой [366]. Наличие мощного астеносферного слоя является существенным отличием верхней мантии Тянь-Шаня от асейсмичных районов Туранской плиты и Таримской платформы.

Как видно из табл. 6, значения теплопроводности пород, слагающих «гранитный» и «базальтовый» слои в Балхашском мегаблоке и Тянь-Шаньском сейсмогене, довольно близки. Следовательно, формирование волноводов в ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена следует, по-видимому, связать с разрыхлением (появление пор, трещин) пород и повышением температуры при колебательных движениях блоков. Важную роль при этом может сыграть то обстоятельство, что формирующиеся слои или горизонты, характеризуясь более низкой теплопроводностью (за счет высокой трещиноватости), способствуют накоплению тепла.

Среди сейсмических субгоризонтальных границ уверенно выделяются границы К и М [198, 366]. Граница К не является выдержанной в горизонтальном направлении поверхностью; внутри одних структурных элементов она устанавливается уверенно, в других не выделяется. В юго-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена переход от «гранитного» слоя к «базальтовому» отчетливо проявлен в Каройском и Северо-Тянь-Шаньском мегаблоках (резкое сближение линий равных скоростей V_p , V_s). Как правило, в зонах перехода от одного мегаблока к другому граница К либо не фиксируется, либо претерпевает колебания в вертикальном направлении, подчеркивая свою наложенность на более древний структурный каркас ЗК.

Современное положение границы К отражает, по-видимому, последний, наиболее существенный этап проявления фундаментальных структурных преобразований среды. Эти процессы в отдельных мегаблоках и блоках протекали и протекают неодновременно. В Балхашском мегаблоке, например, где к границе К не приурочен высокоэлектропроводящий слой, она может быть интерпретирована как граница раздела между структурными ярусами ЗК. В областях развития Каратауского мегаблока граница К сопоставляется с

границей добайкальского и послебайкальского этапов ее развития. В зонах, где новейшая складчатость проявлена наиболее интенсивно, граница К «теряет» свою четкость. Здесь (на глубинах 20—25 км) располагается высокоэлектропроводящий слой. Можно предполагать, что в таких зонах ВЭП слои разделяют геологические образования, характеризующиеся различной степенью дислоцированности. «Главное содержание дислокационного процесса сводится в конечном итоге к перемещению блоков по „родоначальным“ разломам и их приразломному смятию вследствие вязкого трения и сдвигового... течения параллельно плоскости разлома» [258, с. 19]. В качестве плоскостей, по которым происходят сдвиги и течения в горизонтальном направлении, могут выступать границы разделов между структурными этажами и ярусами.

Рельеф перехода «земная кора — мантия» довольно сложный. Мощность коры при переходе от структур добайкальской складчатости к областям завершенной каледонской и герцинской складчатости возрастает до 8—10 км, а при переходе к альпийским структурам — до 15—20 км [366]. Следовательно, раздел М — исторически подвижная граница. Подвижность ее, так же как и границы К, обусловлена особенностями истории геологического развития региона не только в прошлом, но и в современную эпоху. Колебания мощности ЗК и физических свойств слагающих ее пород определены масштабом и интенсивностью физических, химических и других процессов, которые протекают в литосфере и, возможно, глубже. В Тянь-Шаньском сейсмогене граница М погрузилась в верхнюю мантию за последние 25—30 млн лет на 15—20 км. Средняя скорость приращения ЗК снизу составляла 0,5—0,8 мм в год [168]. «Опускание» границы М сопровождается «формированием» волновода в основании ЗК в наиболее складчатых зонах. Он уверенно фиксируется с глубин 30—40 км. На этих глубинах скорость V_p , равная 7,0 км/с, понижается до 6,3—6,7 км/с и на глубине 45—47 км переходит через минимум. Под Северо-Тянь-Шаньской горной областью мощность волновода (с севера на юг) увеличивается от нуля (Балхашский мегаблок) до 15—20 км (Северо-Тянь-Шаньский мегаблок). Для волновода характерны относительно низкие значения коэффициента Пуассона, расчетная температура для него более 900—1000 °С.

По вопросу о природе волноводов (астеносфер) и высокоэлектропроводящих слоев в верхней мантии существуют различные мнения [176].

Следует отметить, что любая разрабатываемая модель (петрологическая, геофизическая и др.) должна объяснять резкие изменения физических свойств, которые экспериментально наблюдаются на границах раздела слоев в мантии (табл. 8). Анализ экспериментальных материалов по физическим свойствам разнообразных комплексов пород и минералов при высоких давлениях и температурах, сейсмичности литосферы и современным движениям земной

коры позволил расширить существующие представления о природе волноводов в литосфере.

Высокоэлектропроводящие слои в юго-восточной части Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы находятся на глубинах 80—200 км (верхний слой) и 250—500 км (нижний слой). Наиболее резкое погружение слоев происходит под горными сооружениями Тянь-Шаня. В этом же направлении погружается и граница М.

Таблица 8. Физические свойства верхней мантии

Слой	$V_p, \text{км/с}$	$V_s, \text{км/с}$	$\sigma, \text{г/см}^3$	$\rho, \text{Ом}\cdot\text{м}$	V_p/V_s
Надастеносферный	8—8,2	4,6	3,32—3,35	10^3 — 10^4	1,74
Астеносферный	7,6—7,8	4,1—4,3	3,20—3,28	1—10	1,83
Подастеносферный	8,5—8,6	4,5	3,50—3,60	100	1,70

Одновременное уменьшение скорости упругих волн и повышение электропроводности может наблюдаться при частичном плавлении пород; обогащении пород окислами железа, никеля, кобальта и других металлов; разрушении сплошности пород; насыщении пород флюидами.

Н. Н. Пузырев с соавт. [270] показали, что 10 %-ная доля расплава обеспечивает наблюдаемые аномалии в скоростях и плотностях астеносферы. Но прямых данных о плотности астеносферы нет. Такие сведения обычно получают, используя зависимости плотность — скорость V_p . В связи с этим уместно вспомнить работу Н. Б. Дортмана и М. Ш. Магида [98], в которой доказано, что повышение плотности сульфидов, окислов, рудных минералов, самородных минералов, железных метеоритов ведет к снижению фиксируемой в них скорости V_p . Уменьшению скорости V_p на 1 км/с соответствует возрастание плотности на 0,7—0,8 г/см³. В таком случае плотность астеносферы должна быть не ниже 3,6—3,7 г/см³. Минимум в распределении скоростей V_p и V_s и максимум в распределении плотности будут обеспечены при обогащении волновода окислами железа в количестве 28 ± 2 %.

Рост содержания окислов железа приводит к уменьшению удельного электрического сопротивления. Так, при повышении содержания магнетита и титаномагнетита в ультраосновных породах до 5—7 % значение электросопротивления в них снижается от 100—1000 до $(0,3—9) \cdot 10^{-2}$ Ом·м. «Металлизация» верхней мантии на глубинах залегания астеносферы обеспечивает скачки в скоростях упругих волн и электропроводности пород. Между тем эти скачки возникают при частичном расплавлении мантийного вещества (объем расплава: 8—10 % — по В. А. Магницкому [208]; до 15 % — по В. В. Белоусову [33]; 10 % — по Н. Н. Пузыреву, С. В. Крылову [270]), которое наблюдается при температурах более 1200 °С. В последнем случае плотность астеносферы должна быть ниже плотности над- и подастеносферного слоев

$[\Delta\sigma = (-0,1) - (0,3) \text{ г/см}^3]$. В случае «металлизации» волновода избыточная плотность на границе надастеносферного и астеносферного слоев $\Delta\sigma = +0,3 \text{ г/см}^3$, а на границе астеносферного и подастеносферного слоев $-\Delta\sigma = 0,05 - 0,1 \text{ г/см}^3$.

Вопрос о том, какой гипотезе отдавать предпочтение, требует привлечения других фактических материалов. В качестве таковых могут быть использованы отношения скоростей упругих волн V_p и V_s . По сейсмическим данным отношение V_p/V_s для над- и подастеносферного слоев близко к 1,73. Для астеносферного слоя в верхней мантии оно повышается до 1,83. Как известно, коэффициент V_p/V_s зависит от состава и структурной рыхлости (плотность упаковки атомов) вещества, а также от термодинамических условий, в которых оно находится. Величинами коэффициентов V_p/V_s более 1,78—1,80 характеризуются ультраосновные породы, обогащенные рудными минералами (магнетит, титаномагнетит, хромит), а также породы, подверженные дислокационным процессам. Для чистых, свежих ультраосновных, основных пород величина V_p/V_s не превышает $1,73 \pm 0,03$. С повышением давления V_p/V_s возрастает [165], а с повышением температуры уменьшается [194]. По данным Т. С. Лебедева, В. А. Корчина [194], при одновременном воздействии давления и температуры скорости V_p и V_s в породах в термобарических условиях ЗК, имитирующих глубины 15—20 км, продолжают возрастать, а изменение коэффициента Пуассона происходит за счет обезвоживания пород и разрушения структуры минералов. В то же время связь коэффициента Пуассона с вещественным составом сохраняется.

Приведенные материалы свидетельствуют в пользу того, что в повышении отношения V_p/V_s для астеносферного слоя важную роль могут сыграть дислокационные процессы. Процессы перемещения блоков или других структурных образований приводят к понижению теплопроводности. Формирующиеся при этом слои (горизонты) с повышенной трещиноватостью и, следовательно, с пониженными теплопроводностями могут способствовать аккумуляции тепла. При температуре более 1000 °С и давлениях 80—90 кбар, которые ожидаются на глубинах 250—260 км, в присутствии летучей смеси и воды плавление пород вполне возможно. Но в зонах частичного плавления может протекать химико-плотностная дифференциация вещества, в результате которой эти зоны обогащаются более плотными образованиями (тяжелыми фрагментами). Этот же процесс сопровождается выделением и легких компонентов.

Таким образом, геофизической особенностью строения литосферы Тянь-Шаньского сейсмогена является ее дискретность (блоки, слои и т. д.). Иерархическая дискретная структура литосферы наблюдается не только в отношениях размеров соседних блоков, как установлено М. А. Садовским [286], но и в отношениях мощностей волноводов. Сверху вниз глубина до кровли слоев с

«аномальными» геофизическими характеристиками (волноводы) изменяется примерно 1 : 2—3. Примерно в таких же соотношениях находятся и мощности волноводов. Следует заметить, что такие соотношения в глубинах залегания волноводов свойственны и другим сейсмопоясам. Так, в верхней мантии Курило-Камчатского региона выделены четыре астеносферных слоя на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км [10]. Современное положение геофизических границ и слоев, можно полагать, отражает основные «следы» последних этапов геологической жизни литосферы. В таком аспекте они (слои и границы) могут быть разными по своей природе и возрасту. В частности, «аномалии» (прежде всего их отсутствие) в поведении границ К и М в литосфере Тянь-Шаньского сейсмогена свидетельствуют о том, что процессы структурного преобразования коры и мантии, процессы формирования границ активно продолжаются и в настоящее время: мощность земной коры растет как снизу («корни» гор), так и сверху (горные области Джунгарии, Тянь-Шаня), а «родоначальные» границы «утрачивают» доальпийскую природу или привязку. Возникает вопрос: имеется ли унаследованность, преемственность в развитии, формировании глубинных и поверхностных тектонических элементов? Обсудим этот вопрос.

2.6. Взаимосвязь глубинных и поверхностных геологических структур

Выяснение связи, взаимообусловленности поверхностных и глубинных геологических структур имеет важное значение не только для теории и практики, но и для понимания геодинамических процессов, происшедших в недрах Земли в прошлом и происходящих в настоящее время. Рассмотрим этот вопрос на примере юго-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена.

Соотношение палеозойских и новейших структур. В юго-восточной части ТШС, для которой более детально изучен палеозойский этап геологического развития [185], выделены такие крупнейшие геотектонические элементы в верхней части ЗК, как подвижные зоны и относительно устойчивые блоки (рис. 31).

Сопоставление схемы мощности ЗК юго-востока Казахстана и прилегающих регионов со схемой размещения основных геотектонических элементов палеозойского этапа геологического развития показывает, что между ними отсутствует четко проявленная связь. На территории Казахстанского щита (Балхашский, Северо-Джунгарский блоки), где новейшая тектоника проявлена не так интенсивно, как в ТШС, мощность ЗК составляет 40—45 км. Хотя простирание (северо-западное) палеозойских структур сохраняется, мощность ЗК этих структур при переходе от щита к сейсмогену возрастает. В пределах сейсмогена уже преобладают структуры (поднятия, прогибы) северо-восточной ориентации.

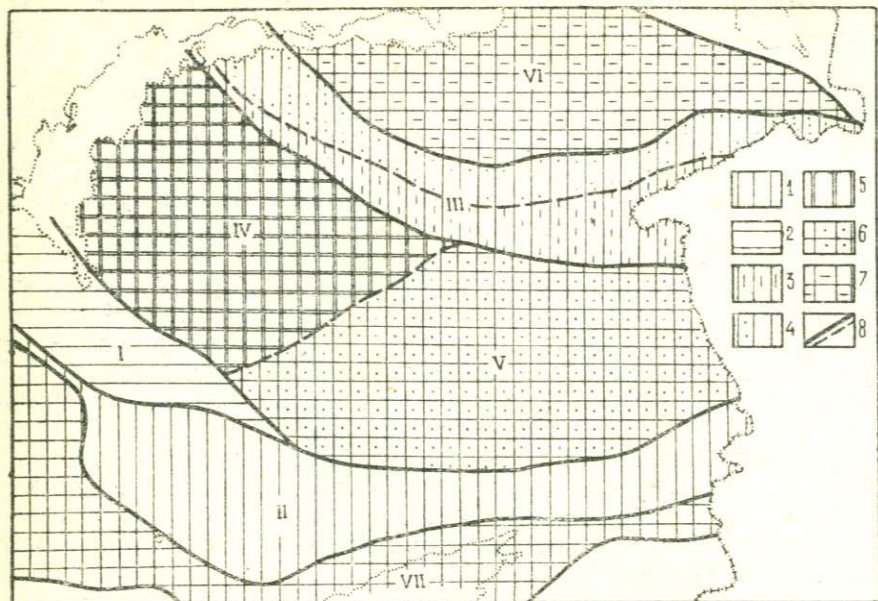


Рис. 31. Схема размещения основных геотектонических элементов палеозойского этапа: 1—4 — подвижные зоны различных эпох консолидации: 1 — ордовикской, 2 — силурийской, 3 — ордовикской и повторной девонской, 4 — ордовикской и повторной среднекаменноугольной (по Е. Д. Шлыгину и др., 1980 г.), 5—8 — относительно устойчивые блоки: 5 — среднепалеозойской активизации, 6 — верхнепалеозойской активизации, 7 — преимущественного погружения, 8 — главнейшие разломы; I—VII — подвижные зоны: I — Чу-Илийская, II — Кендыктас-Зайлийская, III — Центрально-Джунгарская (Балхашская); IV—VII — относительно устойчивые блоки: IV — Балхашский, V — Южно-Джунгарский, VI — Северо-Джунгарский, VII — Иссык-Кульский (Мойынкум-Наратский) [185]

Соотношение глубинных и новейших структур. Современный структурный план ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена — результат переработки новейшими и современными движениями более раннего его каркаса. Взаимосвязь, взаимообусловленность поверхностных структур, сформировавшихся в верхней части ЗК в новейший этап тектогенеза, с глубинными структурами отчетливо видна на рис. 26 и 32.

Области преобладающих поднятий образуются над глубинными элементами ЗК с повышенными их мощностями (50—60 км). При этом максимальные отметки в современном рельефе, достигающие 7,4 км (пик Победы), наблюдаются там, где граница М погружена до 60—70 км. В областях развития предгорных прогибов, размещающихся в основном над переходными зонами, а также в районах развития жестких массивов, мощность ЗК сокращена.

Вопрос о взаимосвязи новейших и древних структур обсуждался в ряде работ. В работе [326] отмечается, что «суммар-

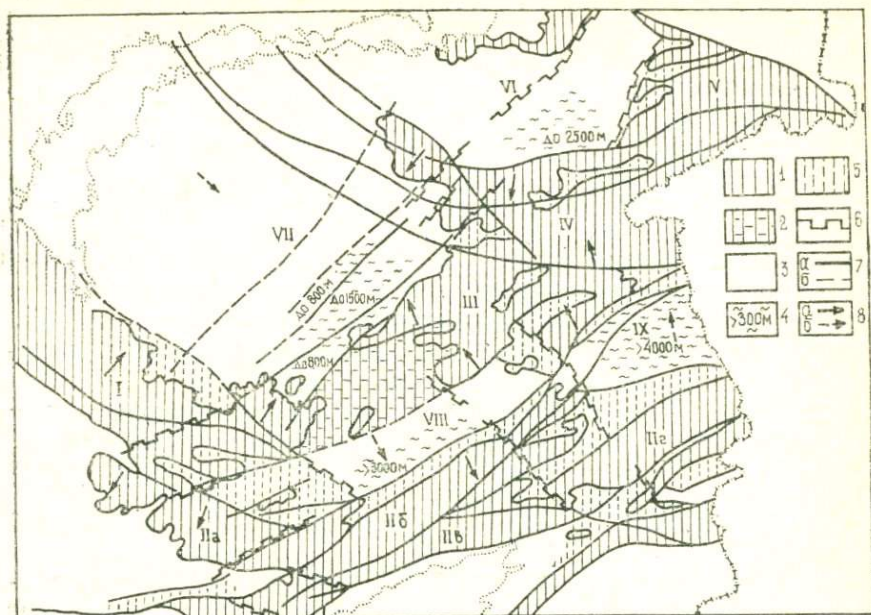


Рис. 32. Схема размещения основных геотектонических элементов этапа новейшей активизации: 1 — области преобладающих поднятий; 2 — то же, с маломощным чехлом кайнозойских отложений; 3 — области преобладающих прогибов (предгорных, межгорных, внутригорных); 4 — зоны наибольшей мощности кайнозойских отложений; 5 — зоны дифференцированных движений с преобладающим поднятием с плиоцена; 6 — оси поперечных изгибов и смещений палеозойского фундамента; 7 — разломы: а — в обнаженном палеозойском коколе, б — под чехлом кайнозойских отложений; 8 — обобщенное направление падения эпигерцинского пенеплена: а — в области поднятий, б — под чехлом кайнозойских отложений; I—V — области преобладающих поднятий: I — Чу-Илийская, II — Северо-Тянь-Шаньская (IIа — Кендыктасская, IIб — Заилийская, IIв — Кунгейская, IIг — Кетменская), III — Южно-Джунгарская, IV — Центрально-Джунгарская, V — Северо-Джунгарская; VI—IX — области преобладающих прогибов: VI — Северо-Джунгарская, VII — Южно-Прибалхашская, VIII — Алма-Атинская, IX — Панфиловская [185]

ные амплитуды новейших тектонических движений в горах Тянь-Шаня достигают 10 км, а скорости движений, особенно в четвертичное время, измеряются несколькими миллиметрами в год. Это послужило достаточным основанием для того, чтобы территория Тянь-Шаня в кайнозое была выделена из Урало-Сибирской платформы в силу специфики своего тектонического режима» (с. 75). На отсутствие зависимости или слабой ее выраженности молодых структур от палеозойского фундамента в Памиро-Алае указали В. И. Ермилин и др. [112]. Они пришли к выводу о том, что «современный структурный план является частично переработанным и не совсем совпадает с палеозойским. Анализ зависимости палеозойских и молодых структур показал, что поверхностные

структуры слабо связаны со структурами фундамента» [112, с. 93].

На описываемой территории имеются также отклонения от описанных взаимоотношений между новейшими поверхностными и глубинными структурами. «Аномальными» являются районы пересечения Кендыктасского хребта и Каройского плато, а также Заилийского и Кунгейского хребтов с Кетменским. В этих зонах мощность земной коры пониженная, а положительные морфоструктуры обладают ортогональным простираем к структурам с повышенной мощностью ЗК. Такие феномены нами интерпретируются как шовные, по которым происходят активные перемещения блоков или мегаблоков в современную эпоху. С точки зрения физики они могут рассматриваться как структуры вязкого трения и течения, как глубинные активные зоны деформаций разрушения вещества.

Поперечная зональность характерна не только для Тянь-Шаньского сейсмогена. Она установлена и для Альпийского орогена.

По мнению Ю. К. Щукина, [366], «поперечная геодинамическая зональность альпийского пояса связана с регенерацией древней (архей-протерозойской) системы напряжений, зафиксированной разломами того же возраста» (с. 15).

Все эти факты являются примерами аномальных взаимоотношений глубинной структуры с верхней частью ЗК и свидетельствуют о продолжающихся геодинамических процессах, ведущих к перестройке существующего орографического плана региона.

Таким образом, в новейшем структурном плане полной унаследованности (ни в формах структур, ни в направленности движений) от палеозойского и докембрийского планов не наблюдается. По преобладающему знаку движений и выраженности в современном рельефе выделяются два типа структур — области поднятий и прогибов. Новейшие структуры частично используют палеозойские подвижные зоны. Но древний структурный план существенно переработан. Переработка выразилась в развитии глубоких прогибов и сопряженных с ними поднятий по направлениям, секущим палеозойские подвижные зоны и относительно устойчивые блоки (платформы, массивы, щиты и т. д.). Об этих несоответствиях структурных планов свидетельствуют не только особенности строения земной коры, но и ее трещиноватость.

Периодам наиболее интенсивных тектонических движений соответствуют периоды наибольшей деформации пород, в том числе хрупкой с образованием трещиноватости. «Подавляющее большинство из них образует геометрически правильную сетку планетарной трещиноватости (называемую еще регматической, или стационарной, сеткой разрывов или основной делимости земной коры) — совокупность систем трещин, разрывов, зон диастрофизма и линеаментов разного масштаба и морфологии, располагающихся закономерно друг относительно друга и относительно оси вращения Земли» [275, с. 156]. Иными словами, дислоцированность горных пород не хаотическая. Простираения трещин «сохраняют свою

ориентировку независимо от состава, структурного положения, возраста и общего простирания нарушаемых ими горных пород» [275, с. 156].

Общие особенности планетарной трещиноватости заключаются в устойчивости простираний определенных ее компонентов (входящие в ее состав системы трещин и разрывов всегда образуют определенные углы с меридианами и широтами) и симметричном расположении систем по отношению к широтам и меридианам. «Симметричные относительно фигуры Земли дизъюнктивные системы объединяются обычно в парные системы трещиноватости („регатические карты”) — ортогональную (ориентированную вдоль параллелей и меридианов) и диагональные (северо-западной и северо-восточной ориентировки)» [275, с. 159].

На территории Тянь-Шаня ось главных сжимающих напряжений простирается по азимуту около 350° , а соответствующая ей ось растяжения — по азимуту 80° [155]. Ось сжатия здесь ориентирована субмеридионально, а растяжения — субширотно. При этом обе оси субгоризонтальные. Замеры трещиноватости неогеновых отложений позволили установить три поля напряжений. «Наиболее четко выраженное поле имеет меридиональную ориентировку оси сжатия и широтную — растяжения, обе оси субгоризонтальные. Поскольку в неогеновых отложениях могут фиксироваться поля напряжений, действовавшие лишь в самом конце неогена — четвертичном периоде, можно с уверенностью утверждать, что это поле отражает напряженное состояние земной коры региона, связанное с усилением тектонической активности в конце неогена — четвертичном периоде» [155, с. 23]. Рассматривая трещиноватость докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород, В. Н. Крестников с соавт. [155] указывают на то, что главные оси полей напряжений на протяжении геологической истории в общем сохраняли свою ориентацию, но знак их неоднократно менялся. Как и на территории Средней Азии, в юго-восточной части Казахстана в ориентации трещин преобладают северо-западные и северо-восточные азимуты.

Итак, связь современных поверхностных структур с глубинными довольно тесная. Мегаблоки с повышенными мощностями ЗК (Центрально-Джунгарский, Северо- и Южно-Тянь-Шаньский и др.) и подвижные зоны неотектонического этапа развития ЗК (Чу-Илийская, Северо-Тянь-Шаньская, Центрально-Джунгарская и другие области новейших поднятий) приурочены к одним и тем же территориям. Компоненты сети разломов, развитой вблизи ЗК, ориентированы главным образом в тех же направлениях, что и компоненты переходных зон, выделенных на границе М. Следовательно, морфология, устройство земной поверхности определены теми глубинными процессами, которые привели к формированию современной структуры литосферы в целом.

На территории юго-востока Казахстана, как и в других ее частях, находятся области, структуры которых сформировались в

разное время [363]. Бóльшая часть Казахстанско-Тянь-Шаньского массива консолидирована в каледонский этап тектогенеза, Северная и Центральная Джунгария, Восточное Прибалхашье — в герцинский. Эта разнородная в структурном и генетическом отношении территория в позднеальпийский этап тектогенеза была подвергнута повторным деформациям, что привело к обособлению здесь Тянь-Шаньского сейсмогена. Землетрясения возникают в пределах ЗК этого сейсмогена.

Рассмотренные в предыдущих разделах геологические и геофизические материалы свидетельствуют о том, что Тянь-Шаньский сейсмоген в целом является важным структурным элементом глубинной геологии, который начал формироваться в альпийский этап развития литосферы. Важно отметить, что в новейший этап ЗК в пределах Тянь-Шаньского сейсмогена изменилась структурно. Средний состав коры при этом не претерпел существенных преобразований. Это хорошо видно на примерах геофизических характеристик ЗК для Балхашского и Каройского мегаблоков. Средние значения плотностей, скоростей V_p и V_s , мощностей ЗК у них практически одинаковы (см. табл. 5). Уместно вспомнить, что Балхашский мегаблок относится к структурам типа срединного массива [137]. Есть также основания считать, что Каройский мегаблок представляет собой юго-восточное продолжение Балхашского срединного массива. В прошлом единый массив, по-видимому, подразделен Чуйской и Южно-Джунгарской глубинными подвижными зонами. Аналогичные рассуждения можно было бы привести по отношению к Мойынкумскому, Южно-Тянь-Шаньскому и другим глубинным элементам, приведенным на рис. 24.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО СЕЙСМОГЕНА

Геодинамические явления (землетрясения, современные движения, горообразование и др.) свидетельствуют о том, что земная кора сейсмоактивных поясов находится в сложноподвиженном состоянии. Однако до сих пор неясен вклад факторов, создающих напряжения, и, следовательно, нельзя делать прогноз относительно времени и интенсивности усиления или ослабления геотектонических процессов в ЗК. Далее на примере ТШС рассмотрим природу возможных источников энергии, что, в свою очередь, поможет объяснить современные движения, происходящие в недрах Земли и вызывающие землетрясения в ЗК.

Напряжения в теле Земли обуславливают эндогенные и экзогенные (космические) силы.

3. 1. Эндогенные силы

Энергетическая характеристика геологических процессов в недрах Земли разнообразна. Среди них рассмотрим наиболее масштабные, вклад которых в создание напряженного состояния ЗК более или менее поддается количественной оценке.

3.1.1. Напряжения, обусловленные неоднородностями строения литосферы

Внутреннее строение коры Тянь-Шаньского сейсмогена, как указывалось в главе 2, неоднородное. Неоднородность в составе и мощностях слоев создает большие различия в распределении с глубиной плотности и, следовательно, давления. Давление P складывается из вертикальной и горизонтальных составляющих:

$$P = \frac{1}{3} (P_x + P_y + P_z), \quad (3.1)$$

где P_x , P_y , P_z — главные нормальные напряжения. Здесь и далее примем, что ось z направлена вниз, ось x — на восток, ось y — на

север. Напряжения P_x , P_y , и P_z определяются глубиной и массой вышележащих пород [68]. В формуле (3.1) вертикальную составляющую P_z на глубине z , если земную кору рассматривать как слой однородной жидкости плотностью σ , можно представить в виде

$$P_z = -g\sigma z, \quad (3.2)$$

где g — модуль ускорения силы тяжести. Однако земную кору слагают разнообразные породы, объединяющиеся в слои, блоки и т. д. Для земной коры и верхней мантии, состоящих из плоскопараллельных слоев (мощностью H и плотностью σ), давление P_z оценивается по формуле

$$P_z = g \sum_{i=1}^n \sigma_i H_i. \quad (3.3)$$

Рассчитанные по формуле (3.3) для земной коры некоторых структурных элементов величины давления приведены в табл. 9. Давление P_z в земной коре распределено крайне неравномерно. Повышенные значения P_z наблюдаются в земной коре Мойынкумского и Каройского мегаблоков. Для коры Северо-Тянь-Шаньского мегаблока характерны более низкие значения P_z .

Таблица 9. Распределение давления P_z (кГ/см²) в литосфере некоторых структур Тянь-Шаньского сейсмогена

H , км	Мойынкумский мегаблок	Балхашский мегаблок	Каройский мегаблок	Илийская переходная зона	Северо-Тянь-Шаньский мегаблок
2	536	530	530	530	542
6	1634	1610	1604	1600	1634
10	2760	2714	2698	2680	2730
18	5061	4960	4960	4872	4942
26	7397	7252	7300	7164	7192
30	8585	8412	8494	8364	8358
36	10393	10176	10254	10144	10148
40	11615	11370	11458	11322	11340
50	—	14550	14814	14340	14356
58	—	17242	17544	17030	16858

Горизонтальные составляющие давления P_x и P_y могут быть оценены по формуле [361]:

$$\epsilon_x = \frac{1}{E} [P_x - \nu(P_y + P_z)], \quad (3.4)$$

где ϵ_x — горизонтальная деформация; E — модуль Юнга; ν — коэффициент Пуассона. В случае, когда боковая деформация $\epsilon_x = 0$ и $P_x = P_y$,

$$P_x = \frac{\nu}{1-\nu} P_z. \quad (3.5)$$

Следовательно, при известном законе распределения с глубиной коэффициента Пуассона и вертикальной составляющей давления P_z , можно определить и характер изменения горизонтальной составляющей давления. В этих целях для глубинных горизонтов земной коры Северо-Тянь-Шаньского и Каройского мегаблоков и расположенной между ними Илийской переходной зоны рассчитывались значения коэффициента Пуассона (табл. 10) по формуле [312]:

$$\nu = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]}, \quad (3.6)$$

где V_p , V_s — скорости продольных и поперечных волн. Данные о сейсмических скоростях получены В. И. Шацкиным [187]. Из табл. 10 следует, что горизонтальная составляющая P_x с глубиной возрастает. При этом на одних и тех же глубинах в земной коре различных структурных элементов величины P_x существенно различаются. Так, на глубинах 20—30 км такие различия достигают 800—1000 кг/см².

Таблица 10. Изменение с глубиной коэффициента Пуассона ν и горизонтальных составляющих давления

H, км	Северо-Тянь-Шаньский мегаблок		Илийская зона		Каройский мегаблок		Центрально-Джунгарский мегаблок	
	ν	P_x , кг/см ²	ν	P_x , кг/см ²	ν	P_x , кг/см ²	ν	P_x , кг/см ²
5	0,31	610	0,28	520	0,28	520	0,17	270
10	0,25	910	0,27	990	0,28	1050	0,22	760
15	0,25	1370	0,25	1380	0,28	1590	0,23	1200
20	0,25	1830	0,24	1720	0,28	1940	0,22	1550
25	0,24	2200	0,19	1600	0,26	2460	0,23	2100
30	—	—	0,19	1960	0,26	2980	0,22	2400
35	—	—	0,25	3300	0,28	3500	0,23	3000
40	—	—	0,26	4000	0,22	3200	0,23	3500
45	—	—	0,24	4040	0,26	4600	0,23	3970
50	—	—	0,27	5300	—	—	—	—

Деформация пород сопровождается действием касательных напряжений τ_{\max} [68]. Касательное напряжение образуется вследствие неравенства $P_x \neq P_y \neq P_z$. В формуле (3.1) общее давление P на определенной глубине представляется в виде [68]:

$$P = P_z \pm \frac{4}{3} \tau_{\max}. \quad (3.7)$$

По данным М. В. Гзовского, если при сжатии — $P_x = -P_y$ (знак минус показывает, что компоненты сжимающие), то

$$\tau_{\max} = \frac{-P_z + P_x}{2}. \quad (3.8)$$

Расчеты, проведенные по формуле (3.8), показывают, что величина τ_{\max} для ЗК может варьировать в широких пределах (табл. 11). При этом наиболее существенные отклонения τ_{\max} от всестороннего давления наблюдаются в средней ее части (до глубин 20—25 км). Здесь возможные перепады P составляют 1500—2000 кг/см².

Таблица 11. Изменение с глубиной общего давления и максимальных касательных напряжений (кг/см²)

H, км	Северо-Тянь-Шаньский мегаблок		Илийская зона		Каройский мегаблок	
	τ_{\max}	P	τ_{\max}	P	τ_{\max}	P
5	380	1500	400	1700	410	1700
10	910	3600	840	3500	820	3700
15	1370	5500	1360	5400	1200	5200
20	1840	7300	1860	7300	1790	7300
25	2360	9300	2640	9500	2270	9300
30	—	—	3200	11500	2760	11300
35	—	—	3270	13100	3230	13500
40	—	—	3660	15000	4130	15600
45	—	—	4370	17100	4260	17700
50	—	—	4520	18700	—	—

Из-за наличия геологических неоднородностей в земной коре создаются горизонтальные растягивающие (сжимающие) напряжения. Так, например, если блок погружен в мантию, то величины девиаторных напряжений могут достигать $\Delta\tau_{xx} = -\frac{1}{2}\sigma_2 gh \times \left(1 - \frac{\sigma_3}{\sigma_m}\right)$ [325]. Для земной коры Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, где $h = 55$ км, $\sigma_3 = 2850$ кг/м³, $\sigma_m = 3300$ кг/м³ и $g = 10$ м/с², $\Delta\tau_{xx} \approx 1100$ бар.

Неоднородность в распределении с глубиной давления наблюдается не только в земной коре, но и в верхней мантии. Кровля астеносферы (волновод, высокопроводящий слой) под Мойынкумским мегаблоком испытывает давление около 50 кбар, тогда как под Каройским и Северо-Тянь-Шаньским мегаблоками оно близко к 30—40 кбар.

Из-под мегаблоков с повышенным давлением вещество астеносферы может растекаться в горизонтальном направлении, в результате чего в литосфере возникают «избыточные» (добавочные) напряжения. Величины таких растягивающих напряжений составляют 1,5—3 кбар [17]. Однако растекаться в горизонтальном

направлении вещество астеносферы, по-видимому, не может, так как встречает препятствие со стороны Балхашского и Таримского массивов. Отсюда можно предполагать, что в результате перетекания астеносферного вещества из-под блока соседний с ним блок испытывал поднятие. Напряжения, которым подвергаются «корни» литосферы со стороны астеносферы, не должны быть меньше нагрузки рельефа земной поверхности. Так, при средней высоте гор 3,5—4 км и плотности 2,73 г/см³ для пород, слагающих верхнюю часть ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, нагрузка рельефа равна 0,8—1,0 кбар.

Таким образом, из-за наличия в составе литосферы Тянь-Шаньского сейсмогена плотностных неоднородностей возникают добавочные напряжения, достигающие 1,5—2,0 кбар.

3.1.2. Напряжения, обусловленные температурными неоднородностями в земной коре

Одними из наиболее возможных источников напряжений в земной коре являются температурные неоднородности. Термоупругие процессы могут обеспечивать большие напряжения [17]. Однако этот вопрос применительно к геологическим условиям Юго-Восточного Казахстана не разработан.

Влияние тепловой энергии на вещество описывается законами термодинамики. Оно проявляется в изменении объема тела. Коэффициент α , представляющий собой показатель всех видов теплового расширения, определяется по формуле

$$\alpha = \beta \left. \frac{dP}{dT} \right|_{V=\text{const}}, \quad (3.9)$$

где β — коэффициент сжимаемости тела.

В зависимости от термобарической обстановки в земной коре породы получают дополнительное «термическое» давление P_T , которое, накладываясь на всестороннее давление P , либо усиливает его, либо ослабляет. Чтобы рассчитать температурный градиент давления по формуле (3.9), необходимы сведения о коэффициентах сжимаемости β и объемного теплового расширения α . Коэффициент сжимаемости для слоев земной коры может быть рассчитан по формуле [312]:

$$\beta = \frac{1}{\sigma \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right)}. \quad (3.10)$$

Для «гранитного» и «базальтового» слоев Северо-Тянь-Шаньского мегаблока скорости V_p и V_s соответственно равны 5,7 и 3,3; 6,7 и 4,05 км/с [187]. При плотности слоев 2,80 и 3,00 г/см³ сжимаемость для «гранитного» слоя составляет $2 \cdot 10^{-6}$ бар, для «базальтового» — $1,4 \cdot 10^{-6}$ бар. Коэффициент α примем $24 \cdot 10^{-6}$ град⁻¹ для «гранитного» и $16 \cdot 10^{-6}$ град⁻¹ для «базальтового» слоя [312].

Определенные с использованием этих данных градиенты dP/dT равны 12 бар/°С для «гранитного» и 11 бар/°С для «базальтового» слоя. Рассчитаем теперь давление P_T в земной коре Куртинской зоны, Каройского мегаблока, Илийской зоны и Северо-Тянь-Шаньского мегаблока при тех избыточных температурах, которые в них наблюдаются по отношению к Балхашскому мегаблоку, для чего привлечем сведения о температурах из главы 2. Судя по расчетам (рис. 33), P в коре с глубиной возрастает и на границе раздела земная кора — мантия достигает 10—12 кбар. При этом наиболее высокие их значения наблюдаются в низах коры Северо-Тянь-Шаньского мегаблока.

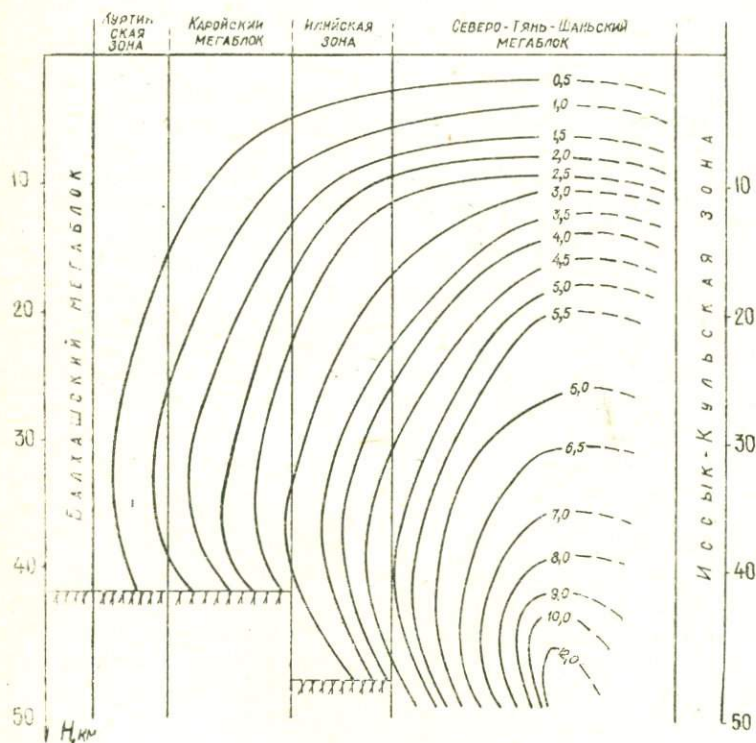


Рис. 33. Схема распределения термонапряжений (изолиний, кбар) в земной коре

Температура в низах земной коры со временем изменяется (см. главу 2), значит, будет изменяться и давление P_T . Избыточные напряжения, создаваемые изменением температуры в ЗК, определяются упругими свойствами среды [196]: $\Delta P = \frac{10}{9} \mu \tau \Delta T$. Для «базальтового» слоя $\mu = V_s^2 \sigma = 4,8 \cdot 10^{11}$ дин/см², $\tau = 20 \cdot 10^{-6}$ с⁻¹. Следовательно, $\Delta P = 1 \cdot 10^7 \cdot \Delta T$ дин/см². При изменении температуры на 50—100° С величина ΔP достигнет 0,5—1 кбар.

3.1.3. Напряжения, обусловленные флюидными и ударными волнами

Флюиды, которые поступают из глубинных частей литосферы в низы земной коры, несут в себе «сгусток» энергии. Под воздействием этой энергии происходят различные геологические процессы. Образование газов из флюидов (в области критических температур), протекание ядерно-химических и химических (соединение газов, смешение газов и жидкостей и др.) реакций, изменение физико-механических свойств среды (разрушение, деформация и т. д.) сопровождаются формированием ударных волн [29]. Величина давления на фронте ударной волны может достигать таковой в ядре Земли. Представление об избыточных давлениях, содержащихся во флюидах и ударных волнах в различных частях земной коры, можно получить из следующих данных.

Газовая фаза флюидов характерна для всех оболочек Земли. Многие природные эксплозии объясняются работой газа [216]. Величина газового давления варьирует в очень широких пределах. Так, в одной из скважин Китая на глубине 7154 м обнаружен газ с давлением 1548 атм [348]. В кимберлитовых трубках и прилегающих областях, где скопление углерода подвергалось действию ударных волн силой 14—40 кбар, обнаруживаются алмазы [29].

Б. Г. Башкиров [29] приводит интересные материалы, свидетельствующие о том, что газовое давление может превысить гидростатическое. Указывается на то, что такое превышение в Южно-Прикаспийской впадине составляет 1,6—1,7, а в Предкарпатском прогибе — 1,5—2,0 раза. В Калифорнийской впадине в скважинах на глубине 1830 м газовое давление больше гидростатического на 327 атм. В Северо-Итальянской впадине на глубинах 2550 и 3077 м его превышение составляет соответственно 525 и 544 атм.

Жидкая фаза. Жидкофазные среды широко распространены в недрах Земли. До глубин, где температура не превышает 400—450 °С, вода остается в жидком состоянии. При давлении более 75 атм и температуре 425 °С она представляет собой высокоплотное текучее тело [348]. Плотность ее достигает 1,72 г/см³, вязкость равна 0,076—0,055 сантипуазов. При подъеме таких водно-газовых растворов создаются очень высокие давления. Так, например, в Китае из скважины (глубина 5780 м) пошел солевой раствор с давлением более 1000 атм [348]. При подъеме магмы в ее фронтальной части создается значительное избыточное давление, которое для глубины 10 км оценивается в 1,05 кбар [29].

Ударные волны. Высокотемпературные флюиды участвуют в процессах преобразования состава пород земной коры. Протекают химические и ядерно-химические реакции. В результате не только происходит перекристаллизация минералов в негидростатически напряженных средах, но и образуются газы и другие летучие

соединения [71]. Такие соединения, накапливаясь в горных породах, создают локальные (сверхдавления, по В. А. Глебовицкому) давления. Масштабы проявления сверхдавлений определяются количеством флюидов, образующихся при метаморфических реакциях, а также скоростью их выделения при данной пористости, с одной стороны, и возможностью их удержания в поровом пространстве пород — с другой [110]. Величины таких давлений (т. е. вызванных за счет новообразования газовых фаз при метаморфических реакциях) могут достигать 4—6 кбар, а иногда 7—9 кбар. По мнению А. А. Перчука [263], энергии ударной волны (она может достигать 10^{19} Дж) вполне достаточно для формирования очагов глубокофокусных землетрясений.

3.1.4. Напряжения, обусловленные эволюцией состава пород и фазовыми превращениями

Поступающие к верхней мантии флюиды образуют в подошве земной коры крупномасштабные тепловые аномалии. В результате создаются условия, необходимые для процессов структурно-вещественного преобразования пород: полиморфных и фазовых переходов, химических реакций и др.

Полиморфные и фазовые переходы осуществляются без изменения химического состава, но с изменением объема пород. При этом чем больше скорость полиморфного перехода, тем большие напряжения возникают в земной коре. Фазовые переходы при 600°C идут медленно, «но уже при температурах от 800 до 900°C приобретают измеримые скорости» [283, с. 510]. В результате происходят быстрые изменения объема. Величины напряжений при полиморфных переходах колеблются от 10 до 64 бар [29].

Значительные напряжения (12—58 кбар) наблюдаются и при фазовых переходах [29]. Так, при фазовом переходе у эглогитов объем изменяется на 20 %, у гранитов — на 10 %.

Метаморфические процессы. На изменение объема пород очень большое влияние оказывают метаморфические реакции. При высоких температуре и давлении происходят реакции гидратации—дегидратации, карбонатизации—декарбонатизации, разложения—соединения, окисления—восстановления. Плотность минералов при этих процессах изменяется на 25—30 %.

Увеличение объема при гидратации гипербазитов достигает 40—50 % [249]. В результате в локальных участках возникают дополнительные напряжения до 37 кбар [29].

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что тепловые аномалии в низах ЗК создают напряжения, величины которых соизмеримы с литостатическими давлениями. Иными словами, величины избыточных сил достаточны для того, чтобы, с одной стороны, создать аномальное напряженное состояние в коре, и с другой — привести к вертикальному перемещению залегающие в верхней части ЗК блоки. Подобная ситуация (рост гор) будет

продолжаться до тех пор, пока в литосфере протекают процессы структурно-вещественного преобразования.

3.1.5. Напряжения, обусловленные неоднородностями теплового поля в верхней мантии

Верхняя мантия представляет собой (в отношении распределения по вертикали тепловых свойств) неоднородную среду (см. главу 2). По данным ГСЗ, МТЗ и МВЗ здесь выделены волноводы, высокопроводящие слои. Уместно вспомнить в этом случае о природе волновода в мантии (см. главу 1). На глубинах залегания волноводов (120—160 км) температура среды несколько выше температуры солидуса, благодаря чему вещество оказывается в частично расплавленном состоянии. Температура солидуса силикатов с глубиной нарастает быстрее, чем температура в верхней мантии [65]. Поэтому на некоторой глубине (подошва волновода) происходит второе пересечение температурной кривой солидуса вещества с геотермой верхней мантии. Как и в ЗК, формирование волновода (температурная неоднородность) в мантии может привести к созданию в окружающей среде термонапряжения. При плавлении минералов изменяется их объем (до 15—20 %), развиваются большие давления, которые могут вызвать деформацию окружающих пород. При постоянном объеме градиент давления по температуре определяется по выражению [126]: $\left. \frac{dP}{dT} \right|_{V=\text{const}} = \alpha\beta^{-1}$, где α — коэффициент термического расширения; β — коэффициент сжимаемости. Так, для диопсида ($\beta=1,07 \cdot 10^{-6}$ бар⁻¹, $\alpha=24 \times 10^{-6}$ град⁻¹ [126]) $\frac{dP}{dT} = 14$ бар/°С, для оливина $\frac{dP}{dT} = 29$ бар/°С.

Частичное плавление верхнемантийного вещества возможно при достижении температуры 1100—1200 °С. Для объяснения природы аномального сейсмического слоя доля расплава должна быть не выше 5—10 % [270]. Для образования такого количества расплава потребуется перепад температур (разность температур нормальной и частично расплавленной мантии) 200—400 °С. Следовательно, величина избыточного давления, возникающего при частичном расплавлении перидотита (мантийного вещества), составит 3—12 кбар. Такие большие локальные давления породы мантии не могут длительное время выдерживать, поскольку прочность на разрыв у них невысокая (0,1—0,5 кбар). Возникшее избыточное давление вызывает деформацию окружающих пород, увеличение их объема, «выжимание» жидкости, раскрытие трещин в верхней части литосферы и т. д.

3.1.6. Напряжения, обусловленные гидромагнитными процессами на границе мантии и ядра Земли

Сейсмологическими и геомагнитными исследованиями установлено наличие у Земли жидкого ядра. Движения в жидком ядре и явления взаимодействия «мантия — ядро» играют важную роль в формировании многих геологических явлений. К настоящему времени имеются обоснованные расчетами данные о существовании связи между активизацией процессов в ядре и коре [264]. Суть таких процессов, приводящих к формированию геофизических явлений и изменению режима вращения Земли, заключается во взаимодействии (сцеплении) ядра и оболочки. Сцепление ядра и оболочки может осуществляться за счет либо неоднородностей в рельефе границы раздела (топографическое сцепление), либо электромагнитного взаимодействия, либо вязкого сцепления. Избыточное напряжение, которое может возникать при сцеплении ядра и оболочки и, следовательно, в теле Земли, оценивается в 7,3 бара [140].

3.2. Космические силы

Продолжающееся в современную эпоху увеличение объема Земли подвержено короткоимпульсным колебаниям (пульсациям): процесс этот через определенное время убыстряется космическими силами [173]. Весьма малые напряжения, вызываемые этими силами, «управляют» ритмом пульсаций Земли; создаются заметные возмущения и в геофизических полях. В зависимости от взаимного расположения и активности внутренней деятельности степень воздействия планет на Землю изменяется. Формы передачи внешней (космической) энергии Земле различные. Среди них наибольшее значение имеют гравитационные и электромагнитные силы. Гравитационное взаимодействие «контролирует» главным образом пульсацию фигуры Земли и скорость ее вращения вокруг своей оси при изменении расстояния между планетами. Электромагнитное воздействие Солнца и Луны на Землю осуществляется преимущественно через атмосферу — перераспределение масс и вариаций токов в токовых системах отражается на изменении скорости вращения Земли вокруг своей оси. Таким образом, изменение фигуры Земли и, как следствие этого, скорости ее вращения выступает в качестве показателя вероятных периодов энергетической перестройки глубинных процессов.

Далее кратко обсудим вклад наиболее существенных сил, создающих добавочные напряжения в земной коре.

3.2.1. Гравитационные силы

Приливные силы. Под воздействием внешних сил ось вращения, скорость вращения Земли подвергаются временным изменениям [212]. Изменение наклона оси вращения или скорости вращения влечет за собой появление в земной коре дополнительных напряжений [313]. Возникающие напряжения могут преодолевать силы сцепления между частями тел и вызывать разрывы в них [199].

В вариации ротационного режима Земли основную роль играют лунно-солнечные приливообразующие силы [140, 212, 225, 313]. Ввиду тормозящего действия приливообразующих сил величина скорости вращения Земли уменьшается, в результате чего сутки удлиняются примерно на $1,5 \cdot 10^{-3}$ с за 100 лет [225]. В изменении скорости вращения выделяются вековые, годовые, сезонные, месячные и суточные гармоники. Короткопериодные вариации вращения накладываются на вековое замедление вращения [313].

Вопрос о напряжениях в земной коре, вызываемых замедлением вращения Земли, неоднократно обсуждался в литературе [18, 196, 313, 361]. Л. С. Лейбензон [196] показал, что напряжение, возникающее в ЗК вследствие изменения скорости вращения Земли, может быть вычислено по формуле $f = 5,11 \left(1 - \frac{T^2}{T_0^2}\right) \cdot 10^4$ бар. С по-

мощью этой формулы рассчитаем величину f для некоторых гармоник вариаций скорости вращения Земли.

Вековые вариации. Продолжительность средних солнечных суток в начале 1900 г. была 86 400 с [140]. Среднее удлинение суток за одно столетие составляет 0,0015 с [225]. По расчетам А. А. Михайлова [225], «через 20 столетий сутки увеличатся на 0,03 с, а в среднем удлинение составит половину этой величины — 0,015 с» (с. 21). Но в течение 2000 лет произойдут 730 500 суток и сдвиг времени составит 10 957,5 с. Следовательно, продолжительность суток через 2000 лет достигнет 97 357,5 с. Соответствующее приращение напряжения в ЗК, вычисленное по формуле Л. С. Лейбензона, $f = 10,8 \cdot 10^3$ бар. Столь высокие напряжения земной корой не могут быть выдержаны, поскольку она сложена породами, у которых пределы прочности на сжатие и растяжение значительно ниже этой величины. Так, прочность на сжатие в породах не превышает $(5-6) \cdot 10^3$ кГ/см². Наивысших показателей (5500—5600 кГ/см²) достигают лишь кварциты [279]. Для гранитов, габбро, диабазов и других пород она равна $(3-4) \cdot 10^3$ кГ/см². Напряжения растяжения у пород редко превышают 10 % прочности на сжатие [279].

За последние 25—30 лет наиболее резкие изменения в скорости вращения Земли вокруг своей оси зафиксированы с 1960 по 1966 г. (скорость уменьшилась), что сопровождалось появлением избыточного напряжения до 15 мбар.

Сезонные вариации. А. А. Михайлов [225] показал, что атомные часы подтвердили не только общее замедление вращения Земли, но

и периодические сезонные изменения. Как правило, «вращение Земли весной замедляется, поэтому продолжительность суток возрастает почти на 0,001 с, а в середине года вращение ускоряется, и сутки укорачиваются на 0,001—0,0015 с» (с. 21). Примем, что продолжительность суток в сезоне возрастает на 0,0015 с. Тогда $T_0 = 86\,400$ с, а $T = 86\,400,0015$ с, отсюда $f = 17,5 \cdot 10^2$ дин/см².

Нерегулярные изменения. В вариациях длительности суток установлены также колебания с характерным временем от единиц до десятков лет [140]. Изменение длительности суток при этом достигает 6 мс (0,006 с). Возникающее в ЗК напряжение $f = 1,5 \times 10^3$ дин/см².

Из приведенных данных видно, что изменение скорости вращения Земли сопровождается появлением в ЗК напряжений. Наиболее высокие напряжения возникают при вековых вариациях. С ростом глубины напряжения увеличиваются, причем неравномерно. До глубины 2000—2500 км градиент напряжения наиболее высокий [104]. В подошве ЗК приливные силы могут вызывать силы волочения порядка 4 Па [361]. Именно такое распределение напряжения в недрах Земли приводит к тому, что наиболее резко выраженные деформации пород следует ожидать в пределах ее верхних слоев. При этом на поверхности Земли максимальный эффект от изменения напряжения, обусловленного изменением скорости вращения, будет наблюдаться в районе северной долготы.

При приливах изменяется и фигура Земли. Земная поверхность под действием потенциала лунно-солнечного притяжения ежесуточно поднимается и опускается на 75 см [219]. Оценим возникающие при этих деформациях напряжения в земной коре.

Как известно, модуль объемной упругости K представляет собой отношение напряжения сжатия к объемной деформации [92]. Он пропорционален изменению давления, которое необходимо приложить, чтобы данный объем V изменить на величину ΔV :

$$K = - \frac{\Delta P}{\Delta V} V.$$

В нашем случае в качестве показателя изменения объема могут быть использованы вариации силы тяжести (суточные приливные вариации) и гравиметрический фактор δ (многолетние изменения объема). Максимальное колебание силы тяжести в сутки составляет 240 мкГал, или $24 \cdot 10^{-5}$ см/с² [219], отсюда скорость деформации равна $\dot{\epsilon} = \frac{\delta g}{gt} = 2,3 \cdot 10^{-13}$ с⁻¹.

Скорость деформации может быть рассчитана также через изменение радиуса Земли. Уровенная поверхность ежесуточно опускается и поднимается под влиянием Луны на 35,6 и 17,8 см. По этим данным получаем следующую величину скорости деформации: $\dot{\epsilon} = 6,4 \cdot 10^{-13}$ с⁻¹ (при подъеме) и $3 \cdot 10^{-12}$ с⁻¹ (при опускании). Эти величины довольно близки к приведенной выше.

Как видим, скорость деформации высокая. Порядок скорости

деформации Земли, вызванной приливами, соответствует порядку деформации, полученной при смещении земной поверхности, колеблющейся от 10^{-12} до 10^{-15} с⁻¹ [126]. Однако величина суточной приливной деформации составляет $5,5 \cdot 10^{-9}$, что вызывает в ЗК

добавочные напряжения $\Delta P = K \frac{\Delta V}{V} = 37 \cdot 10^2$ дин/см² $\left(K = \frac{5 \cdot V_p^2}{9} \right)$ — для ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока; $\sigma = 2,88$ г/см³;

$V_p = 6,53$ км/с). Под воздействием Солнца и Луны земная поверхность в сутки поднимается на высоту h (статический прилив), равную 75 см. От такого подъема ЗК получает «мгновенную» нагрузку (разгрузку) на величину $\Delta P = h \sigma g = 2$ бара.

В вариациях силы тяжести имеются кроме суточных и многолетние вариации (см. рис. 19). Так, например, фактор $\delta(M_2)$ в 1978—1979 гг. проходил через минимум. При этом уменьшение его составило 0,033. Соответствующая деформация тела Земли ($\epsilon = 0,033 : 1,164 = 0,028$) и скорость деформации ($0,028 : 3 \cdot 3,1536 \cdot 10^{-7} = 2 \times 10^{-10}$ с⁻¹) были высокими. При такой скорости деформации в ЗК

возникает добавочное напряжение $\tau = \eta \epsilon$. К сожалению, эффективная вязкость η ЗК не известна. Лабораторные данные, полученные по образцам пород, показывают, что «при величине касательного напряжения $\tau_i = 100—200$ кГ/см² граниты и гнейсы имеют эффективную вязкость $\eta = 10^{20}$ пуаз» [334, с. 143]. Для верхней части ЗК, представленной трещиноватыми, разрыхленными и водонасыщенными породами, она должна быть на три-четыре порядка меньше определенной на сухих образцах. Следовательно, величина напряжения τ может составить 2—20 бар.

Таким образом, величины избыточных давлений в теле Земли, вызванных воздействием Луны и Солнца, невысокие. Тем не менее в литературе широко обсуждается связь тектонических и сейсмических процессов с приливообразующими силами. Приведем несколько примеров.

Б. Л. Личков [199] отмечал, что «силы тяготения непрерывно ломают и преодолевают сопротивление сил сцепления, являющихся проявлением главным образом кристаллического вещества» (с. 31). Он допускал, что влияние приливов распространяется до глубин (60—120) — (300—800) км. Поднятие гор рассматривалось им как «резонанс приливного воздействия на литосферу гидросферы и атмосферы» [199, с. 78].

М. В. Стюарт [313] образование глубинных разломов и складчатости в коровом слое Земли объяснял изменением ротационного режима ее под влиянием приливных сил. Он писал, что «Луна в апогее на $\frac{1}{9}$ дальше от Земли, чем в перигее, и поэтому гравитационное воздействие Луны на Землю в перигее выше, чем в апогее, на 37%. Совершенно аналогично можно показать, что приливная сила в сизигиях значительно больше, чем в квадратурах. Поэтому

вполне закономерно, что статистические работы А. Перре по изучению распределения 23 тысяч дней с землетрясениями с 1750 по 1872 год позволили установить два закона, по которым число дней с землетрясениями возросло при приближении Луны от квадратур к сизигиям (I закон) и от апогея к перигею (II закон) до 20 %» [313, с. 139].

Л. С. Лейбензон [196], исследовав вопрос о напряжениях в ЗК, вызываемых замедлением вращения Земли, пришел к выводу, что «производимое приливами замедление вращения Земли вызывает в тонкой внешней коре столь большие напряжения, что она должна была разрушиться» [196, с. 191]. Однако теоретические расчеты показывают, что величины напряжений в теле Земли, обусловленных притяжением ее Луной или Солнцем, недостаточны для прямого разрушения породы [361], но при этом не учитывается другое обстоятельство. Действие приливообразующих сил носит колебательный характер, и они приводят к образованию переменных напряжений. Если величины напряжений превышают предел прочности, в веществе происходит усталостное разрушение. Количество циклов, вызывающее это явление, для большинства технических материалов колеблется от 10^2 до 10^4 [29]. При превышении этого предела возможно разрушение, которое наступает при $(5-7) \cdot 10^5$ циклов. Как показывает Б. Г. Башкиров, в поверхностной зоне Земли усталостные трещины существуют. В результате действия приливообразующих сил в виде периодических колебаний Земли появляются сжимающие и растягивающие силы. Глубина индуцирования разрывных нарушений достигает 50 м от поверхности Земли [361]. Этого же порядка отметки глубин, на которых изменяются прочностные свойства пород под действием приливных сил, получены в работе [285]. При нахождении Луны в перигее земная поверхность испытывает давление около 4,5 бара, а когда она в апогее — около 3,5 бара. По мнению О. Д. Русановой с соавт. [285], при изменении расстояния Луны от Земли от 406 тыс. км (в апогее) до 356 тыс. км (в перигее) приливообразующая сила изменится на 40 %. Такие изменения приведут к разрушению пород на глубинах несколько сотен метров или километров [285]. В целом приливообразующие силы в теле Земли создают добавочные напряжения для верхней части коры порядка 1—10 бар.

Гравитационные эффекты. Сила тяжести подвержена вариациям (см. главу 1), вызывающим, в свою очередь, в недрах Земли добавочные напряжения. Этот эффект можно разделить на две составляющие. Первая обусловлена перераспределением масс внутри Земли ввиду изменения скорости ее вращения (экваториальное вздутие). Вторая связана с изменением центростремительного ускорения. В среднем каждые сутки удлиняются на $15 \cdot 10^{-3}$ с или за 100 лет на 548 с [225]. Для Земли средний период вращения вокруг оси $T_0 = 86\,400$ с, а $\omega_0 = 2\pi/T_0 = 7,25 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹. Через 100 лет период будет $T = 86\,947,87$ с ($\omega = 7,223 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹). Такое уменьшение скорости ω приведет к возрастанию центростремительного ускорения

силы тяжести на 0,025 Гал, которое отразится на напряженном и деформационном состоянии ЗК. Порядок деформации можно оценить как $\delta g/g = 0,025 : 980 = 2 \cdot 10^{-5}$. При деформациях $10^{-3} - 10^{-4}$ породы разрушаются. Добавочное давление в ЗК, определяемое как $\Delta P = \delta g \sigma H$, составит ($\delta g = 0,025$ Гал, $\delta = 2,80$ г/см³, $H = 50$ км) 0,4 бара.

3.2.2. Электромагнитные эффекты

Энергия Солнца поступает в магнитосферу в разнообразных формах — в виде солнечного ветра (плазменный поток электронов и протонов), излучения и т. д. [256]. Разнообразны не только формы поступающей энергии, но и механизмы ее воздействия на Землю (тепловой, индукционные токи, магнитогидродинамические волны и т. д.).

Плазма (солнечный ветер), представленная заряженными частицами, оказывает давление на Землю не более 10^{-8} бар [19]. Под действием солнечного ветра изменяется момент силы, что отражается на ускорении вращения Земли. Оно становится равным 10^{-24} с⁻² [299]. Заметим, что наблюдаемое ускорение вращения Земли имеет порядок $10^{-19} - 10^{-20}$ с⁻². Иными словами, солнечный ветер несущественно изменяет угловое ускорение вращения Земли.

Воздействие ионосферных токов на ЗК. Земля окружена кольцевыми токами [256]. Наиболее близкая к ней система токов располагается на высоте 100—120 км [369]. Во время магнитных бурь кольцевой ток сильно возрастает — до $(6-9) \times 10^4$ А. Фокусы таких токов (токовых вихрей) находятся приблизительно на широтах $\pm 30^\circ$ [370]. Размеры токового вихря — вся освещенная Солнцем часть южного полушария. Величины индуцированных в недрах Земли токов составляют $1/3 - 1/4$ от интенсивности внешних токов. Сила взаимодействия между проводниками, по которым текут токи (ионосфера и земная кора), как показали расчеты [173], не превышает 800 Н.

Электромагнитное взаимодействие геомагнитного поля с межпланетным магнитным полем создает момент силы относительно оси вращения [229]. Но величина этого момента на четыре порядка меньше моментов сил, требуемых для создания неравномерности вращения Земли.

3.2.3. Напряжения, вызванные вариациями метеофакторов

Комплекс различных явлений, происходящих в атмосфере Солнца, оказывает прямое воздействие на атмосферу Земли.

Усиление солнечной активности приводит к изменению температурного режима атмосферы. Происходит разогрев, что приводит к увеличению потенциальной и уменьшению кинетической энергии

[318]. Перераспределяется масса атмосферы по всему земному шару, что нарушает равновесие фигуры Земли. Как показано А. Д. Сытинским [318], энергия возмущения атмосферы достигает 10^{28} эрг и сопоставима с количеством энергии, генерируемой внутри Земли (10^{28} эрг/год). По расчетам А. Д. Сытинского, величины скалывающих напряжений, которые вызываются в ЗК неравномерным распределением атмосферного давления, могут достигать $14,4 \text{ кг/см}^2$.

Земная поверхность подвержена локальным колебаниям, вызванным сезонными смещениями воздушных масс, изменением атмосферного давления, температуры, количества осадков, сменой растительного покрова, изменением уровня подземных вод и т. д. В целях получения определенного представления о величинах давлений, которые возникают в недрах Земли под их влиянием, в Гидрометслужбе Казахской ССР для территории Алма-Атинского полигона собраны и обобщены сведения о метеофакторах. Кроме того, в Институте гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР собраны материалы о колебаниях уровня грунтовых вод в зоне сочленения Илийской впадины и Заилийского Алатау.

Колебания атмосферного давления. Атмосферное давление подвержено значительным временным изменениям. Так, в районе Большого Алматинского озера суточные колебания его могут достигать $\pm (5-10)$ мбар. За последние десять лет наибольший перепад в суточном ходе, равный -10 мбар, здесь наблюдался 13 апреля 1971 г.

Суточные вариации давления строго закономерны: максимумы давления наблюдаются в зимние месяцы, минимумы — в летние. Перепады в давлениях при смене сезонов в горной и предгорной частях Заилийского Алатау не превышают $10-15$ мбар. В районе Каройского мегаблока (ст. Баканас) такие перепады составляют $20-24$ мбар. В горных районах Алма-Атинского полигона атмосферное давление значительно ниже, чем в равнинной части. Величина его уменьшения на отрезке профиля от пос. Баканас до Большого Алматинского озера в среднем равна 220 мбар. При этом на разностных кривых ΔP , построенных по материалам среднемесячных наблюдений на этих двух станциях, присутствуют сезонные вариации.

Перепады ΔP в горах значительны ($\pm 25-28$ мбар). Таким образом, отклонение среднесуточного, среднемесячного атмосферного давления от среднегодового для территории Северного Тянь-Шаня не превышает $\pm 20-30$ мбар.

Напряжения, вызванные атмосферными осадками. Суточные и сезонные вариации атмосферных осадков создают на поверхности Земли добавочное давление. Ежегодно в горных областях в марте—июне выпадает повышенное количество осадков. В отдельные годы в течение одного месяца их выпадает до $1100-1200$ мм. От такого объема осадков земная поверхность будет испытывать давление $P = \sigma gh$, где σ — плотность осадков; g — сила тяжести; h —

мощность выпавших осадков. При $h=1000-1200$ м, $\sigma=1$ г/см³ и $g=9,82 \cdot 10^3$ см/с² величина $P \sim 1$ бар.

Напряжения, вызванные колебаниями уровня подземных вод.
 Уровень подземных вод подвержен сезонным вариациям. Наиболее отчетливо такие колебания проявляются в верхней части земной коры. В качестве примера для расчетов давления, возникающего из-за колебания уровня вод, рассмотрим зону сочленения Илийской впадины и Северного Тянь-Шаня.

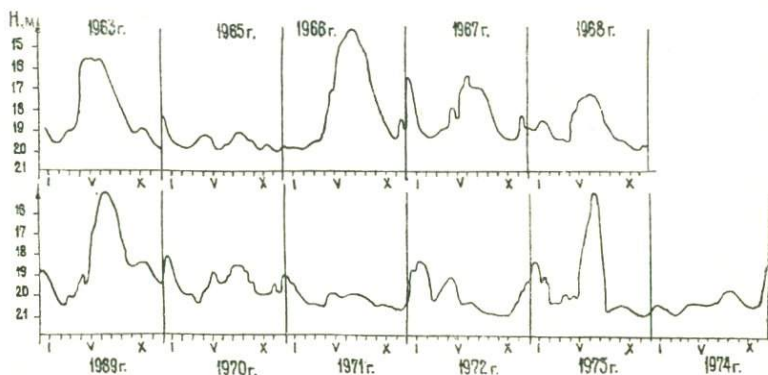


Рис. 34. График режимных наблюдений уровней подземных вод в скважине 240, расположенной в вершине конуса выноса Малой Алматинки (вне зоны влияния эксплуатационного водоотбора) [251]

По данным У. М. Ахмедсафина и др. [24], мощность обводненной толщи четвертичных отложений в Илийской впадине равна 500—600 м. Глубина залегания подземных вод колеблется от нескольких до 200 м. Максимальная водообильность пород характерна для верхней 170-метровой толщи пород. Поток подземных вод зарождается в горах и движется вниз по уклону к предгорной равнине по системе трещин в скальных горных породах и по раздробленным зонам тектонических разломов. Приток воды оценивается в 0,5—1,2 м³/с. Общая величина питания подземных вод на Алма-Атинских конусах выноса изменяется по годам от 7 до 13 м³/с.

В пределах конусов выноса наблюдаются сезонные колебания уровней (рис. 34), амплитуда которых в отдельные годы достигает 5 м. Наивысшее стояние подземных вод отмечается в августе—октябре, минимальное — в конце апреля — начале мая. Уклон зеркала подземных вод также варьирует во времени. Он достигает наибольших значений при наивысших положениях уровней и наименьших при низких его положениях.

Уровень подземных вод изменяется не только из-за естественных процессов. В районе Алма-Аты интенсивная откачка воды, бетонирование русел рек и каналов привели к прогрессирующему снижению уровня воды. Интенсивность его снижения колеблется от

1—1,65 до 7,5—8,7 м в год. В районе Аксайского ущелья в 1973 г. он понизился на 10 м.

Результаты интенсивного водоотбора привели к формированию региональной депрессионной воронки. С 1969 г. она быстро развивается в широтном направлении, параллельно горам. Максимальные понижения уровней перемещаются в центральную часть конуса выноса Малой Алматинки. В южном направлении развитие воронки задерживается большими гравиметрическими уклонами, а в северном — наличием мощной зоны выкачивания подземных вод.

Таким образом, уровень подземных вод подвержен не только сезонным колебаниям (естественный процесс). В районе Алма-Атинского глубинного разлома он продолжает опускаться из-за интенсивного водоотбора. Сезонные колебания уровня воды неглубоки. Мощность отложений, в которых они проявляются, не превышает 15—20 м. Амплитуда колебаний уровня находится в диапазоне 0,5—5 м. Из-за колебания уровня воды породы, залегающие под водоносным горизонтом, получают избыточное давление на величину $P = P_1 + P_2$. Давление $P_1 = \sigma Hg$ вызвано сезонным изменением объема воды в водоносных отложениях. При насыщении σ возрастает до 0,1—0,3 г/см³. Следовательно, если мощность таких отложений принять в среднем равной 20 м, то вследствие возрастания плотности на указанные величины возникает давление $P_1 \sim 0,4—0,5$ бара (результат водонасыщенности пород).

Давление $P_2 = \sigma Hg$ вызвано колебаниями уровня грунтовых вод (к примеру, относительно среднего многолетнего уровня). Максимальная амплитуда в рассматриваемом районе достигает 5 м. Отсюда величина P_2 близка к 0,5 бара. Суммарное давление P не превышает 1 бар. В горной области, где уровень колебания воды и коэффициент водонасыщенности пород меньше, чем во впадине, значение P будет ниже 1 бара.

В районах развития депрессионной воронки давление P вслед за понижением уровня воды будет уменьшаться. За последние 10 лет опускание уровня в центральной части воронки достигло 55—60 м, что должно привести к уменьшению давления на фундамент до 0,4—0,6 бара.

3.3. Наблюдаемые величины избыточных напряжений в земной коре

Сведения об избыточных давлениях в земной коре могут быть получены путем непосредственных измерений горизонтальных составляющих P_x и P_y в подземных выработках и по результатам обработки сейсмологических, геодезических и геофизических материалов.

Натурные измерения горизонтальных составляющих. Установлено, что условия высокого сжатия встречаются для всех пород, слагающих верхнюю часть ЗК [215]. В областях современного

сводообразования (например, Кольская глыба) величины горизонтальных напряжений достигают 600 кГ/см^2 [215]. В работе [156] отмечается, что избыточные напряжения наблюдаются «как в пределах древних, тектонически слабо активных докембрийских платформ, так и в областях новейшей складчатости» (с. 23). При этом, по П. Н. Кропоткину, сумма главных напряжений сжатия σ_x и σ_y по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям на $500\text{—}600 \text{ кГ/см}^2$ больше удвоенного гидростатического давления.

По вопросу об изменении с глубиной избыточных напряжений существуют различные мнения. П. Н. Кропоткин считает, что зависимость горизонтального сжатия от глубины для различных тектонических областей (докембрийские платформы, области палеозойской консолидации, зоны альпийской складчатости) имеет одинаковый характер. Согласно расчетам П. Н. Кропоткина, величина избыточного напряжения на глубинах $10\text{—}40 \text{ км}$ ожидается порядка $2000\text{—}3500 \text{ кГ/см}^2$.

Г. А. Марков [215] показал, что для месторождений Кольского п-ова, «расположенных в зонах поднятий земной коры, устанавливается общая тенденция уменьшения с глубиной доли избыточных напряжений... Так, если на глубинах $100\text{—}200 \text{ м}$... горизонтальные напряжения в $10\text{—}20$ раз превышают вертикальные, то на глубинах $500\text{—}600 \text{ м}$ — только в 3 раза. На глубинах $1400\text{—}1500 \text{ м}$... превышение составляет $1,5\text{—}2$ раза» (с. 38). Иными словами, с глубиной главные напряжения выравниваются и напряженное состояние переходит во всестороннее сжатие. Сильное боковое давление П. Н. Кропоткин [156] связывает с замедлением вращения или сокращением радиуса Земли. В отличие от него Г. А. Марков [215] формирование высоких напряжений в верхней части ЗК объясняет «...под влиянием процессов восходящих движений и денудационного среза» (с. 39).

Проанализировав тектонофизический материал, М. В. Гзовский [68] пришел к выводу, что величины максимальных касательных напряжений для горных пород в естественных условиях их залегания составят $500\text{—}1500 \text{ кГ/см}^2$. С близкими к этим величинам горизонтальными сжимающими силами (от 200 до 1700 кГ/см^2), как отмечает П. Н. Кропоткин [156], столкнулись строители туннеля в Альпах.

Однако, как показывают эксперименты на образцах при высоких давлениях, давление P может быть усилено избыточным давлением лишь на $2000\text{—}3000 \text{ бар}$, так как главные напряжения могут отличаться друг от друга не более чем в два раза от максимального касательного напряжения [38]. Величина сдвигового напряжения ограничена прочностью пород на скалывание. Прочность пород на одноосное сжатие не превышает $n \cdot (10^2\text{—}10^3) \text{ кГ/см}^2$ [312].

Пределы прочности пород на растяжение на порядок ниже, чем таковые на сжатие. Например, предел прочности на разрыв

диабаза составляет 0,4 кбар [126]. Земля может выдержать разность напряжений около 0,2 кбар. Значения горизонтальных напряжений должны находиться, таким образом, в пределах $\sigma_{gh} \pm 2\tau_{\max}$. Следовательно, среднее давление, равное одной трети суммы трех главных напряжений, может находиться в диапазоне $\sigma_{gh} \pm \frac{4}{3}\tau_{\max}$.

Интерпретация аномалий гравитационного поля. Отклонение геостатического давления P от среднего давления P_i , господствующего на поверхности компенсации, может оцениваться и по изостатическим аномалиям A_i [158]: $\Delta P = (P - P_i) \sim 2,5 A_i$.

Амплитуда изменения силы тяжести при переходе от Илийской впадины к горным сооружениям Северного Тянь-Шаня близка к 50 мГал. Следовательно, в ЗК переходной зоны должны концентрироваться избыточные напряжения порядка 100 бар. На основании гравитационных данных Л. А. Маслов, И. К. Туезов [217] рассчитали механические напряжения в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода. Максимальные значения напряжения здесь составляют 10^8 дин/см² (100 бар). Этого же порядка величина напряжения (10—100 бар) получена путем сопоставления наблюдаемой фигуры Земли с ее фигурой равновесия [126].

Метаморфические реакции. При протекании метаморфических реакций в недрах Земли высвобождаются большое количество H_2O , CO_2 и другие газы [54]. Газовое давление, генерированное реакциями внутри породы, создает избыточное давление. Величина такого давления превышает давление нагрузки на 1000 бар и более.

Снятые напряжения при землетрясениях. Во время землетрясения значительная часть упругой потенциальной энергии переходит в энергию сейсмических волн. Величины снятых напряжений оцениваются в 50—100 бар [44]. Так, при землетрясении в Сан-Франциско в 1906 г. величина снятого напряжения составила 133 бара. Значительно большие пределы колебаний снятого напряжения (30—300 бар) получены для территории СССР [276, 281].

Напряжения, рассчитанные по изменению радиуса Земли. Радиус Земли изменяется (пульсирует) во времени [157]. За последние 200 лет наиболее интенсивное изменение радиуса наблюдалось в конце XIX в., когда его приращение за 32,5 года достигло 25 см. Средняя (эффективная) деформация расширения Земли (вдоль радиуса) $\varepsilon = \Delta R/R = 3,9 \cdot 10^{-8}$, а скорость деформации — $\dot{\varepsilon} = \frac{\varepsilon}{\Delta t} = 1,2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ ($4 \cdot 10^{-17}$ с⁻¹). Предположив, что земная кора деформируется как упруговязкое тело (закон деформации максвелловского тела), можно оценить порядок напряжения σ , которое вызвало такую деформацию [325]: $\sigma = \eta (\dot{\varepsilon} - \dot{\sigma} E^{-1})$, где η — эффективная вязкость; $\dot{\sigma}$ — скорость изменения напряжения; E — модуль Юнга. Вязкость η связана с упругими характеристиками — $\eta = \mu t$, t — время; μ — модуль сдвига для земной коры Северо-Тянь-

Шаньского мегаблока, равный $3,8 \cdot 10^{11}$ г/см \cdot с 2 . Отсюда следует, что $\eta = 3,75 \cdot 10^{20}$ П; модуль Юнга $E = 9,2 \cdot 10^{11}$ г/см \cdot с 2 . Порядок изменения напряжения во времени ($\dot{\sigma}$) может быть оценен из следующих данных. Наибольшее изменение скорости вращения Земли наблюдалось на границе прошлого и текущего столетий, когда разность в длительности суток составила $7 \cdot 10^{-3}$ с [157]. Перепад главных напряжений в литосфере, оцененный по этим данным, равен 8,4 мбар. Подставляя полученные значения геофизических характеристик в приведенную выше формулу, получаем величину напряжения $\sigma = 12 \cdot 10^{-3}$ бар.

Таким образом, анализ геологических, сейсмологических, тектонических материалов и результатов измерений напряжений в естественных условиях залегания горных пород показывает, что ЗК находится в сложном напряженном состоянии. Эти же материалы свидетельствуют о том, что по крайней мере на глубинах 200—1000 м горизонтальные сжимающие напряжения превышают величину геостатического давления. По мнению П. Н. Кропоткина [156], рассматриваемые «избыточные» горизонтальные напряжения связаны главным образом с глобальными полями напряжений, которые обусловлены сокращением радиуса Земли в современную геологическую эпоху. Однако это не единственная причина возникновения избыточных напряжений. Как указывалось выше, из-за наличия в ЗК и верхней мантии температурных и литологических неоднородностей создаются значительные напряжения. При этом горизонтальные их составляющие с глубиной возрастают.

Величины «сейсмологических» избыточных напряжений, как видно из приведенного обзора, завышены по сравнению с «геофизическими» данными, полученными по результатам измерения гравитационного поля и изменения скорости вращения Земли вокруг своей оси (изменение радиуса).

Тектонические напряжения в основном реализуются при смещении блоков. В Средней Азии для голоценовых разрывов преобладают продольные сдвиги [324]. Как показывают расчеты [182], для перемещения блоков по зонам разломов требуются небольшие напряжения. Это, по-видимому, закономерно. Дело в том, что прочность пород на сдвиг не превышает 10^5 — 10^7 Па [361]. Надо полагать, что такая прочность в пределе не будет выше прочности сцепления между минералами. В работе [126] показано, что прочность сцепления между кристаллами кварца и полевого шпата уменьшается до 0 при усилии 60—100 бар.

3. 4. Современное поле напряжений и модель напряженного состояния земной коры

Земная кора подвергалась многократным воздействиям напряжений различной природы. На изменении ее облика отразились в

основном устойчивые и длительно действующие напряжения, «соответствующие завершающим фазам складчатости каледонской и герцинской геосинклиналей и новейшему тектоническому этапу развития» [155, с. 26].

В современную эпоху ЗК испытывает воздействие глобального поля сжимающих напряжений, что, по мнению П. Н. Кропоткина [158], связано с сокращением радиуса Земли в позднем кайнозое (мезозойская и палеогеновая эпохи расширения Земли сменились в неогене сжатием). Установлено, что в пульсации или изменении фигуры Земли имеются кратковременные составляющие [157, 173].

Судя по особенностям распространения сейсмических волн из очагов землетрясений, выделяются два главных типа ориентации напряжений. «Первые характеризуются тем, что наибольшие сжимающие напряжения действуют в горизонтальной плоскости... вкрест простирания складчатости неогенового и четвертичного возраста. Сюда относятся наиболее активные сейсмические области земного шара; они окружают Тихий океан и протягиваются в азиатской части Альпийско-Гималайского пояса, охватывая также Карпаты и некоторые другие районы Европы. Смещения в очагах этого типа представляют собой взбросы, надвиги, взбросо-сдвиги... В обстановке горизонтального сжатия... возникает 80—85 % сильных и средних землетрясений в литосфере» [158, с. 21]. Для второго типа ориентации напряжений «характерно почти горизонтальное, ориентированное вкрест простирания тектонических структур расположение осей наибольшего растяжения. Смещения в очагах представляют собой сбросы, сбросо-сдвиги» [158, с. 21]. В обстановке растяжения происходят слабые землетрясения. Места растяжения наблюдаются в зоне Байкала, на Срединно-Атлантическом хребте, в ряде районов Средиземноморской области. В Центральном Прибайкалье растягивающие напряжения в очагах ориентированы близгоризонтально, а оси сжимающих напряжений — близвертикально [227]. На северо-восточном фланге зоны наряду с очагами этого же типа обнаружены очаги с близгоризонтально ориентированными сжатиями и близвертикально ориентированными растяжениями. Господство напряжений растяжения теряется в Алтае-Саянской области [350]. Здесь сжимающие напряжения в очагах ориентированы в северо-восточном направлении.

На территории Тянь-Шаня в очагах землетрясений стабильны оси сжатия [155]. Доминирующим является субмеридиональное сжатие. Ось сжатия ориентирована по азимуту около 340° . Ось растяжения, являясь субгоризонтальной, ориентирована по азимуту около 70° . В создании напряженного состояния участвуют внутриземные и космические факторы.

Из внутриземных источников энергии наибольшие избыточные напряжения возникают ввиду неоднородности в строении ЗК (1,5—2,0 кбар), неравномерного распределения температуры (5—6 кбар), изменения флюидного режима (1,5—2 P_r , где P_r — гидростатическое давление), полиморфных и фазовых переходов (12—60 кбар),

метаморфизма пород [(10—36) · 10³ бар]. Величины напряжений, обусловленные в земной коре внешними источниками, не превышают 10²—10³ бар. Вклады их таковы: до 10³ бар из-за изменения ротационного режима Земли, до 0,5—1 бара из-за кратковременных вариаций силы тяжести и атмосферных процессов (см. раздел 3.2).

Как те, так и другие факторы изменяют давление, обусловленное весом пород. По спектральному составу они разделяются на региональные и локальные. К региональным силам, которые одновременно действуют на ЗК в целом, относятся избыточные напряжения, обусловленные гравитационными взаимодействиями планет (приливные, прецессионные, ротационные, электромагнитные, гравитационные силы) и гидромагнитными процессами на границе ядра и мантии Земли. Напряжения, определенные неоднородностью строения и метаморфизма пород, а также распределения температуры, флюидами, изменением метеоусловий, уровня подземных вод, относятся к локальным напряжениям. Распределение в ЗК общего давления можно представить в следующем виде: $P = P_{г.п} + P_{н.с} + P_{т.н} + P_{фл} + P_{фп} + P_{р.п} + P_{пр} + P_{мф} + \Delta P$, где $P_{г.п}$, $P_{н.с}$, $P_{т.н}$, $P_{фл}$, $P_{фп}$, $P_{р.п}$, $P_{пр}$, $P_{мф}$ — напряжения, связанные соответственно с весом пород (литостатическое давление), неоднородностью строения, температурной неоднородностью, флюидами и газами, ротационными процессами, приливными силами и метаморфизмом пород; ΔP — напряжение пока не известной и не обсуждаемой здесь природы. Каждая составляющая в этой формуле со временем испытывает изменение. Вероятно, наименьшим колебаниям подвержена $P_{г.п}$. Для других составляющих P характерны значительные временные колебания. В зависимости от знака действия они, накладываясь на $P_{в.п}$, либо усиливают, либо ослабляют общее напряженное состояние ЗК и ее отдельных структурных элементов.

Среди внутриземных факторов наибольший вклад в изменение давления вносят температура и продукты метаморфизма пород.

На рис. 35 приведено распределение величин $P_{т.н}$, $P_{в.н} = g\sigma H$, рассчитанных с учетом особенностей распределения с глубиной плотности. Там же показано изменение прочности пород на сжатие при высоких давлениях и температурах [33]. Эти материалы свидетельствуют о том, что температурные неоднородности создают значительные напряжения в ЗК. Кривая суммарного давления $P = P_{в.н} + P_{т.н}$ на глубинах 16—26 км пересекается с кривыми прочности пород на сжатие. Следовательно, породы ниже этих глубин находятся в критическом состоянии и могут разрушаться при наложении небольших избыточных напряжений. В низах ЗК, где находится волновод, хрупкость пород уменьшается, а пластичность возрастает. Соответственно с глубиной степень хрупкого разрушения пород будет падать.

Под действием термонапряжений объем ЗК со временем будет расширяться. Скорость расширения будет зависеть от скорости

изменения температуры. Тепловое поле определит и скорость протекания метаморфических процессов (структурно-вещественные преобразования). Эти процессы также сопровождаются увеличением объема (например, гранитизация, серпентинизация и др.). Время переминерализации пород (в присутствии флюидов) $t=l^2D^{-1}$ (l — характерная длина диффузионного пути в породах,

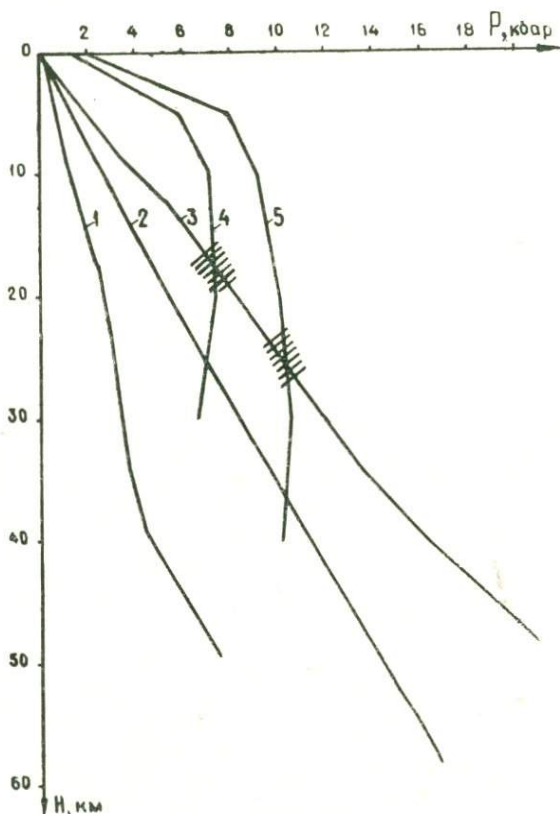


Рис. 35. Давление в земной коре: 1 — обусловленное изменением температуры; 2 — геостатическое; 3 — суммарное; 4, 5 — изменение прочности гранита и базальта

D — коэффициент диффузии) оценивается в 1—100 лет [181]. При этом, если время t оказывается больше времени релаксации накапливаемых напряжений $\tau=\eta\mu^{-1}$, то стрессовый процесс вообще не произойдет. Именно так обстоит дело в сейсмически спокойных зонах (платформы, плиты), где τ оказывается порядка 10—100 млн лет.

Очаги накопления и сброса избыточных напряжений располагаются не в зоне структурно-вещественных преобразований, где повышенная температура и пониженная вязкость [181], а ближе

к периферии, где вязкость пород увеличивается. Сама же зона («ядро») метаморфизма является источником внутренних сил, приводящих в движение объем ЗК, что в итоге изменяет ее рельеф.

Смещению блоков способствует дискретность земной коры, расчлененной на более или менее плотные системы «первичных»

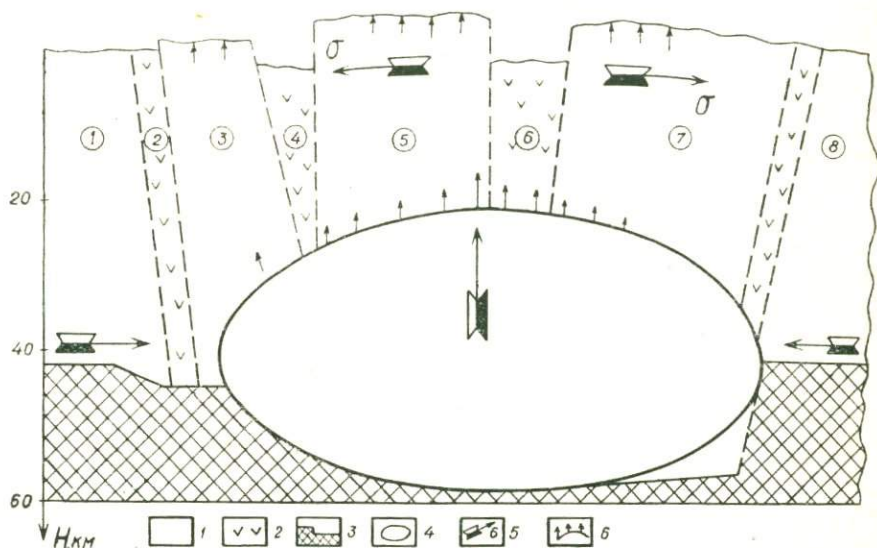


Рис. 36. Модель деформации ЗК: 1 — земная кора; 2 — зона разлома; 3 — верхняя мантия; 4 — температурная неоднородность; 5 — направление действия силового поля; 6 — направление наибольшего распределения термонапряжения. Цифры в кружках: 1 — Балхашский мегаблок; 2 — Южно-Балхашская зона; 3 — Каройский мегаблок; 4 — Илийская зона; 5 — Северо-Тянь-Шаньский мегаблок; 6 — Иссык-Кульская зона; 7, 8 — Терской и Южно-Тянь-Шаньский мегаблоки

(«родоначальных») разломов. В результате смещения блоков по разломам возникает вязкое сдвиговое течение (благодаря трению блоков). Следы такого течения фиксируются повсеместно в складчатых областях фанерозоя в форме главного кливажа или сланцеватости [258]. Процессы приразломного течения ответственны за шовную складчатость. Как показали расчеты [182], сдвиговые напряжения сложным образом распределяются по разлому. Приближенные оценки дают величины 10^{-2} —1 кбар. Действительные же их значения, видимо, несколько меньше, так как, возрастая к периферии зоны, они там частично релаксируются в межзерновой фазе с пониженной вязкостью.

На основании имеющихся геологических и геофизических материалов модель напряженного состояния ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена можно представить в виде эллипсоида напряжений (рис. 36). Одна из главных осей, по которой действует растяги-

вающая сила, направлена вверх, другая — по простиранию. Третья ось, ориентированная вкрест простирания названного мегаблока, совпадает с направлением максимального сжатия. Современный лик Земли и активность тектонических движений ЗК определяются степенью взаимодействия этих эндогенных сил с космическими силами. Внутриземные силы вызывают перемещение блоков по таким глубинным зонам разломов, как Таукумская, Алтынэмельская, Южно-Джунгарская, Алма-Атинская и т. д., которые проникают до низов ЗК и там соединяются с волноводами. Космические силы не только регулируют их ритм, но и вызывают движения. По Е. И. Паталахе [258], перемещение блоков по разломам, их приразломное смятие и сдвиговые течения есть дислокационный процесс. Отражение его в геофизических полях будет рассмотрено в следующей главе.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ВАРИАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛИТОСФЕРЫ

Информация о геодинамических процессах в недрах Земли, которые сопровождаются современными движениями структурных неоднородностей литосферы и, следовательно, землетрясениями, содержится в геодезических, сейсмологических, геофизических и других материалах.

4. 1. Современные движения земной поверхности

Под современными понимаются движения поверхности Земли и деформация пород в ее недрах, проявляющиеся в последние несколько сотен лет [241]. Движения, которые сопровождаются образованием разрывных нарушений, формированием новых структур, изменением рельефа земной поверхности и смещением блоков в ЗК, относятся к тектоническим. Имеется второй тип современных движений земной поверхности (СДЗП), обусловленных деятельностью человека, подземными водами, лунно-солнечными приливами и метеорологическими факторами. Время их существования в отличие от тектонических непродолжительное, но величины амплитуд колебаний значительно больше таковых тектонических движений.

4.1.1. Вертикальные движения

Области развития молодых орогенов отличаются активной подвижностью поверхности структурных элементов ЗК. Поднятие горных хребтов в последние тысячелетия здесь происходит со скоростью 0,1—1,5 мм/год [241].

Имеются признаки опускания и прогибания межгорных впадин и грабенов. Величины опускания составляют 10—12 км.

Не только альпийские области, но и древние платформы подвержены относительным горизонтальным и вертикальным перемещениям. Скорости горизонтальных смещений измеряются сантиметрами в год [15]. Максимальные скорости (11—18 см/год) характерны для платформ и их отдельных участков, сосредоточен-

ных во вздутиях экваториальной области ($\pm 40^\circ$ от экватора). Скорости перемещения плит в полярном (меридиональном) направлении заметно ниже (1—7 см/год). «Абсолютным „чемпионом” по скорости спрединга является Восточно-Тихоокеанское поднятие, раздвигающееся со скоростью до 18,3 см/год» [15, с. 98]. Такая высокая скорость здесь обусловлена, по мнению М. С. Арабаджи, интенсивным поступлением вещества астеносферы. Для Срединно-Атлантического хребта она не превышает 3 см/год.

Т а б л и ц а 12. Скорости СДЗП структурных неоднородностей земной коры

Структуры	Интервал изменения скорости, мм/год	Лит. ссылка
Платформы:		
Балтийская	(-2)—(+4)	[315]
Восточно-Европейская	(-4)—(+4)	[315]
Сибирская	(-0,1)—(+3)	[148]
Складчатые пояса:		
Феннокарпатский	(-0,5)—(+8)	[315]
Кавказский	(-1,0)—(+12)	[315]
Копетдагский	(-0,5)—(+6)	[198]
Памирский	(+4)—(+14)	[198]
Тянь-Шаньский	(-3)—(+6)	[198]
Байкальский	(+10)—(+26)	[148]

К настоящему времени накоплены материалы о том, что СДЗП отражают блоковое строение земной коры. Относительно дифференцированные и интенсивные перемещения земной поверхности блоков наблюдаются на территории мезозой-кайнозойской складчатости. В Альпийском поясе максимальные скорости воздымания (9—13 мм/год) зафиксированы в Фенноскандии, на Украинском щите и Кавказе [311]. Близкие к ним скорости воздымания блоков (8—14 мм/год) отмечаются в районе Памира [198]. На территории Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау они достигают 4—6 мм/год [23, 298]. Байкальской зоне и ее ближайшему горному обрамлению свойственны высокие контрасты скоростей (от 10 до 26 мм/год) [148]. На древних платформах скорости воздымания земной поверхности блоков не более 2—4 мм/год (табл. 12). Области современных опусканий земной поверхности приурочены к береговым частям средиземных морей и Балтийского моря, предгорным и межгорным впадинам. В целом на территории мезозой-кайнозойской активизации скорости опускания земной поверхности не превышают 2—3 мм/год.

СДЗП связаны с рельефом дневной поверхности: чем выше рельеф, тем больше скорости ее воздымания [148, 311]. Там, где неотектоническая активность проявлена слабо, существенных вертикальных движений земной поверхности не наблюдается.

Судя по интенсивности новейших и современных движений зем-

ной поверхности, к активным глубинным разломам в Средней Азии и Казахстане относятся Главный Джунгарский, Чон-Кеминский, Северо-Тянь-Шаньский, Иссык-Кульский, Ферганский, Таласо-Ферганский, Гиссаро-Кокшальский и многие другие разломы. Ими создана современная структура (блоковое строение), они служат границами контрастных движений. При длительном движении блоков вдоль разломов формируются зоны перетирания, дробления, складкообразования, возникают трещины, т. е. потенциально ослабленные зоны литосферы — швы. Для раскрытия таких швов достаточно небольшого напряжения.

Вертикальные движения земной поверхности содержат коротко- и длиннопериодические волны. По данным П. А. Атрушкевича [23], перепад высот реперов весной (апрель—май) в районе Заилийского разлома по отношению к зимним месяцам (январь—февраль) достигает 15—17 мм. Интенсивность (амплитуда) годовой (до 10 мм/год) и 11—12-летних (5—7 мм/год) гармоник также высока. Совершенно очевидно, что столь интенсивные колебания земной поверхности не обусловлены тектоническими (глубинными) процессами. Об этом же свидетельствует и то обстоятельство, что при переходе от равнинной области к горной величины смещения поверхности за 3—6 лет возросли до 39—40 мм [8]. Причем так называемые «медленные движения» имеют направленный ход. Например, среднегодовая скорость «поднятия» Заилийского хребта составляет 2—4 мм/год. На этом фоне происходят «быстрые» смещения земной поверхности со скоростью 30—60 мм/год. Такие аномальные смещения отмечались в 1967—1970, 1975, 1977 и 1979 гг. Движения земной поверхности, которые фиксируются геодезическим методом, не унаследованы от новейших тектонических движений. Отсутствие такой связи указывает на то, что СДЗП отражают реакцию земной поверхности на воздействие космических факторов. Но у различных структурных элементов «чувствительность» к ним разная, что и создает наблюдаемому ныне в них пестроту.

4.1.2. Горизонтальные движения

Представление о горизонтальных колебаниях земной поверхности дают результаты деформографических и наклономерных наблюдений. Интересные в этом отношении материалы получены и для территории ТШС [18, 192, 193]. В последние 15 лет в районе преобладает деформация расширения. В ней выделяются как коротко-, так и длиннопериодические волны. Особенно четко фиксируются весенние (сезонные) волны деформации. В отдельные годы, например 1981 и 1985, на станции Медео деформации расширения в мае и июне достигали $1,5 \cdot 10^{-6}$ [8]. На территории Северного Тянь-Шаня аномалии в деформации расширения зафиксированы в 1965—1967 и 1979—1980 гг. [193], причем амплитуда расширения в 12-летней волне близка к 10^{-6} .

Земная поверхность более интенсивно расширяется при уменьшении количества выпадающих осадков. Их рост сопровождается уплотнением (сжатием) пород, залегающих вблизи земной поверхности.

Величина и характер деформации для Тянь-Шаньского сейсмогена отличаются от таковых для Памирского орогена. На Гармском полигоне, расположенном в зоне сочленения Памира с Тянь-Шанем, в конце 70-х гг. преобладало сжатие [193]. Объемная скорость сжатия была $(10-15) \cdot 10^{-7}$ в год. Сжатие, по мнению Л. А. Латыниной [193], объясняется тем, что «Памирское крыло разломной зоны перемещается по направлению к Гиссару. Перемещение за 20 лет достигло 200—400 мм» (с. 26).

Таким образом, скорость современной деформации пород, залегающих вблизи земной поверхности, близка к 10^{-6} — 10^{-7} в год. То, что приборы, установленные в зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира, показывают сжатие, по нашему мнению, не есть результат горизонтального перемещения Индостанской плиты, как принято в гипотезе тектоники плит, а современная реакция ЗК на воздействие космических сил.

4. 2. Особенности распределения землетрясений

Землетрясения возникают как следствие геологической жизни Земли и несут информацию о ее интенсивности. Возникают они во всех частях нашей планеты. Но максимальное их количество проявляется в областях альпийской складчатости. Число землетрясений к глубинам 300—350 км быстро уменьшается, и на глубинах 600—700 км они практически исчезают [114].

На территории Северной Евразии эпицентры землетрясений с магнитудой более 5,5—6,0 группируются в узкие сейсмопояса [244]. Один из них располагается в Альпийском (Средиземноморском) складчатом поясе. Он протягивается от Гибралтара (на северо-западе) до Молуккских островов (на юго-востоке). Пространственно этот сейсмический пояс совпадает с Балтийско-Индо-Китайской региональной зоной деформации, возникшей при полярном сжатии Земли [275].

В центральной части Азии располагается второй сейсмопояс. В свою очередь, он пространственно совпадает с северо-восточным продолжением Африкано-Сибирской глобальной сколовой системы (зоны праводвиговых деформаций [275]). Около 90 % всех землетрясений земного шара происходит в пределах Тихоокеанского пояса. В Альпийском поясе их доля не более 5—6 %.

Пояса сейсмической активности как бы наложены на платформы (Восточно-Европейская, Сибирская, Таримская, Колымская) и складчатые пояса (Урало-Монгольский). Тяготее к межплатформенным подвижным тектоническим поясам, пояса сейсмической активности пространственно с ними не совпадают. Сейсмические пояса не имеют резких окончаний. Площади, занятые эпицентрами

землетрясений (как и площади, занятые голоценовыми нарушениями), невелики. На континентальной части территории Советского Союза эти площади могут быть объединены в три пояса — Карпатско-Кавказско-Копетдагский, Тянь-Шаньско-Байкальский и Черско-Магаданский.

Карпатско-Кавказско-Копетдагский сейсмический пояс протягивается в юго-восточном направлении от Карпатских гор (на северо-западе) до гор Гиндукуш (на юго-востоке). В состав пояса кроме названных входят горные сооружения Большого Кавказа, Понтийские горы, горы Эльбрус и прилегающие к ним районы. При общей протяженности более 3500 км ширина пояса колеблется от 800—900 км (на северо-западе) до 1000—1200 км (на юго-востоке). На территории Средней Азии северная граница проходит вдоль Главного Копетдагского разлома. На территории Европы ею является Одер-Кавказский линеамент [315].

Юго-западная граница Тянь-Шань-Байкальского пояса прослеживается до Амударьи, где он почти под углом 70—80° сочленяется с Карпатско-Кавказско-Копетдагским. В его состав входят Тянь-Шань, Джунгарский и Кузнецкий Алатау, Алтай и Саяны, а также хребты Яблоновый, Становой и Джугджур. Общая протяженность пояса достигает 5500 км при ширине от 1100 км (на юго-западе) до 300 км (на северо-востоке).

Черско-Магаданский пояс имеет юго-восточное простирание. Он приурочен к хребтам Черского и Верхоянскому. Северо-западное его окончание уходит под Северный Ледовитый океан. С юго-востока пояс обрывается береговой линией Охотского моря. Протяженность не менее 3500 км, а ширина (в континентальной части) изменится от 450 км (на северо-западе) до 950 км (на юго-востоке).

Анализ сейсмического поля (плотность, активность землетрясений, плотность потока сейсмогенных дислокаций) в пределах первых двух поясов показывает, что эпицентры в основном тяготеют к разрывным нарушениям (либо заложенным, либо обновленным в позднеальпийский этап тектогенеза). Четко выделяются сейсмополя, имеющие северо-восточное и северо-западное направления. Как правило, изолинии плотности и активности сгущаются вблизи разломов.

Сейсмологической особенностью строения литосферы сейсмоясов является закономерное чередование с глубиной сейсмогенных и асейсмичных этажей или слоев. «Так, на Балканах сейсмоактивные этажи расположены на глубинах 5—10, 15—20 и 35—40 км, в то время как в Восточных Карпатах в коре имеется лишь слабый максимум сейсмичности на глубине 15—20 км, а интенсивные максимумы — в верхней мантии на глубине 100—120 и 151—170 км. В Крыму главный максимум находится на глубине 15—20 км, интенсивный — на глубине 30—35 км. На Кавказе большинство очагов расположено на глубине 10—15 км, значительно меньше их на глубине 30—35, 60 и 100 км. В Копетдаге очаги

тяготеют к глубинам 20 и 40 км, а в Иране — к средней глубине» [315, с. 128].

В литосфере Тянь-Шаньского сейсмогена максимальное число землетрясений возникает до глубины 35 км (рис. 37). Первый этаж расположен в интервале 5—15 км и характеризуется мозаично-блоковым распределением гипоцентров. Второй распространен на глубинах 15—20 км. В общем очертания его согласуются с существ-

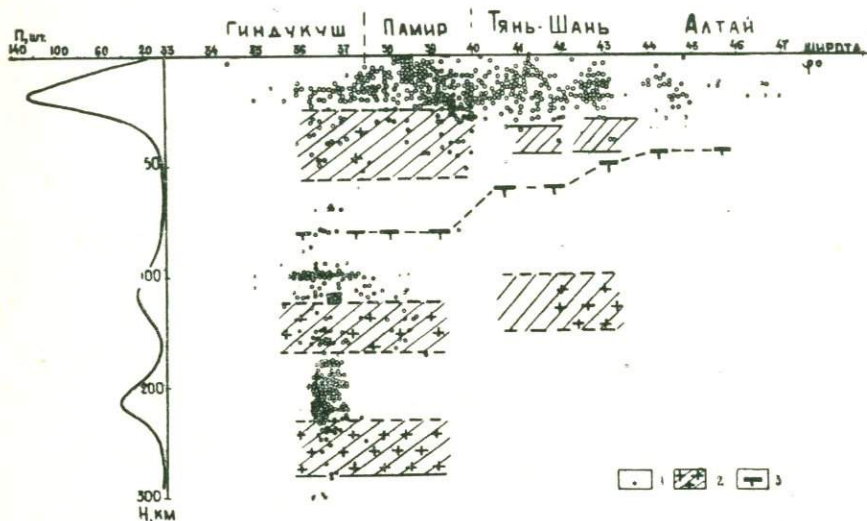
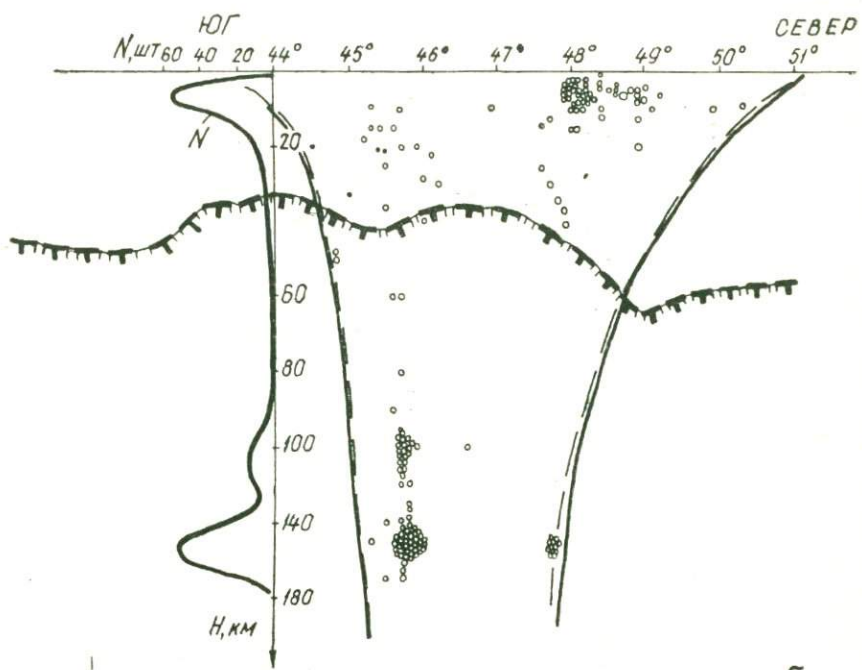


Рис. 37. Распределение гипоцентров в литосфере Тянь-Шаньского сейсмогена (в широтном направлении): 1 — гипоцентры; 2 — волноводы; 3 — граница Мохоровичича

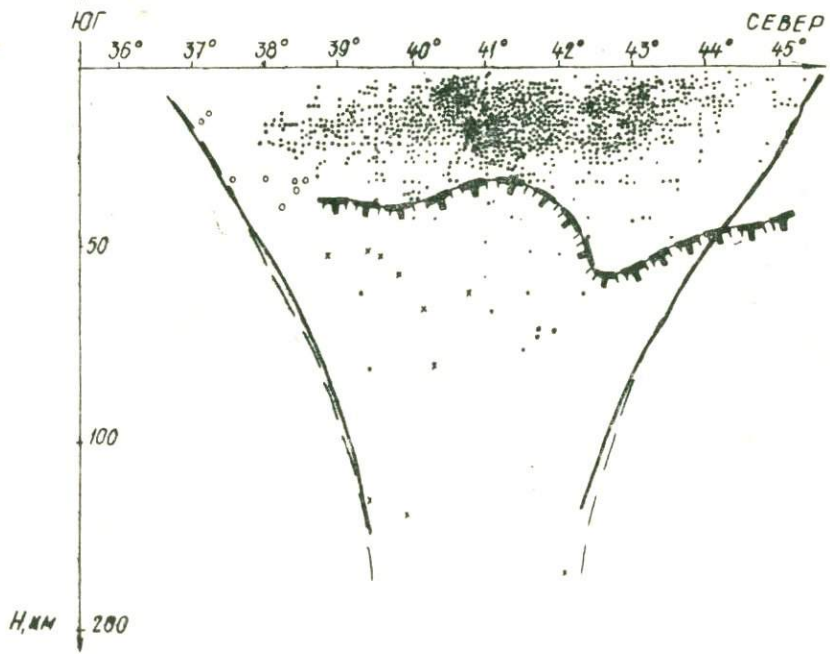
вующей сеткой разрывных нарушений. Третий сейсмогенный этаж находится на глубинах 30—40 км (не имеет повсеместного распространения). При переходе к Памирскому региону глубины гипоцентров возрастают до 300—350 км. Здесь они группируются на трех уровнях: 15—25, 90—110 и 180—230 км.

Во всех сейсмоактивных зонах гипоцентры землетрясений создают V-образное поле (рис. 38), т. е. по мере углубления в недра Земли «поля гипоцентров» сужаются. По-видимому, каждая сейсмическая зона (зона дислокаций) локализована в пространстве, следовательно, поле гипоцентров служит показателем формирования (участка) дислокаций. Из рис. 37, 38 видно, что на континентальной части Земли дислокационные зоны формируются по единому закону: верхняя часть земной коры, где сосредоточено максимальное число землетрясений, имеет ширину в 2,5—3 раза большую по сравнению с таковой на глубине более 100 км. Причем во всех сейсмических зонах землетрясения возникают как в коре, так и в верхней мантии. Максимальные глубины гипоцентров зафиксированы в областях сочленения продольных и поперечных

2



8



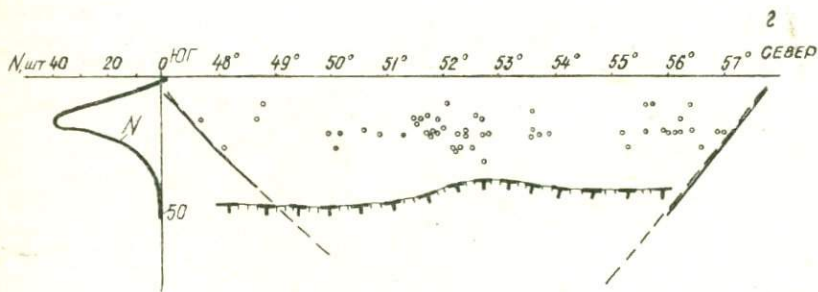
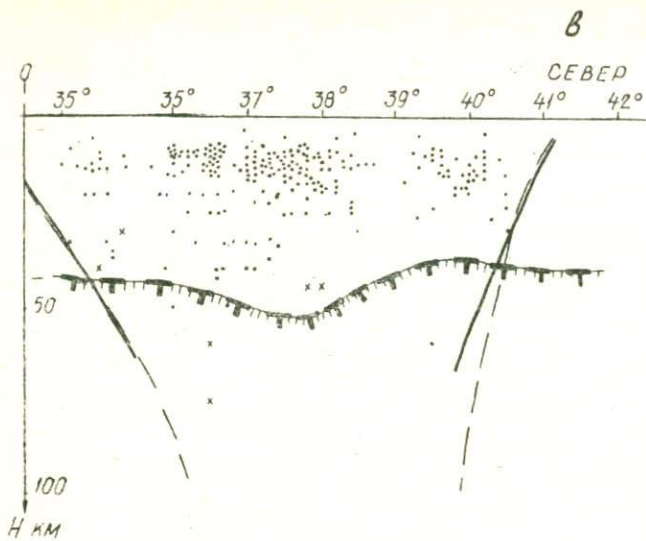


Рис. 38. Распределение гипоцентров в литосфере Карпат (а), Кавказа (б), Копет-дага (в) и Байкала (г) [244]. Условные обозначения те же, что на рис. 37

сколовых систем (например, Африкано-Сибирской сколовой системы с Балтийско-Индокитайской сколовой системой).

Распределению землетрясений в литосфере отдельных регионов присущи свои особенности. Для Карпат, Кавказа и Копетдага они подробно обсуждены Г. П. Горшковым [79]. Далее кратко рассмотрим закономерности распределения землетрясений на территории ТШС.

4.2.1. Особенности пространственного распределения эпицентров землетрясений в литосфере Тянь-Шаньского сейсмогена

Сейсмическая активность ЗК при переходе от Туранской плиты, Казахстанского щита и Таримской платформы к Тянь-Шаню возрастает не плавно, а скачкообразно. В этом отношении Тянь-Шаньский сейсмоген может рассматриваться как структура первого ранга (порядка), где в современную эпоху литосфера активно и однонаправленно распределяется.

Землетрясения распределены на территории сейсмогена крайне неравномерно [244]. Наибольшее число сильных землетрясений произошло в Северном Тянь-Шане и Джунгарском Алатау. В этой зоне сосредоточены эпицентры таких разрушительных ($M \geq 7,5$) землетрясений, как Верненское, Чиликское и Беловодское. На юге Тянь-Шаньского сейсмогена располагается вторая зона «концентрации» эпицентров сильных землетрясений. Она ориентирована, как и первая, в северо-восточном направлении. Здесь максимальное количество эпицентров отмечается в области сочленения Тянь-Шаньского орогена с Таримской платформой и Памирским орогеном (на юге).

В центральной части Тянь-Шаньского орогена, между Киргизским и Кунгейским хребтами (на севере) и Кокшалтауским хребтом (на юге), находится «окно» («белое пятно»), где за последние 150—200 лет не возникло ни одного землетрясения с магнитудой более 6.

На юго-западе Тянь-Шаньского сейсмогена эпицентры сильных землетрясений сосредоточены главным образом в северной части Таджикской депрессии. Здесь они тяготеют к блоку, заключенному между Гиссаро-Кокшальским (Южно-Гиссарским) и Дарваз-Каракульским (Северо-Памирским) разломами. Относительно большее число эпицентров в этом регионе приурочено к Дарваз-Каракульскому краевому разлому.

В целом распределение сильных землетрясений указывает на существование Джунгарской, Северо- и Южно-Тянь-Шаньской областей сейсмической активности [238]. Этими областями Тянь-Шаньский сейсмоген как бы оконтуривается с севера и с юга. На территории самого сейсмогена выделяется ряд эпицентральных (с запада на восток) зон [294]: Центрально-Кызылкумская (юго-восточная часть Сырдарьинской депрессии), Чаткало-Кураминская

(Чаткальский хребет, Ташкентско-Голодноостепский предгорный прогиб), Северо-Тянь-Шаньская (хребты Заилийский и Кунгей-Алатау, а также Киргизский), Джунгарская (хр. Джунгарский Алатау), Фергано-Атойнакская (Ферганский и Атойнакский хребты) и другие.

Таблица 13. Краткая характеристика сейсмичности сейсмогенных зон Тянь-Шаньского сейсмогена (по данным из работы [294])

Зона, район	γ	A_{10}
Северо-Тянь-Шаньская (в целом)	0,46	0,07—0,11
Заилийско-Кунгейская	0,44	0,13
Киргизский хребет	0,48	0,12
Хребет Кетмень	0,46	0,05
Джунгарская	0,53	0,06—0,10
Южно-Иссык-Кульская	0,46	0,22
Фергано-Атойнакская	0,50	0,39
Южно-Ферганская	0,48	0,34
Туркестанский хребет	0,51	До 0,5
Ферганская долина	—	0,1—0,2
Центрально-Кызылкумское поднятие	0,44	До 0,2
Южно-Тянь-Шаньская	0,44	0,3—1,5
Гиссаро-Алайская	0,53	0,144

Более обоснованное суждение об уровне сейсмической активности тектонических структур можно составить на основе параметров сейсмического режима (табл. 13). Величина коэффициента γ (коэффициент угла наклона графика повторяемости землетрясений) для отдельных структур заметно различается. Наиболее активны районы Джунгарского Алатау, Ферганского, Туркестанского, Гиссарского, Алайского и других хребтов. В целом же для территории Тянь-Шаня коэффициент γ порядка 0,45—0,50.

Наглядное представление о степени дифференциации мегаблоков и переходных зон юго-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена дает рис. 39, где приведены данные о сейсмической активности ЗК и плотности эпицентров землетрясений. Сейсмическая активность повышена ($A_{10}=0,2—0,3$) для Центрально-Джунгарского и Северо-Тянь-Шаньского мегаблоков. Высокую же активность (0,4—0,5) проявляет Чиликская зона. Подобная же активность характерна и для зоны сочленения Киргизского хребта с хребтами Заилийский и Кунгей-Алатау.

Таким образом, в юго-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена наиболее активными являются районы хребтов Киргизский, Заилийский, Джунгарский, Кунгей-Алатау. Именно эти районы отличаются повышенной сейсмической опасностью. Плотность эпицентров здесь варьирует в широком диапазоне. Так, если в 1951—1983 гг. она была порядка 0,7—1,0, то в 1980—1986 гг. возросла до 10—15. При этом наибольшую активность проявили Чиликская

зона ($A_{10}=6-9$) и Терскойский мегаблок. Но это не означает, что другие районы оставались и будут оставаться асейсмичными и слабосейсмичными. Так, например, Южно-Прибалхашская впадина долгое время считалась слабосейсмичным районом. Однако с 1979 г. активность ЗК здесь заметно увеличилась (Баканасское

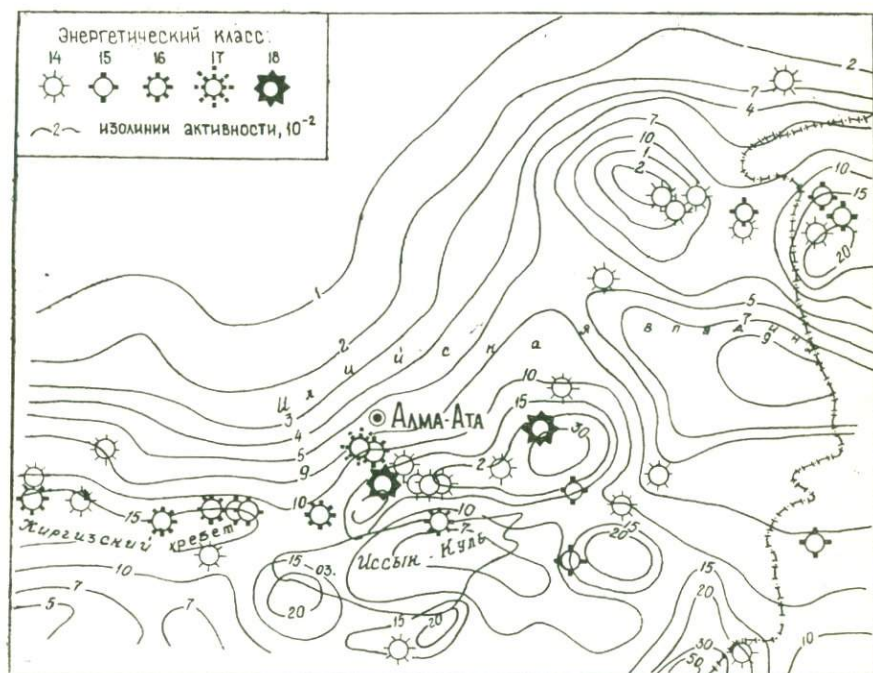


Рис. 39. Схема сейсмической активности Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии [246]

землетрясение 1978 г.). Позже (1980 г.) после Баканасского землетрясения произошло еще несколько землетрясений. Одно из них было с $K=11$. Повышена сейсмичность на южных склонах хребта Молдо-Тоо ($0,1 \leq A_{10} \leq 0,3$) [294].

На юго-западе Киргизии наиболее высокий уровень сейсмической активности свойствен Фергано-Атойнакской зоне, а на юге — району к северо-востоку от г. Оша, включающему Джалал-Абад и территорию до средней части Ферганского хребта ($0,5 \leq A_{10} \leq 1,0$) [294].

На территории Узбекистана самым низким фоном сейсмической активности характеризуется Приташкентский район ($0,02-0,3$) [294]. В отрогах Чаткальского и Ферганского хребтов, а также в северных предгорьях Алайского хребта она достигает $0,5-1,5$. В центральной части Ферганской долины и на крайнем юге Узбе-

кистана (зона Нижнего Пянджа) сейсмическая активность A_{10} оценивается в 0,1—0,2. В Центральном и Южном Узбекистане (Туркестанский, Гиссарский, Байсунтауский хребты) значения A_{10} повышены (0,2—0,5). Относительно высока сейсмичность (A_{10} до 0,2) в горах Букантау, Ауминзатау, Кульдуктау.

Наиболее сейсмоактивна в Таджикистане Южно-Тянь-Шаньская зона [294], где $A_{10}=0,332—1,154$. Территориально эта сейсмогенная зона приурочена к Гиссаро-Кокшальскому разлому. Сейсмическая активность Гиссаро-Алайской области, расположенной между Ферганской зоной на севере и Южно-Тянь-Шаньской зоной на юге, невысокая ($A_{10}=0,144$) [294]. «Сейсмичность этой территории в основном обусловлена перемещениями крупных глыб блоков по обновленным в новейшее время палеозойским и новообразованным разрывам» [294, с. 181]. Еще более низкой сейсмической активностью характеризуется северо-восточная часть Таджикской депрессии. Существует мнение, что эта депрессия является «останцом» древней Евразийской платформы [91]. В таком случае вероятность возникновения сильных землетрясений в современную эпоху в депрессии мала. Структура поля эпицентров в основном контролируется разрывными нарушениями, секущими ЗК на блоки различной величины и ориентации. При этом четко выделяются сейсмополя, имеющие северо-восточное и северо-западное направления. Как правило, изолинии плотности сгущаются вблизи разломов (Северо-Талгарский, Чилик-Кеминский и др.).

Наиболее сейсмоактивны межблоковые пространства и краевые части блоков. Сейсмогенерирующие зоны явно тяготеют к плоскостям сместителей и зонам их пересечения. Очаги сильных землетрясений ($K \geq 12$) приурочены к периферийным частям сейсмоактивных зон и наиболее часто к тем из них, которые прослеживаются через все сейсмоактивные слои в ЗК.

4.2.2. Распределение гипоцентров землетрясений

Сейсмологической особенностью литосферы Тянь-Шаньского и Памиро-Гиндукушского орогенов является закономерное чередование с глубиной сейсмогенных и асейсмичных слоев (горизонтов). При этом значительная часть гипоцентров размещается выше волноводов или прилегает к ним. Это хорошо видно на рис. 37, построенном по данным работы [244]. В литосфере Тянь-Шаньского сейсмогена сейсмическую активность проявляет ЗК. Здесь максимальное число землетрясений возникало до глубины 25 км. При переходе к Памирскому региону глубины гипоцентров резко возрастают (до 250—300 км). Здесь же они группируются на трех уровнях: 0—25 км, 90—110 км, 180—230 км.

В ЗК Северного Тянь-Шаня имеются три сейсмоактивных горизонта различной структуры [326]. Первый расположен в интервале от дневной поверхности до глубин 5—15 км и характеризуется мозаично-блоковым распределением гипоцентров. Особен-

ностью этих дискретных очаговых зон является их сужение к дневной поверхности и расширение в глубину. Второй горизонт распространен на глубинах 15—20 км. Очертания его согласуются с существующей сеткой разрывных нарушений. Третий (нижний) сейсмогенный горизонт прослеживается не повсеместно, а образует как бы «корни», уходящие на глубину до 30—40 км. Наиболее развиты «корни» в центральной части Северо-Тянь-Шаньского мегаблока. Ориентация их совпадает с простиранием палеозойских разломов.

У некоторых сейсмоактивных зон «корни» отсутствуют, а многие «корни» не связаны со средним и верхним сейсмоактивными горизонтами. Сильные землетрясения возникали в местах, где такие связи проявлены. По пространственной структуре скопления очагов землетрясений верхнего и нижнего сейсмогенных горизонтов и по характеру их взаимосвязи в юго-восточной части Северо-Тянь-Шаньского мегаблока выделяется несколько очаговых зон гипоцентрального поля. Они имеют различные геометрические формы [326]:

1. Пластообразные (крутопадающие ограничивают предгорные и горные ступени), связанные с зонами разломов северо-западного направления. Они имеют «корни» в нижнем сейсмогенном горизонте.

2. Корытообразной формы очаговая зона, тяготеющая к крупным разломам северо-западного направления. «Корни» для нее не характерны.

3. Столбообразные крутопадающие очаговые зоны, являющиеся самыми активными. Они пронизывают все сейсмогенные горизонты и приурочены, очевидно, к узлам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений.

4. Пластообразные пологопадающие очаговые зоны, проникающие до глубины 30 км под горные сооружения от оз. Иссык-Куль.

В целом область наибольших глубин гипоцентров (более 35 км) занимает центральную часть Северо-Тянь-Шаньского мегаблока [238]. Под Илийской и Иссык-Кульской впадинами мощность сейсмоактивного горизонта не превышает 10—15 км. Очаги всех сильных землетрясений приурочены к местам, где мощность сейсмоактивного горизонта наибольшая (более 30 км).

4.2.3. Миграция очагов землетрясений

К настоящему времени установлен факт миграции очагов землетрясений вдоль сейсмогенных зон. В разломных зонах Гиссарской долины с 1955 по 1964—1968 гг. основная масса землетрясений мигрировала с восточных флангов разломов на западные [162]. «В течение 1964—1968 гг. оставались активными западные участки зон, а затем наметился разворот миграции в обратную сторону. Кроме того, наблюдалось чередование возникновения землетрясений на бортах Гиссарской долины: после землетрясения на север-

ном борту долины следующие возникают на южном, затем вновь на северном и т. д.» [162, с. 59].

Вопрос о миграции гипоцентров землетрясений в ЗК Средней Азии рассмотрен в работе [317]. В ней по характеру протекания сейсмичности эта территория расчленяется на блоки с линейными размерами 100—120 км. В пределах блоков сейсмичность проявляется со сдвигом во времени. Скорость перемещения сейсмичности от блока к блоку оценивается в 6—7 км/год с запада на восток и 4—5 км/год с востока на запад. В. И. Уломов [331, 332] разработал геофизическую модель очаговой сейсмичности — решеточную модель, отражающую дискретность сейсмического процесса. Согласно этой модели, области сейсмической активизации мигрируют в межблочных швах.

Следует подчеркнуть, что процесс миграции очагов землетрясений в различных сейсмогенных зонах происходит по-разному. В Восточном Узбекистане волны деформации сжатия в наши дни перемещаются с северо-востока и востока в западном и юго-западном направлениях со скоростью 12—32 км/год [331, 332]. С 1955 по 1966 г. в районе Гиссарской долины область эпицентров, как уже отмечалось, перемещалась с востока на запад. На территории Северо-Тянь-Шаньского мегаблока период активизации сейсмичности, как правило, «берет свое начало» из Чиликской зоны. Затем вступает в активизацию ЗК центральной и западной частей Северного Тянь-Шаня. В меридиональном направлении в первую очередь активизируется ЗК южной части этой территории. В последующие годы активизируется ЗК западной части Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, а в Гиссарской долине, наоборот, восточная часть.

4.2.4. Связь сейсмичности с элементами глубинной тектоники

О подвижности элементов ЗК, как указывалось в предыдущих главах, можно судить по данным не только геодезии, гравиметрии, наклономерной деформографии, магнитометрии, но и сейсмологии. Имеющиеся экспериментальные материалы показывают, что степень современной подвижности глубинных элементов Тянь-Шаньского сейсмогена неодинакова.

Интенсивность подвижности элементов литосферы с юга на север убывает (см. рис. 37). Наибольшее число землетрясений происходит в зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира. По величине энергии, выделившейся при землетрясениях, Тянь-Шаньский ороген более сейсмоактивен. Здесь, как уже отмечалось, происходят землетрясения с магнитудой более 8.

По величине сейсмической энергии E , выделившейся при землетрясениях за последние 25 лет, структурные единицы в юго-восточной части сейсмогена условно могут быть разделены на три группы. Первая группа включает мегаблоки (Мойынкумский, Чуйский и др.), в ЗК которых возникают землетрясения с энергетиче-

скими классами не более 8—9. Вторая группа объединяет мегаблоки (Кетменский, Каройский и др.), ЗК которых способна «возбудить» землетрясения с энергетическими классами 11—12. В третью группу включены Южно- и Северо-Тянь-Шаньский, Центральнo-Джунгарский мегаблоки и Чиликская зона. Здесь величина выделившейся сейсмической энергии E при землетрясениях превышает 10^{12} — 10^{13} Дж. Среди последних наиболее сейсмична Чиликская зона ($E=10^{15}$ — 10^{16} Дж). В области сочленения Киргизского хребта с Кунгейским и Заилийским хребтами отмечается аналогичная Чиликской сейсмоактивная зона.

Таким образом, важнейшими современными сейсмогенными элементами Тянь-Шаньского сейсмогена являются те из них, которые обособились в результате неотектонических движений. Гипоцентры сильных землетрясений приурочены к ЗК тех блоков, которые вовлечены в восходящее тектоническое движение. Скопление очагов при этом образуют поля, приуроченные к узлам пересечения и сближения линеаментов продольного и поперечного простирания. Наиболее глубокие землетрясения возникают в ЗК областей или зон сочленения активно движущихся блоков с относительно стабильными блоками, а также в областях пересечения блоков, имеющих различную ориентировку в пространстве.

4.2.5. Пространственно-временные изменения параметров механизмов землетрясений

По записям упругих сейсмических волн, зарегистрированных при землетрясениях, определены ориентировка современных главных напряжений в ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, пространственная ориентация двух равновозможных плоскостей разрывов в очаге, тип подвижки и ее относительные компоненты по каждой плоскости. Эти сведения получены на основе изучения механизмов очагов землетрясений с $K \geq 6$ [57].

Принято считать, что положения в пространстве главных осей напряжений в очагах характеризуют напряженно-деформированное состояние ЗК [53]. Наглядное представление о закономерностях распределения напряжений дает рис. 40, где отражены горизонтальные проекции главных осей напряжений в очаге. Анализ этих материалов показывает, что азимуты простирания осей напряжения сжатия в очагах землетрясений, возникших в ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, находятся в пределах 150 — 180° , т. е. они близки к меридиональным и направлены главным образом поперек простирания новейших структурных элементов коры. Этот вывод согласуется с данными для Центрального и Северного Тянь-Шаня, где «региональное суммарное поле имеет ось сжатия, ориентированную по азимуту около 340° , а растяжения около 70° » [155, с. 37]. Имеются отклонения от такой преобладающей ориентации оси сжатия. Например, на территории Джунгарского Алатау и Чиликской зоны (рис. 41) амплитуды

простирающихся осей сжатия ориентированы с северо-запада на юго-восток. Со временем азимуты меняют свои румбы. Так, в 1980—1982 гг. в Чиликской зоне преобладали азимуты северо-восточного направления, а в 1983 г. — северо-западной ориентации. Эти данные свидетельствуют о локализованности причин (сил), вызывающих изменения напряженности состояния ЗК в районе.

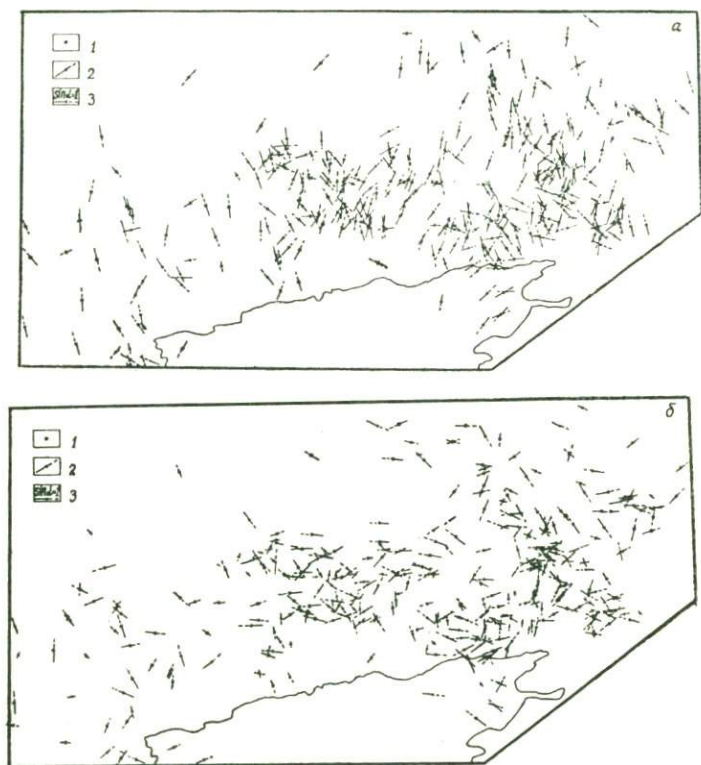


Рис. 40. Ориентация осей напряжений сжатия (а) и растяжения (б) в очагах землетрясений Северо-Тянь-Шаньского мегаблока [326]: 1 — положение эпицентра; 2 — направление оси сжатия (а) и растяжения (б); 3 — масштаб оси

Для азимутов простирающихся осей напряжений растяжения характерны значительные вариации ($300\text{—}350$ и $50\text{—}70^\circ$). Тем не менее как для очагов с опускающимися висячими крыльями плоскостей разрыва, так и при противоположных движениях преимущественное направление осей растяжения близширотное. Отчетливо выраженная разнонаправленность в них отмечается в Чиликской зоне. Углы наклонов осей напряжений варьируют в широком диапазоне. При взбросовых типах механизмов они наклонены под углом $0\text{—}60^\circ$ к вертикали, для сбросовых типов близгоризонтальны. Зако-

номерность в главных осях напряжений, которая наблюдается вблизи земной поверхности, сохраняется до глубин 25—30 км [246].

Полученные экспериментальные материалы по напряженно-деформированному состоянию согласуются с теоретическими расчетами, приведенными в главе 3 и в настоящем разделе. Согласно теории, в ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока в распределении

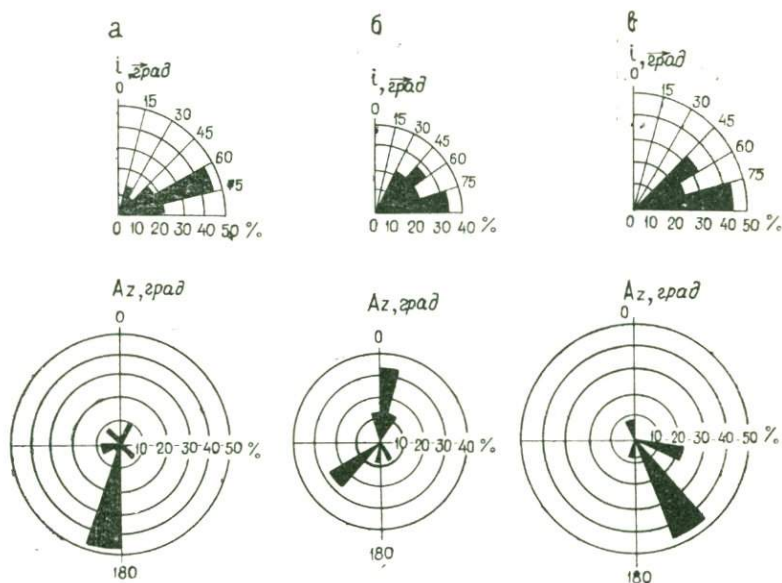


Рис. 41. Гистограммы угла наклона i к вертикали и азимута простирания осей напряжений сжатия для центральной части хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау (а), района сейсмостанции «Тургень» (б) и северо-восточного района оз. Иссык-Куль (в) [326]

азимутов главных напряжений ожидалось меридиональные и субмеридиональные румбы для осей сжатия, широтные и субширотные румбы для осей растяжения.

Результаты определения параметров механизмов очагов показывают, что землетрясения возникают при различных типах разрывных нарушений. А. А. Власова установила [56], что число очагов со сдвиговым механизмом незначительно. В центральной части Северо-Тянь-Шаньского мегаблока преобладают разрывные нарушения, приводящие к увеличению поверхности прилегающего к нарушению участка ЗК (опускание лежащего блока, т. е. сбросы). Такого типа разрушения образуются при расширении ЗК.

Роль разрывных нарушений, которые сопровождаются сокращением поверхности прилегающего к нарушению участка ЗК, т. е. взбросов, была велика для ЗК Терской мегаблока и Чиликской зоны. Следует подчеркнуть, что количество землетрясений,

механизмы возникновения которых сейсмологами связываются со взбросами, в последние годы для рассматриваемого региона заметно возросло. Вероятно, тип разрушения пород зависит от колебательных процессов. При этом рост землетрясений со взбросовым типом механизма в ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока сопровождается одновременным увеличением числа «сбросовых» типов подвижек в ЗК Терской мегаблока, и наоборот. Аналогичная ситуация «поочередной» активизации типов разрушения пород отмечается и на графиках высвобожденной сейсмической энергии.

Плоскости разрывов в очагах ориентированы в самых различных направлениях. При массовой обработке материалов было обнаружено, что направления разрывов изменяются с юго-западного (на западе) на северо-восточное (на востоке). Плоскости разрывов наклонены к горизонту под углом $30\text{--}60^\circ$, реже $60\text{--}90^\circ$ [326]. Еще более редки их падения под углом до 30° . До 48 % разрывов падают на север и юг. На долю разрывов северо-западных направлений приходится до 23 %. Доля разрывов, ориентированных в северо-западном направлении, не превышает 17 %, а близмеридиональных — 12 %. Таким образом, напрашивается вывод, что не только главные оси напряжения, но и плоскости разрывов ориентированы закономерно. В установленной системе действующих напряжений преобладают подвижки по крутопадающим плоскостям разрывов, ориентированным по простиранию основных тектонических структур (северо-западное и северо-восточное направления преобладают). На этом общем фоне ориентации параметров механизмов очагов землетрясений проявляется зональность в их концентрации. Такие участки приурочены к зонам разломов, располагающихся между различно деформируемыми блоками.

4.2.6. Связь сейсмичности с новейшими и современными движениями земной коры

Вопрос о связи сейсмичности с новейшими движениями исследован в работах [85, 89, 112, 154, 265, 327, 352]. Детально рассмотрев этот вопрос применительно к территории Киргизии, А. К. Трофимов с соавт. [327] пришли к выводу о том, что «одним из определяющих факторов в генерации очагов сильных землетрясений являются не столько максимальные контрасты новейших вертикальных движений, сколько недавняя смена знака движений за счет причленения бывших зон прогибания к современным поднятиям» (с. 118). Однако экспериментальные материалы показывают, что очаги землетрясений в ЗК Тянь-Шаньского орогена тяготеют не только к зонам смены направлений движений блоков, на которые указывают А. К. Трофимов с соавт. [327]. Очаги приурочиваются к зонам глубинных разломов и участкам их пересечения, сближения между собой. В качестве примера можно привести зоны сочленения разломов Чилик-Кеминского и Заилийского,

Таласо-Ферганского и Нарын-Чичканского, Дарваз-Каракульского и Петровского, где за последние 150—200 лет происходили сильные землетрясения [244]. Сейсмически активны Северо-Тянь-Шаньская, Алма-Атинская, Заилийская, Таласо-Ферганская, Дарваз-Каракульская, Вахш-Сурхоб-Кызылсуйская, Гиссаро-Кокшальская и многие другие зоны глубинных разломов. Но, как показано В. И. Ермилиным и Н. В. Чигаревым [112] на примере Памиро-Алая, современная сейсмичность «обусловлена накоплением тектонических напряжений за геологические интервалы ... 700—800 лет и менее» (с. 119). Повышенный сейсмический фон в целом увязывается со структурными элементами, которые в новейшее время подвергались интенсивным тектоническим движениям.

Последние тектонические импульсы, которые сопровождалось раскалыванием и растрескиванием жестких скальных пород палеозойского цоколя на многочисленные блоки высоких порядков, произошли на границе средне- и позднечетвертичного времени [109]. Существующая к настоящему времени сеть разрывов настолько густа и разнообразна, что, по мнению Н. М. Чабдарова, необязательно, чтобы каждому землетрясению сопутствовало образование нового разлома. Подземные толчки сопровождаются подвижками по уже существующим разломам, о чем свидетельствуют приведенные далее материалы.

По комплексу данных одним из наиболее тектонически активных участков Северо-Тянь-Шаньского региона является северо-восточная часть — Чиликская зона [168], где широко проявлены разрывные нарушения [7]. Даже речная сеть приспособлена к разломам, отчего долины имеют меридиональное, субмеридиональное и северо-восточное простирание. Долинам свойственна прямолинейность (рр. Жинишке, Чилик, Шет-Мерке, Чарын и др.). Профили долины асимметричны, один из бортов выше и круче другого. Террасы развиваются только вдоль одного (как правило, западного) борта.

На карте относительных скоростей современных движений рассматриваемая зона присутствует как единый структурный элемент, подверженный опусканию [297]. К 1972 г. скорость опускания ее земной поверхности составляла $(-12) - (-14)$ мм в год. В последующие годы абсолютная величина скорости уменьшалась. С 1970 по 1978 г. на территории Северного Тянь-Шаня произошли три сильных землетрясения: Сарыкамышское (1970 г.), Турайгырское (1976 г.) и Жаланаш-Тюпское (1978 г.). Очаги их располагались в Чиликской зоне. Очаг катастрофического Чиликского землетрясения (1889 г.) также находился в рассматриваемой зоне [244].

Возникает вопрос: какими «неотектоническими» особенностями обладают структуры, участвующие в строении Чиликской зоны, в отличие от прилегающих? В поисках ответа на этот вопрос обратимся прежде всего к геологическим материалам [7]. Современный облик восточной части Северного Тянь-Шаня, как и других регио-

нов Тянь-Шаня, формируется в новейшее время. С миоцена здесь обозначаются Заилийское и Кунгейское поднятия и расположенная между ними Жаланашская впадина. С плиоцена процессы опускания (относительного) Иссык-Кульской и Илийской впадин ускоряются. Кунгейский водораздел в дальнейшем расширяет свои границы путем вовлечения новых участков с севера, где неотектоническая активизация выражена слабее и несколько запаздывает. Так, за плиоцен осевая часть хр. Кунгей-Алатау поднялась на

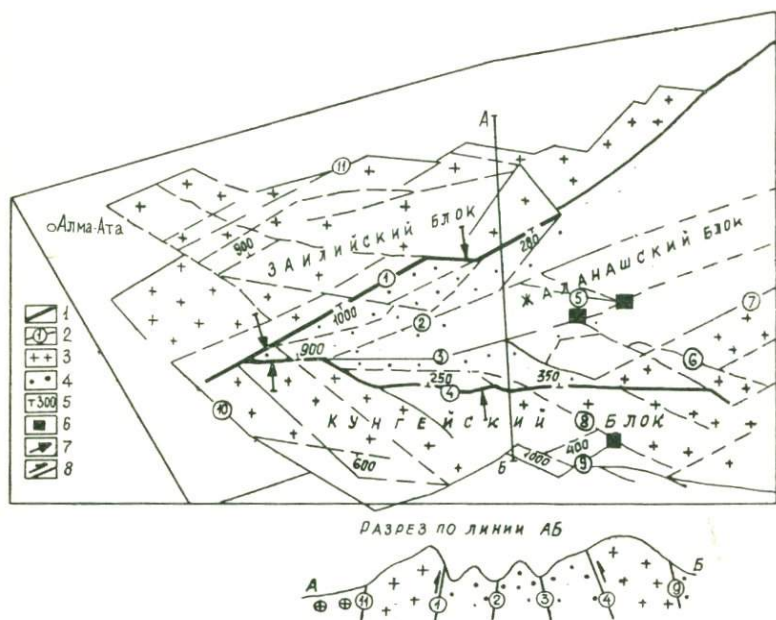


Рис. 42. Схема размещения современных блоков земной коры в восточной части Северо-Тянь-Шаньского мегаблока: 1, 2 — разломы (1 — Чилик-Кеминский, 2 — Северо-Далаашикский, 3 — Южно-Аксуйский, 4 — Северо-Кунгейский, 5 — Бескарагайский, 6 — Жаланашский, 7 — Северо-Кулуктауский, 8 — Южно-Кенсуйский, 9 — Талдысуйский, 10 — Аксу-Тогузский, 11 — Киникбай-Жумакский); 3 — блоки, вовлеченные в активные перемещения вверх; 4 — блоки, вовлеченные в слабое перемещение вверх; 5 — величина превышения одного блока над другим (штрих обращен в сторону опущенного блока [109]); 6 — эпицентры землетрясений; 7 — направление деформирующей силы; 8 — направление смещения крыльев

400—500 м. Она продолжает активно подниматься (скорость подъема 0,8—1,2 мм/год) в голоцене. Скорость поднятия наращивается от ранней стадии четвертичной системы (0,6—0,8 мм/год) к голоцену. Размах амплитуды послечетвертичных движений достиг 300—400 м.

В результате новейших разрывных дислокаций доальпийский фундамент приобрел современный вид (рис. 42). К востоку от Чилик-Кеминского перевального и Аксу-Тогузакского разломов

между Заилийским и Кунгейским поднятиями «вклиниваются» Жаланашская впадина и «продукты» ее раскола (Сюгатинская, Жинишкинская, Сарыбулакская долины). Севернее Чилик-Кеминского разлома размещен Заилийский блок. Кунгейский блок располагается между Северо-Кенсуйским (на севере) и Северо-Иссык-Кульским разломами (на юге). Все блоки разбиты разломами. Преобладающее простирание их северо-западное и северо-восточное. Почти все доальпийские разломы подновлены в новейшее время.

Блоки разнятся не только размерами и формой, но и элементами падения и простирания плоскостей сместителей. В Кунгейском блоке плоскости сместителей для разломов, ориентированных в восток-юго-восточном направлении (Сарысуйский, Северо-Кунгейский, Сарыбулакский и др.), падают на юг [7]. Практически у всех разломов южные крылья взброшены.

Амплитуды новейших вертикальных перемещений достигают 150—200 м. Взбросы местами переходят в надвиги (Северо-Кунгейский и др.).

Плоскости сместителя разломов северо-западного простирания в Кунгейском блоке ориентированы субвертикально, с отклонениями в ту и другую сторону. Здесь неотектонические деформации сохранили направления, присущие движениям доальпийского тектогенеза. В основной форме движения по разломам уже становится заметной роль горизонтальной составляющей, т. е. сдвиговой формы (Кольсайский и другие сдвиги). В местах сдвига смещения достигают 50 м.

Жаланашская впадина неотектоническими движениями разбита на отдельные структуры (Чиликский грабен, Сарыбулакская депрессия и др.), т. е. на структуры второго-третьего порядка. Амплитуды новейших вертикальных перемещений блоков во впадине возрастают с востока на запад, а ось впадины в целом погружается к востоку. В пределах бывшей Жаланашской впадины (блока) развиты разломы как восток-северо-восточного, так и северо-западного простирания. Крупнейшие из них Северо-Далашикский, Бескарагайский, Байсорун-Чиликский и другие. Величины современных вертикальных смещений по некоторым из них достигают 0,7—0,8 м, а горизонтальных — до 5 м [7]. Плоскости смещения для Северо-Далашикского разлома падают на юг (южное крыло взброшено на 350—500 м). Для Бартогайского разлома юго-восточной ориентации плоскость падает на запад-юго-запад. Горизонтальные подвижки здесь правосторонние.

Разрывные нарушения в северном борту Жаланашской впадины (Заилийское поднятие) представлены кулисообразной системой дислокаций, ориентированных субширотно и широтно [109]. Среди них крупным является Чилик-Кеминский разлом. У этого разлома взброшен северный борт. Величина смещений соизмерима с теми, которые наблюдаются на юге.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в ЗК

Чиликской зоны доминируют дизъюнктивные перемещения, приводящие к образованию взбросов и сдвигов. Интенсивно расширяющаяся ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока приводит к воздыманию Кунгейского и Заилийского блоков и расположенной между ними Жаланашской впадины. Однако скорости поднятия южного и северного бортов впадины выше, чем самой впадины в целом и ее отдельных структурных элементов. В результате в ЗК впадины преобладает сжатие, что приводит к сокращению земной поверхности между Кунгейским и Заилийским блоками. Процессы сжатия сопровождаются разрушением материала по системам трещин. В этом отношении примечателен тот факт, что большинство эпицентров локализуется в коре Заилийского и Кунгейского блоков. Интенсивность землетрясений отражает их современную тектоническую активность. Отсюда понятна природа аномалий развития взбросовых подвижек, установленной по механизмам очагов землетрясений. Останцы Жаланашской впадины находятся в сжатом состоянии. Современная сейсмическая активность коры здесь связана главным образом со сдвиговой деформацией. Наиболее опасны узлы пересечения разломов тянь-шаньского и антитянь-шаньского простираний. К таким узлам были приурочены очаги Чиликского (1889 г.) и Турайгырского (1976 г.) землетрясений. Да и очаг Жаланаш-Тюпского землетрясения, которое возникло в коре Кунгейского блока в 1978 г., располагался в зоне пересечения разноориентированных разломов — Северо-Аксайского (северо-восточной ориентации) и Южно-Кенсайского (юго-восточной ориентации) [113].

Таким образом, Чиликская зона — классический пример проявления современных подвижек по разломам в поле выходов доальпийского основания. Подвижки возникают в продолжающейся расширяться земной коре. Но скорости вертикальных структурных единиц коры в различных частях зоны неодинаковы, что приводит к появлению горизонтальной деформации. Заилийский и Кунгейский блоки «давят» на Жаланашский блок, заставляя его сжиматься, с одной стороны, и отжиматься к востоку — с другой. На востоке он в торец сочленяется с Кетменским блоком, который также подвержен вертикальному воздыманию. Противостояние от Кетменского блока «заставляет» деформироваться земную поверхность в центре Чиликской зоны. Подобная схема объясняет и природу современных горизонтальных движений (сдвиговые деформации левостороннего направления в Сарытауском и правостороннего — в Бескарагайском). Относительно низкая сейсмическая активность Жаланашского блока объясняется, по мнению Т. А. Акишева и др. [7], тем, что он при современных движениях смещается как монолитное тело. Разрушаются главным образом его боковые поверхности, плоскости сместителей отдельных структурных единиц второго-третьего порядка. Разрушения идут прерывисто, так как горные породы, слагающие эти структуры, характеризуются различными физическими свойствами.

Близкую к описанной модель напряженного состояния ЗК можно построить для западных частей Кунгейского и Заилийского хребтов. Здесь между Кендыктасским и Киргизским хребтами располагается Чуйская впадина, которая не проявляет активной сейсмической деятельности. Между тем на территории хребтов землетрясения возникают часто [244]. Наиболее активна ЗК в зоне резкого сближения Заилийского блока с Кунгейским [речь идет о поперечном водоразделе, расположенном между Каргалы-Чаткальским разломом (продолжение Кендыктасского глубинного разлома) на западе и Бесагашским разломом на востоке]. К западу и востоку от него интенсивность новейших тектонических движений ослабевает, и водораздел (Алма-Атинский линеймент) представляет собой осевую часть прогибов. Вертикальные подвижки здесь сопровождаются сильными землетрясениями (Верненское, 1887 г.; Чон-Кеминское, 1911 г.; Алма-Атинское, 1982 г. и др.).

4. 3. Подвижные зоны по неотектоническим данным

Движениями новейшего этапа охвачена вся Земля. Но для нас имеет особое значение голоценовый отрезок времени продолжительностью около 10^4 лет. Он отличается своеобразием протекания. Принципиально важную информацию о степени подвижности структурных элементов ЗК в голоцене содержат неотектонические движения, «живые» разрывные нарушения, сейсмодислокации, землетрясения.

Для классификации структурных элементов ЗК по степени их подвижности в новейший этап использованы интенсивности неотектонических движений (ИНД), которые оценивались по величине относительного смещения смежных блоков ЗК [185]. Значения ИНД варьируют в широком диапазоне — от -7 до $+7$ км. Для простоты дальнейшего изложения весь диапазон значений ИНД условно разбивается на три группы. В первую группу, где интенсивность новейших движений находится в интервале от нуля до $0,5$ км (как положительного, так и отрицательного знака), входят окраины Казахстанского щита (Балхашский массив, Чу-Илийское поднятие). Общие относительные поднятия (и опускания) соседних блоков за новейший этап на этой территории не превышали ± 400 — 500 м. Вся эта обширная территория к северу и северо-западу от Дегересского, Кокшеельского и Алатайского разломов отнесена к области с низкой ИНД. На этом фоне выделяется несколько аномалий ИНД, связанных с относительными опусканиями блоков (южнее и севернее пос. Баканас).

Наибольшие значения ИНД приурочены к зонам рельефообразующих разломов, вдоль которых активно поднимающиеся блоки сочленяются с глубокоопущенными. В таких зонах отмечается резкое сгущение изолиний со значениями от минус 1 — $1,5$ км до плюс 2 — $2,5$ км и более. В зависимости от интенсивности движений выделены блоки со средней (абсолютная величина ИНД изменяет-

ся от $\pm 0,5$ до $\pm 1,5$ км), высокой (абсолютная величина ИНД изменяется от $\pm 1,5$ до $\pm 3,0$ км) и очень высокой (абсолютная величина ИНД превышает $\pm 3,1$ км) интенсивности.

К блокам с очень высокой ИНД относятся Северо-Киргизский, Заилийский, Кунгейский, Иссык-Кульский, Чуйский и Панфиловский. Заилийский и Кунгейский блоки отделены на западе от Северо-Киргизского Боомской поперечной зоной. Между ними предполагается Чон-Кеминская зона, где относительное смещение не превышает 1,5 км. С востока Кунгейский и Заилийский блоки отделены от Кетменской Чиликской поперечной зоной. К востоку от нее интенсивность новейших движений резко ослабевает.

На территории Джунгарского Алатау выделены блоки со средней (Центрально-Джунгарская) и высокой (Северо-Джунгарская) ИНД.

Таким образом, неотектонические процессы наиболее интенсивно протекали в Северо-Тянь-Шаньском орогене и прилегающих впадинах. В сфере активного воздействия таких процессов находился и Джунгарский ороген. При этом степень кусковатости (блоковость) его высокая.

Почти все сильные и катастрофические землетрясения произошли в зонах рельефообразующих разломов, вдоль которых сочленяются блоки со средней и высокой ИНД и в узлах пересечения поперечных зон с продольными.

4. 4. Современные пульсации фигуры Земли и вариации геофизических характеристик земной коры

Из геологической истории развития Земли в составе материков нам «достались» устойчивые, малоподвижные глыбы и подвижные зоны, отождествляемые с зонами или системами глубинных разломов (они же относятся к крупным зонам концентрации деформаций — см. главу 2). Свою нынешнюю форму — форму сфероида — Земля приобрела под воздействием гравитационных сил. Но эти силы изменяются во времени. Так, например, разница в высоте обусловленных Луной приливов в земной коре для ближнего к Луне («подлунного») и противоположного полушарий составляет 5 % [135]. Такие изменения в деформирующих Землю силах приводят к изменению ее фигуры и объема, что отражается в вариациях геофизических характеристик земной коры. Важно подчеркнуть, что для различных частей сфероида аномалии в вариациях наступают в довольно близкие периоды времени, т. е. одновременно (синхронно).

4.4.1. Пульсации фигуры Земли

В кайнозое Земля увеличила свои размеры [74, 269]. Скорость ее расширения по мере приближения к четвертичному геологическому периоду быстро росла. Вековое замедление вращения Земли

(изменение продолжительности суток), по данным различных авторов, колеблется от +0,9 до +2,6 мс в столетие. Установлено, что периоды расширения Земли, сопровождаемые усилением тектонической активности, сменяются более «спокойными» периодами. По мнению В. В. Кузнецова [160], в настоящее время Земля переживает именно такой период.

В геологической истории Земли процессы расширения повторялись периодически, т. е. изменения геологических явлений образуют ритмы или циклы разной протяженности. Продолжительность циклов колеблется от 1, 2—3, 5, 11, 20—22, 30—35, 60—70 лет (малые циклы) до 180—200 млн лет (галактический цикл) [202]. Выявленные периоды геологических процессов обнаруживают интересное совпадение с периодами климатических явлений.

Современный период замедления вращения Земли начался 51 млн лет назад и закончится через 57 млн лет [349]. Продолжающееся ныне расширение Земли подвержено короткоимпульсным колебаниям: процесс через определенное время «убыстрится». За последние 200 лет именно такое «убыстрение» наблюдалось в конце XIX — начале XX вв., когда приращение радиуса Земли за 32,5 года составило 25 см [157]. В эти годы резко возросла активность ее сейсмических поясов.

4.4.2. Периодичность извержений вулканов

Ш. Ф. Мехтиев и Э. Н. Халилов* составили графики активизации вулканов зон субдукции и рифтовых зон. Оказалось, что в процессе активизации существуют крупные циклы. При этом циклы активизации вулканов рифтовых зон находятся в противофазе с таковыми в зонах субдукции. С 1850 по 1970 гг. для вулканов рифтовых зон отмечены четыре крупных цикла активизации, а для вулканов зон субдукции — шесть. С 1970 г. наблюдается повышение активности вулканов зон субдукции и понижение активности вулканов рифтовых зон. Активизация вулканов рифтовых зон происходит в периоды растяжения Земли. В периоды ее сжатия активизируются вулканы зон субдукции и грязевые вулканы. Процессы активизации (периодичность, цикличность), по мнению Ш. Ф. Мехтиева и Э. Н. Халилова, связаны с изменением радиуса Земли.

4.4.3. Периодичность сейсмических процессов

Судя по изменению сейсмической энергии E , выделившейся при сильных землетрясениях на территориях Карпатско-Кавказско-Копетдагского и Тянь-Шань-Байкальского поясов, этапы повышения сейсмоактивности сменяются этапами ее ослабления. В спектральной функции энергии E доминируют 125; 63; 22; 18,6; 11; 5,3;

* Мехтиев Ш. Ф., Халилов Э. Н. Вулканы и геодинамика // Природа. 1987. № 5. С. 46—49.

3; 1; 0,5 года и 3 месяца. «Максимальная» энергия E (землетрясения с $M \geq 7,5$) выделяется в периоды «прохождения» длиннопериодных гармоник E . Одна из таких гармоник E по времени совпала с 1885—1915 гг. В эти годы в сейсмоактивных поясах Земли активность резко повысилась, что сопровождалось катастрофическими землетрясениями (Красноводское с $M=8,2$; Кеминское с $M=8,1$; Чиликское с $M=8,2$ и др.). Сильнейшие катастрофические землетрясения повторяются через 100—125 лет.

Периоды возникновения более слабых землетрясений варьируют от 2—3 до 18—20 лет. Среди них наиболее интенсивно (с точки зрения выделения числа землетрясений) «ведут» себя 10—12-летние гармоники (рис. 43, 44, 45). Есть и более короткие перио-

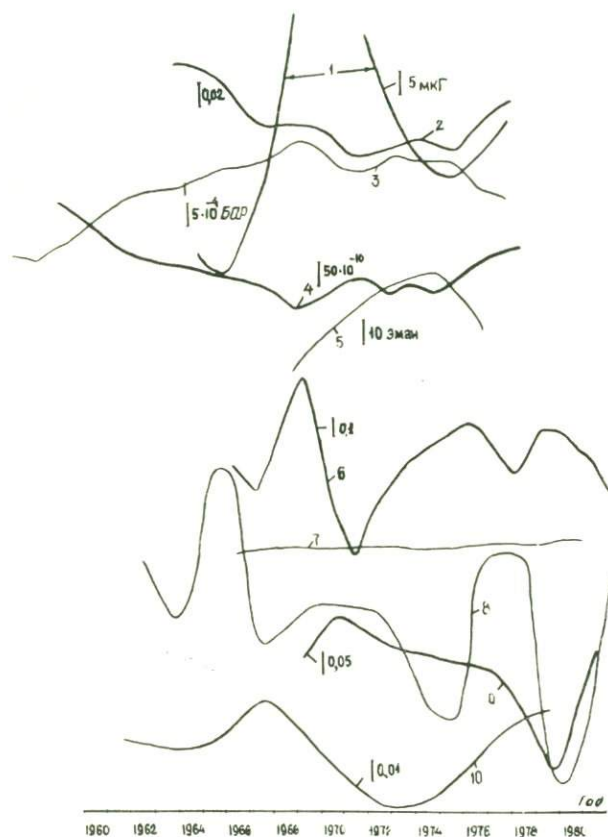


Рис. 43. Вариации силы тяжести (1); отношения вертикальной составляющей магнитного поля к горизонтальной (2); избыточного напряжения (3), возникшего из-за изменения скорости вращения Земли (4); радона (5); передаточной функции на станциях «Алма-Ата» (6) и «Қарағанда» (7); сейсмической энергии (8); гравиметрического фактора $\delta(M_2)$ (9); отношения скоростей V_p/V_s (10) [173]

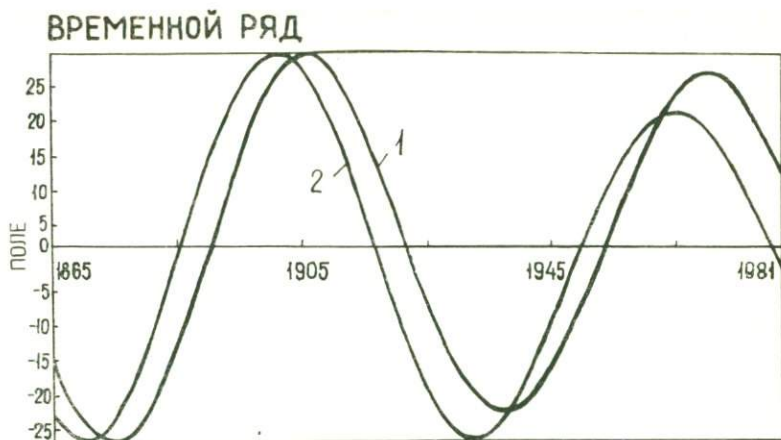


Рис. 44. 62-летние гармоники в изменении продолжительности суток (1) и сейсмической энергии (2) [176]

ды — годовые, полугодовые. Степень активизации сейсмогенных структур земной коры в разные периоды года различна. Например, на территории Тянь-Шаньского сейсмогена сейсмогенные структуры, ориентированные с северо-запада на юго-восток, «активизируются» в марте и октябре (землетрясения с $K > 8,6$). Для структур с северо-восточной ориентацией «активизация» наступает в июне — июле. В целом в течение года максимальная энергия E выделяется в периоды между июнем и сентябрем, ноябрем и февралем.

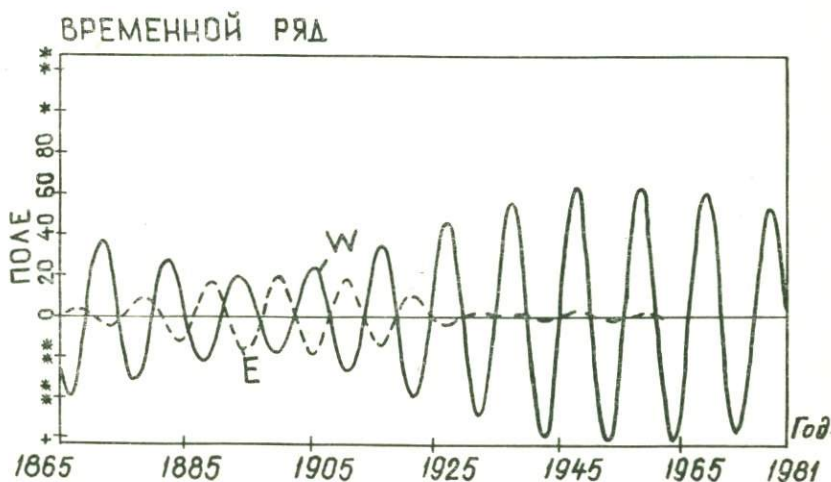


Рис. 45. 11-летние гармоники в вариациях чисел Вольфа W и сейсмической энергии E [176]

4.4.4. Вариации скоростей V_p и V_s

Скорости V_p и V_s , а также их отношения подвержены временным изменениям (независимо от землетрясений). При этом вариация на графике « V_p/V_s — время» наблюдается не только от года к году, но и от месяца к месяцу. В работе [133] иллюстрируются «аномалии» в V_p/V_s , зафиксированные в различных регионах мира. «Аномалии» во временном ходе V_p/V_s в 1966—1969 и 1977—1980 гг. носили планетарный характер, и, следовательно, привязка их к конкретным землетрясениям, происшедшим в зонах измерения скоростей V_p и V_s , неоправданна.

4.4.5. Вариации гравиметрического фактора (приливной деформации) Земли

К настоящему времени установлено, что геологические структуры реагируют на гравитационное притяжение Луны и Солнца по-разному*. Эти различия в приливных аномалиях содержат уникальную информацию о мобильности неоднородностей Земли. Так, положительные интенсивные (более 2,5 мкГал) аномалии в приливной волне M_2 прослежены в Балтийско-Индокитайском подвижном поясе. Положительные, но слабые (более 0,8 мкГал) аномалии наблюдаются в Японии. В Европе слабые положительные аномалии охватывают Центральный массив во Франции, Рейнский грабен и т. д. В областях развития мощных осадочных чехлов появляются отрицательные аномалии (например, Германско-Польская депрессия, Нидерланды). Слабые положительные аномалии развиты в Северо-Восточном Китае.

В целом, по мнению А. Л. Яншина и др., аномалии в приливной волне M_2 зависят от подвижности астеносферы и литосферы. Положительные аномалии часто встречаются около глубоко расположенных зон разломов, а отрицательные — около устойчивых структур. При этом величины аномалий находятся в прямой связи с тепловым потоком.

Исследования, выполненные в г. Талгаре, показали, что приливная деформация со временем претерпевает существенные изменения [165, 168]. В ней выделяются суточная, недельная, месячная, сезонная, годовая и 12—14-летняя гармоника. Среди них наиболее «мощная» — это последняя, 12—14-летняя (см. рис. 43). Резкие перепады в гравиметрическом факторе δ наблюдались в 1966—1968 и 1978—1980 гг.

* Яншин А. Л. и др. Глобальное распределение приливных аномалий и опыт его геотектонической интерпретации // Вычислительная сейсмология. М., 1987. Вып. 20. С. 3—11.

4.4.6. Вариации гравитационного поля

Сила тяжести g подвержена временным изменениям [46]. Величины неприливных изменений g в 70-е гг. достигли 20—30 мкГал. На рис. 43 приведены данные об изменении силы тяжести под Парижем (левая половина графика 1), на пунктах Ледово, Потсдам и Новосибирск (правая половина графика 1). Максимальные скорости изменения g в Севре (под Парижем), Потсдаме, Ледово и Новосибирске наблюдались в 1967—1971 и 1975—1978 гг. Величины скоростей изменения силы тяжести оказались практически одинаковыми: для Потсдама — $10 \pm 5,7$ мкГал/год, для Ледово — $11,1 \pm 2,4$ мкГал/год, для Новосибирска — $9,0 \pm 3,0$ мкГал/год, в среднем — $10,0 \pm 2,3$ мкГал/год.

В течение ряда лет в юго-восточной части ТШС проводятся исследования временных изменений силы тяжести. При этом решаются принципиально важные для теоретической геофизики вопросы. К ним относятся изучение особенностей протекания геодинамических процессов в недрах Земли и геодинамическое районирование ЗК, а также выявление закономерностей изменения во времени деформации и напряженного состояния ЗК.

В этих целях на шести региональных профилях через определенные расстояния установлены долговременные гравиметрические пункты [165]. Профили пересекают вкрест простирания Каройский, Северо-Тянь-Шаньский и Центрально-Джунгарский мегаблоки и переходные между ними зоны. На профилях с 1974—1975 по 1980 г. проводились относительные гравиметрические наблюдения. Ввиду малой интенсивности изучаемых величин вариаций силы тяжести (для повышения точности измерений) наблюдение проводилось группой гравиметров (четыре прибора), а число измерений во время рейса было доведено до шести-восьми. Для контроля качества относительных гравиметрических измерений на четырех пунктах полигона с 1984 г. Г. П. Арнаутовым начаты исследования вариаций силы тяжести абсолютным гравиметром ГАБЛ-1.

Исследуемым параметром является вариация приращения силы тяжести на каждой связи. Отнесение вариации к связи, а не к конкретной точке (точка приведения) избавляет от накопления ошибок измерений на единичных базах.

На Алма-Атинском полигоне получены материалы, свидетельствующие о наличии связи между временными изменениями силы тяжести и современными движениями земной поверхности. Интенсивность их достигает 75—100 мкГал. Такие аномалии, как правило, фиксируются в зонах глубинных разломов. В этом плане представляют интерес следующие данные [173]. С 1974 по 1977 г. в районе Бакбактинского и Кокшеельского разломов (пункты 16—17) сила тяжести постепенно возрастала. По отношению к пункту 9 (он заложен в асейсмичном районе Балхашского мегаблока) приращение ее составило 80 мкГал. В 1978 г. произошла смена

знака поля, после чего сила тяжести начала уменьшаться. Наиболее аномальный участок в вариациях силы тяжести совпадает с блоком, заключенным между Бакбактинским и Кокшеельским разломами.

Результаты абсолютных измерений, проведенных на обсерваториях «Курты», «Медео», «Талгар» и «Тургень», подтвердили наличие неприливных вариаций силы тяжести [173]. Но величины ее изменения, измеренные на абсолютном приборе, на порядок ниже таковых, полученных с помощью относительных гравиметров. Так, в районе Заилийского глубинного разлома разница в измеренных весной и осенью 1984 г. значениях составила -30 мкГал. При этом изменение g однозначно объясняется изменением уровня подземных вод в районе пунктов наблюдений.

Полученные в последнее время данные (с помощью абсолютных гравиметров) показывают, что неприливное изменение силы тяжести в сейсмоактивных районах мира составляет $10 \pm 2,5$ мкГал/год [46].

4.4.7. Вариации геомагнитного поля

Геомагнитное поле, измеренное на земной поверхности, является суперпозицией внешних полей (электрических токов в магнитосфере, ионосфере и др.) и внутренних источников. Величина (модуль) и направление поля испытывают изменения во времени. В спектре вариаций этого поля существуют гармоники с периодами около 60 лет, 22 года, 11 лет, 6 лет, 5 лет, 4 года, 3 года, 1 год, 27 суток [176]. В планетарном масштабе наиболее интенсивные вариации протекают вблизи Атлантического и Индийского океанов [134]. Так, градиент приращения модуля T в течение 1970—1975 гг. вблизи Атлантического океана составлял $80-100$ нТл/год; вблизи Индийского океана он достигал $60-80$ нТл/год. Вблизи Тихого океана интенсивность изменения T слабее — до $20-30$ нТл/год. Повсеместно с 1970 по 1976 г. вблизи этих трех океанов поле убывало. В то же время вблизи Северного Ледовитого океана, а также к северу от экватора оно возрастало. В областях развития современных подвижных (сейсмопояс) и стабильных структурных элементов литосферы вариации геомагнитного поля протекают по-разному. Так, результаты многолетних наблюдений за вариациями элементов этого поля в Казахстане показали, что так называемая передаточная функция $A(R)$, определяемая как отношение Z/H (где Z и H — амплитуды годовых вариаций вертикальной и горизонтальной составляющих суточных амплитуд переменного геомагнитного поля), в областях развития палеозойских структур (ст. «Караганда»), во времени не изменяется [127]. Альпийская орогенная область характеризуется резко выраженной изменчивостью $A(R)$, причем «аномалии» здесь зафиксированы в 1966—1967 и 1977—1979 гг. (см. рис. 43).

4.4.8. Вариации состава и физических свойств подземных вод

При анализе экспериментальных материалов, полученных на Алма-Атинском прогностическом полигоне в течение ряда лет, выяснилось, что газохимический состав и физические свойства подземных вод подвержены значительным колебаниям [169]. Это наиболее отчетливо проявляется в данном районе в изменении температуры T , пьезометрического уровня самоизливающихся скважин H , их дебита Q , содержания фтора, радона, а также уровня подземных вод h . Общим для всех приведенных параметров является то, что в их временном ходе в 1979 г. произошла смена знака, причем с 1977 (более ранних данных нет) по 1979 г. параметры возрастали, а с 1979 г. начали уменьшаться. Аномальные изменения в содержании радона наблюдались на Ташкентском прогностическом полигоне в 1966 г. [316].

Параметры подземных вод подвержены короткопериодическим вариациям (годовые, сезонные и т. д.). Такие колебания отчетливо видны на рис. 34, где приведены данные об изменении во времени уровня воды в Алма-Атинской впадине (осадочный чехол) и Заилийском Алатау (палеозойский фундамент). Сезонные колебания уровня всюду одного порядка (5—10 м). Однако короткопериодические колебания параметров подземных вод с глубиной быстро исчезают и на глубине более 2,5—3 км их присутствие на «фоновых» графиках не улавливается.

4.4.9. Изменение солнечной активности и атмосферной циркуляции

Главным показателем динамики атмосферы являются потоки воздуха [103]. Энергия атмосферной циркуляции определяется температурами взаимодействующих потоков воздуха. Атмосфера как автоколебательная система подвержена внешним воздействиям. Среди них наибольшее влияние оказывает скорость изменения солнечной активности. «В результате внедрения в области полярных шапок нашей планеты корпускулярных потоков солнечного ветра происходят весьма значительный разогрев верхних слоев атмосферы и вспучивание изобарических поверхностей на уровне стратосферы и выше. В результате происходит формирование высотных антициклонов, обуславливающих появление северо-восточных потоков в области северной полярной шапки и юго-восточных в антарктической зоне... Северо-восточное течение вокруг полярной шапки постепенно опускается к югу и вниз, в тропосферу, захватывая европейский север СССР и Скандинавию» [103, с. 310]. Причины отклонения этого течения в левую сторону и вниз, к земной поверхности, А. В. Дьяков связывает с «электродинамическими силами, появляющимися ... в результате взаимодействия данного потока воздуха, ионизованного солнечной плазмой и другими вида-

ми энергии активности Солнца, с геомагнитным полем, которое такой поток должен пересекать... В результате такого взаимодействия главных потоков воздуха — полярного и тропического — с геомагнитным полем происходит их сближение, что ведет к усилению процессов макротурбулентности, к обострению фронтальных процессов и значительному углублению циклонов. Особенно интенсивно такие процессы протекают над океанами» [103, с. 311]. Как уже отмечалось, наиболее интенсивные вариации геомагнитного поля фиксируются также над океанами.

В изменении солнечной активности и атмосферной циркуляции выявлены периодические колебания. Среди них наиболее интенсивны 11-, 22-, 44-, 80-, 90-летние циклы [308]. Установлено, что длиннопериодные колебания солнечной активности значительно эффективнее в климатических колебаниях. Энергия возмущения циркуляции атмосферы оценивается в 10^{25} — 10^{26} эрг [319].

4.4.10. Вариации скорости вращения Земли вокруг своей оси

Как известно, угловая скорость вращения Земли ω непостоянна. Она изменяется в результате действия сил притяжения планет Солнечной системы, перемещения масс внутри Земли и т. д. До 1972 г. Земля замедляла свою скорость ω [299]. Длительность суток возрастала ежегодно на $18 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹. С 1973 г. Земля ускорила свое вращение. Максимальные градиенты изменения $\Delta\omega/\omega$ и смены знаков на графике ($\Delta\omega/\omega-t$) отмечены в 1966 и 1978 гг.

Спектр скорости ω содержит несколько пиков [176]. Среди них доминируют 125-, 62-, 18,6-, 6- и 3-летний, а также годовой периоды.

Сезонные, годовые и десятилетние флюктуации обусловлены воздействием атмосферы на Землю [163]. К. А. Куликов [163] показывает, что «долгопериодическая неравномерность вращения Земли вызывалась в 1956—1977 гг. механическим воздействием атмосферы на Землю» (с. 141), и далее отмечает, что «каждому режиму вращения Земли соответствует своя преобладающая форма атмосферной циркуляции и, следовательно, свой режим погоды в различных районах земного шара» (с. 143).

Важную роль в колебаниях скорости вращения Земли играют приливы. Об этом свидетельствуют данные об изменении гравиметрического фактора $\delta(M_2)$ и отношения $\delta(K_1)/\delta(O_1)$ (см. рис. 19), а также сведения об изменении $\Delta\omega/\omega$. На кривой $\delta(K_1/O_1)$ в зимние месяцы отчетливо фиксируются минимумы, а в летние месяцы — максимумы. На графике $\Delta\omega/\omega$ присутствуют два максимума: январский (меньший по интенсивности) и июльский. «Различие величин июльского и январского максимумов скоростей вращения Земли связано с тем, что атмосфера северного полушария в среднем за год теплее атмосферы южного полушария. Поэтому констант температур между полюсами в июле значительно

больше, чем в январе» [163, с. 140]. В январе и июле момент импульса ветров уменьшается до минимальных значений и скорость вращения Земли достигает максимальных величин. Следует обратить внимание на 1977, 1978 и 1979 гг., когда сезонная ритмичность на графиках $\delta(K_1/O_1)$ и $\Delta\omega/\omega$ была нарушена. Нарушение на графике $\Delta\omega/\omega$ проявилось в резком ослаблении январского максимума, а на графике $\delta(K_1/O_1)$ — в появлении «глубоких» минимумов.

4.5. Взаимосвязь между геофизическими и сейсмическими процессами

Приведенные в предыдущих разделах экспериментальные материалы показывают, что в середине 70-х гг. на территории альпийской орогенной области Средней Азии и Казахстана зафиксированы аномалии во временном изменении гравиметрического фактора δ , сейсмической энергии E , отношения скоростей сейсмических волн V_p/V_s , геомагнитного поля, газового состава и физических свойств подземных вод. Синхронные наблюдения за поведением отношения V_p/V_s в сейсмоактивных зонах Калифорнии, Японии, Китая и других стран также выявили существенные аномалии в вариациях геофизических полей. В те же годы зафиксированы аномалии во временном изменении скорости вращения Земли вокруг своей оси, атмосферной циркуляции неприливного изменения силы тяжести и т. д. Все это указывает на глубокую общность между земными геофизическими и космическими процессами. О существовании таких связей отмечалось во многих работах (см. обзор в [313]). Однако теснота связи между ними исследована недостаточно.

Для изучения тонкой структуры и выяснения скрытой периодичности в вариациях геофизических полей был разработан пакет программ [177]. С помощью этого пакета проводился спектральный и корреляционный анализ экспериментальных материалов.

4.5.1. Связь между изменением скорости вращения Земли вокруг своей оси ($\Delta\omega/\omega$) и энергией E , выделившейся при землетрясениях

Исследованию подвергнуты данные о среднегодовом изменении скорости вращения ($\Delta\omega/\omega$) [299] и годовом изменении сейсмической энергии E с 1865 по 1985 г. [49, 244]. В спектральном составе скорости $\Delta\omega/\omega$ и энергии E доминируют 125-, 62-, 18,6-, 6- и 3-летний периоды. Корреляция этих процессов на данных гармониках весьма высокая. Так, функция когерентности для 62-летнего периода равна 0,84, а для 22-летнего — 0,70. Фазовый сдвиг между экстремальными точками для 62-летнего периода равен 5,4 года, а для 18,6-летнего близок к 3 годам. Максимум выделившейся сейсмической энергии приурочивается к области смены знака в относительном изменении скорости вращения Земли.

4.5.2. Связь между солнечной активностью (число Вольфа W) и сейсмической энергией E

При исследовании временных рядов, описывающих E и W (данные об изменении W взяты из работы [55]), наиболее высокий коэффициент корреляции (0,7—0,8) между ними установлен для гармоник 62 года и 11 лет [177]. Зависимость между этими процессами обратная: в годы увеличения числа Вольфа сейсмическая энергия находится на минимальном уровне. Экстремальные точки на графиках изменения E и W смещены относительно друг друга. Для 11-летних гармоник смещение составляет около 1,5 лет.

4.5.3. Связь между S_q -вариацией магнитного поля T и изменением скорости вращения Земли ($\Delta\omega/\omega$)

На магнитовариационной станции «Алма-Ата» Института ионосферы АН КазССР с 1963 г. по настоящее время проводятся непрерывные наблюдения за вариацией элементов геомагнитного поля [127]. Полученные материалы подвергнуты спектральному анализу, и исследована связь S_q -вариаций геомагнитного поля с

Таблица 14. Вклад космических и эндогенных факторов в формирование современных движений земной поверхности

Виды движений	Скорость движений	Скорость деформации, с^{-1}	Лит. ссылка
1. Рост гор	0,1—0,2 мм/год		[327]
2. Опускание границы Мохоравичича	0,4—0,7 мм/год	$5 \cdot 10^{-16}$	[168]
3. Движения, обусловленные изменением температуры в низах коры ($5 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/год}$)	—	$6 \cdot 10^{-13}$	[171]
4. Вертикальные движения, обусловленные метеофакторами и влиянием подземных вод	1—10 мм/месяц	(в зонах разломов) $10^{-11}—10^{-12}$	[23]
5. Горизонтальные движения, обусловленные метеофакторами и подземными водами	$5 \cdot 10^{-7}$ (деформ.)	$2 \cdot 10^{-13}$	[193]
6. Приливные	—	$(3—6) \cdot 10^{-13}$	[166]
7. Вертикальные	2—5 мм/год	—	[23]
8. Горизонтальные	—	$(3—3) \cdot 10^{-14}$	[193]

Примечание. Виды движений: 1—5 — ожидаемые и расчетные; 6—8 — экспериментальные наблюдения.

изменением ($\Delta\omega/\omega$) [177]. Установлено, что в спектре рассматриваемых процессов присутствуют гармоники: 5,5—6 лет, 1 год и 6 месяцев. На этих гармониках у них наиболее значительная взаимосвязь. Так, функция когерентности для 14- и 6-месячных периодов достигает 0,98—1,00. Сдвиг фаз между пиками модуля T и

$(\Delta\omega/\omega)$ с увеличением величины периода возрастает. Например, сдвиг фазы для периода 1 год равен 1,7 месяца (геомагнитное поле «опережает» изменение $\Delta\omega/\omega$); для периода 5,5—6 лет и 42 года сдвиг фаз увеличивается соответственно до 18 месяцев.

Таким образом, временные изменения геофизических полей обусловлены теми же факторами, которые вызывают изменения в скорости вращения Земли вокруг своей оси. Каждый из факторов в отдельности в ЗК вызывает деформацию (табл. 14) до 10^{-7} — 10^{-8} (скорость деформации 10^{-13} — 10^{-16} с $^{-1}$). Возникает вопрос: вследствие каких причин происходят флюктуации разнообразных геофизических явлений и каков механизм передачи энергии в земную кору?

ЭНЕРГЕТИКА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Процессы становления и развития Земли в прошлом оставили свое «наследство» — крупные глыбы геологических образований (материки, платформы, складчатые пояса и т. д.), в распределении которых прослеживается своеобразная иерархическая соподчиненность [287]. Соотношение «кусковатости» как на макро-, так и на микроуровне, по данным М. А. Садовского [287], равно 1 : 3, причем при дроблении и расслоении макротел на «микротела» и «микрослон» это соотношение сохраняется (см. главу 2).

Неоднородности по степени подвижности (динамические критерии) подразделяются на реликтовые, возникшие в результате протекавших ранее процессов, и мобильные, характеризующие происходящий ныне процесс становления новых неоднородностей [354].

В пространственном размещении как реликтовых (устойчивых) глыб материков, так и расположенных между ними мобильных (складчатых, подвижных) поясов имеются определенные закономерности. К ним относятся изометричность древних платформ, их сосредоточенность в северном полушарии, прямолинейность и протяженность на сотни и тысячи километров подвижных зон, строгая ориентация и симметричность разломных зон относительно градусной сетки и т. д. [231, 275]. Во временном проявлении геодинамических процессов (изменение структур и свойств горных пород, тектогенез, метаморфизм и др.) также имеются свои закономерности (см. главу 4). Хотя каждая из неоднородностей (глыба, блок, пояс, этаж, ярус и т. д.) деформируется по-разному, изменение деформационного состояния материков, размещающихся в различных частях Земли, происходит в одно и то же время. Это, в свою очередь, приводит к синхронной и повсеместной структурной дисгармонии, срывам, проскальзываниям, перемещениям блоков, структурно-вещественных комплексов и других неоднородностей относительно друг друга. К настоящему времени доказано, что на общий ход развития нашей планеты в целом, на перестройку фигуры и ее внешних оболочек в прошлом оказывали влияние факторы космического порядка [313, 349]. Земля и в настоящее время

«находится под воздействием противоположно направленных тенденций — стремлением принять более устойчивое положение с наименьшим уровнем потенциальной энергии (т. е. стремлением выпрямить положение оси) и воздействием внешних сил, тормозящих ее вращение (склоняющих земную ось)» [248, с. 50].

Многообразие эволюционных и революционных процессов, формирующих и преобразующих лик Земли, в основном связано с этапами ее развития как планеты. Причины становления неоднородностей литосферы, естественно, также заключаются в изменении объема и формы, т. е. в перемене ротационного и пульсационного режима. При этом нами не отрицается большое значение эндогенных физико-химических процессов, происходящих в глубинах Земли. По нашему мнению, космические факторы способствуют протеканию глубинных процессов, регулируют их кинематику. Возникают вопросы: каковы механизмы передачи энергии космических факторов Земле и трансформации переданной энергии в ее недрах? На что и каким образом расходуется поступившая извне энергия? Как происходит становление новых неоднородностей и каким образом процессы взаимодействия неоднородностей проявляются в изменении геофизической характеристики и флюидного режима в земной коре?

5. 1. Представления о современном развитии земной коры и природе происходящих в ней процессов

Решающее влияние на развитие современных взглядов о геотектонических процессах оказал факт существования громадных горных сооружений Тянь-Шаня, Джунгарии и других орогенов [34, 35, 268, 342]. По этому вопросу наиболее распространены три точки зрения.

Согласно концепции тектоники плит, весь Альпийско-Гималайский орогенный пояс сформировался в результате столкновения в недалеком прошлом Индостана с Азией [104, 336]. При столкновении континентов в зоне их соприкосновения происходят изменения рельефа. Пояс состоит из множества микроплит и блоков. При перемещении относительно друг друга их края трутся, обламываются, что и приводит к землетрясениям.

Представление о том, что тектоника Средней Азии развивается в условиях преобладания горизонтального сжатия, получило отражение в работах [200, 329]. По мнению В. И. Уломова [329], кора Южного Тянь-Шаня перекрывается корой Памира и в результате этого возникает инверсия скоростей сейсмических волн (в Гармском районе волновод со скоростью 5,5—5,7 км/с залегает на глубине 10—20 км). Погружение коры происходит со скоростью 20 мм/год [329]. Горизонтальное сжатие является следствием пододвигания к северу Индийского щита [200].

Полученные в последние годы материалы о глубинном строении литосферы свидетельствуют об ограниченных масштабах проявления горизонтальных движений [198]. В частности, в зоне сочленения Памира с Тянь-Шанем (Алайская впадина) мощность коры сокращена на 10—15 км. Это говорит о том, что «представление о надвиговом характере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня отпадает» [198, с. 226]. Наконец, для объяснения сейсмологических явлений (см. рис. 37) не требуется больших горизонтальных перемещений (см. главу 5).

В. И. Попов и др. [268] выдвинули гипотезу о рифтовом образовании Трансазиатского пояса, в который входят Джунгария, Северный Тянь-Шань и другие регионы. Орогенная область Азии, с точки зрения этих авторов, создавалась при общем горизонтальном растяжении коры в условиях рифтогенеза. Процессы, порождающие орогенез, протекают в верхней мантии и в низах коры и заключаются в физико-химических преобразованиях слагающего их вещества. Тектонические движения являются их производными. Развитие и разрастание ЗК, по гипотезе В. И. Попова, — результат поступления в нее снизу новых и новых масс магмы. Ф. Н. Юдахин [367] механизм орогенеза к западу от Таласо-Ферганского разлома связывает с горизонтальными движениями (Индостанская плита давит на Тянь-Шань). Причины новейших горообразовательных движений В. А. Пак [198] видит в «возбуждении» астеносферного слоя. Расширяясь, астеносфера выталкивает вверх блоки верхней мантии. По ослабленным зонам легкие и флюидные дифференциаты, выделенные из астеносферного слоя, прорывают мантию и наращивают ЗК снизу [198].

По представлениям А. А. Абдулина и Е. И. Паталахи [1], механизм последнего орогенеза, взломавшего платформенную ЗК на юго-востоке Казахстана в неогене и достигшего своего апогея в голоцене, связан с подъемом астенолита в ЗК. По мнению Е. В. Артюшкова [17], «в плиоцен-четвертичное время в области тектонической активизации ... вблизи Альпийского геосинклинального пояса произошли выбросы в астеносферу крупных масс легкого нагретого материала с границы ядро — мантия. Наиболее легкие компоненты этого материала заполнили ловушки как под щитами на ближайших платформах, что привело к появлению здесь процесса эпиплатформенного орогенеза, так и под невысокими горами на месте бывших геосинклинальных прогибов. В обоих случаях возник высокогорный рельеф» (с. 161). При этом крупные массы сильно нагретого легкого материала, согласно Е. В. Артюшкову [17], «представляют собой смесь различных минералов, находящихся в твердом состоянии» (с. 127). Благодаря своей низкой плотности нагретый материал поднимается в верхние части верхней мантии и на уровне астеносферы накапливается. «После частичного плавления и дифференциации его наиболее легкие компоненты поднимаются к литосфере, а вещества более тяжелые, чем астеносфера, погружаются в нижние части верхней мантии... С крупными объ-

емами легкого материала, недавно поднявшегося с границы ядра и мантии, очевидно, связаны большие области пониженных скоростей в астеносфере... Наиболее горячий материал с более пониженными скоростями сосредоточен в отдельных областях (под Памиром, Тянь-Шанем, Прибайкальем), по-видимому, расположенных над зонами подъема легкого материала в нижней мантии» [17, с. 130]. Возраст основных неоднородностей в астеносфере не превышает нескольких десятков миллионов лет [17].

В. В. Белоусов и др. [34] современный активный этап развития земной коры связывают с «процессами, происходящими не только в земной коре и верхней мантии, но и в астеносфере на глубинах около 150—200 км. Сейсмичность литосферы региона обусловлена геодинамическими процессами, выраженными для ее слоев блоковыми перемещениями земной коры и смещением крутопадающих мантийных блоков для нижних этажей (Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона)» (с. 259).

Однако существующие в настоящее время концепции и гипотезы о геотектонических процессах не позволяют объяснить физическую сущность и механизм сейсмических циклов. Возникает необходимость разработки теории, способной раскрыть не только физику и механику процессов, происходящих в недрах Земли, но и природу геофизических и других аномальных явлений, наблюдаемых на земной поверхности или вблизи нее.

5.2. Геодинамическая интерпретация современных неоднородностей литосферы

Наша планета участвует в трех основных движениях: поступательном перемещении, собственных вращениях и деформации [107]. Между этими движениями имеется взаимосвязь. Деформация, являясь одной из форм механического движения, обладает движущими силами. Они подразделяются на внешние (гравитационные силы и момент гравитационных сил со стороны Луны, Солнца и планет, силы инерции и момент сил инерции поступательного перемещения и вращения Земли) и внутренние (силы и моменты сил самогравитации Земли, силы и моменты сил различных геодинамических процессов).

Возникает вопрос: какая из перечисленных категорий сил и моментов сил главная в тектонической активизации земной коры, в формировании напряжений в ней и аномалий в геофизических полях? Иными словами, нужно установить те критические нагрузки (силы), при которых определенные участки ЗК (тектонически активные области) теряют свою прочность, начинается активное движение структурных единиц (блоков, мегаблоков и т. д.) со сбросом запасенной энергии деформации в целях восстановления потерянного. Ответ на этот основной вопрос вытекает из следующих положений.

Земля в кайнозойскую эпоху в целом увеличивает свои размеры — расширяется [74]. Долговременная ритмика Земли (расширение, «успокоение»), обусловленная внутренней энергией, нарушается из-за того, что планета в своем движении связана с окружающими небесными телами (пульсационно-волновые движения). На Землю действуют силы притяжения Луны, Солнца и больших планет. Например, при лунно-солнечной приливной деформации твердая часть ЗК (в зависимости от географических широт) приподнимается от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров [219]. Нетрудно представить, какая колоссальная энергия нужна для того, чтобы «заставить дышать» подобным образом Землю, и какая энергия высвобождается при опускании этой массы земной коры.

Внешние факторы деформируют Землю, что отражается на ее напряженном состоянии. Складываясь с внутренними, они изменяют масштабы протекания тектонических процессов. Важно не противопоставление действия внутренних и внешних факторов. Важны моменты, когда деформации, обусловленные ими, накладываются друг на друга, «работая» в одной фазе или противофазе.

Пульсационно-волновые процессы (пульсационно-колебательные движения, происходящие по направлению земного радиуса; волновые — колебания, связанные с пульсациями формы) характеризуются эпохами сжатия и растяжения [349]. Воздействие на Землю внешних факторов (гравитационной, электромагнитной и другой природы) наиболее отчетливо проявляется в изменении скорости вращения Земли вокруг своей оси.

5.2.1. Геодинамическое следствие увеличения скорости вращения Земли

Физический смысл преобразования фигуры Земли и сопряженных деформаций ее оболочки при увеличении скорости вращения заключается в оттоке масс из полярных секторов в экваториальный. Это вызывается неравномерным изменением силы тяжести для геосфер оболочки и коры. По расчетам В. А. Цареградского [349], при увеличении скорости на $0,3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ оболочка экваториального сектора испытывает приблизительно в 1,6 раза больший рост центробежных сил на 1 см^2 поверхности, чем среднее их увеличение на 1 см^2 всей поверхности Земли. Оболочка полярного сектора испытывает приблизительно в 0,73 раза меньше среднего увеличение центробежных сил. В результате создается разность напряжений, изменяющая фигуру Земли.

При увеличении скорости ω кора полярного сектора сжимается (площадь полярных секторов уменьшается, в радиальном направлении кора опускается, меридианы сокращаются), а кора экваториального сектора растягивается (увеличивается площадь экваториального сектора, кора здесь радиально поднимается, параллели удлиняются). М. В. Стюарт [313] установил, что при преобразова-

нии фигуры Земли наиболее благоприятной для тангенциальных смещений ЗК является область, примыкающая к критическим параллелям $\pm 35^\circ$ ($\operatorname{tg}\varphi = \sqrt{\frac{3-3,5x}{6-\alpha}}$, где φ — геоцентрическая широта, α — полярное сжатие). Каковы физические следствия при увеличении скорости ω ?

В полярных секторах складчатые структуры, сложенные менее плотными породами меридионального простирания, сжимаются [349]. Такое сжатие происходит до критических параллелей. Вблизи критических параллелей широтные структуры также сжимаются.

Ввиду того что наибольшее уменьшение силы тяжести происходит в экваториальном секторе, из полярных секторов массы перемещаются в экваториальный. Это усиливает напряжения как в полярных секторах (сжатие), так и в экваториальном (растяжение). В результате в полярных секторах кора в радиальном направлении оседает, а в экваториальном растет. Напряжения ориентированы по касательным к параллелям (широтные напряжения) и меридианам (меридиональные напряжения). В экваториальном секторе широтные и меридиональные напряжения растяжения обуславливают растяжение коры и ее разломы. Таким образом, в случае увеличения ω в пограничной зоне между полярным и экваториальными секторами могут возникнуть деформации сжатия коры [349]. В. А. Цареградский [349] показал, что из-за неравномерного приращения силы тяжести единица коры испытывает напряжения до 15 кГ/см^2 (если скорость ω изменится на $0,3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$).

5.2.2. Геодинамическое следствие уменьшения скорости вращения Земли

При замедлении ω уменьшается полярное сжатие Земли. Физический смысл преобразования фигуры планеты заключается в неравномерном убывании центробежных сил: максимальное их уменьшение происходит на экваторе (сила тяжести возрастает), минимальное — на полюсах [349]. В результате нарушается равновесное состояние фигуры Земли и возникают деформации. Из экваториального сектора вещество оболочки смещается в полярные сектора. В экваториальном секторе будут преобладать напряжения сжатия; следовательно, складчатые структуры широтного простирания, по расчетам В. А. Цареградского, должны испытывать максимальную деформацию близ пояса критических параллелей. Деформациям сжатия будут сопутствовать сдвиговые перемещения. В полярных секторах будут доминировать напряжения и деформации растяжения преимущественно по широте и в меньшей степени по меридиану. Смещенные в полярные сектора массы поднимают (в радиальном направлении) ЗК. Этот процесс «...продолжается до

тех пор, пока повышенное давление в экваториальном секторе, образовавшееся в результате увеличения силы тяжести, не уравновесится с таковым в полярных секторах и не образуется новая поверхность равновесия для коры и каждой геосферы в оболочке» [349, с. 174]. Как следует из расчетов В. А. Цареградского, максимальные величины напряжения меридионального и широтного сжатия коры могут в 2—3 раза превосходить прочность коры. Уменьшение центростремительных сил («утяжеление» коры) способствует уплотнению вещества оболочки.

При уменьшении ω в меридиональном направлении напряжения сжатия будут преобладать (сжатие в широтном направлении незначительно). В результате в области критических параллелей складчатые структуры сжимаются. Следовательно, в области критических параллелей деформации сжатия коры широтного и субширотного простирания могут возникнуть как в случае уменьшения ω , так и ее увеличения. Такой деформации подвергается складчатый пояс типа Альпийско-Гималайского. Деформации сжатия меридионального и субмеридионального простирания могут происходить либо в экваториальном секторе при уменьшении полярного сжатия Земли, либо в полярных секторах при его увеличении. Одновременные деформации в этих секторах должны носить противоположный характер [349].

5.2.3. Геолого-геофизические последствия короткопериодических пульсаций фигуры Земли

Итак, современная фигура Земли, достигнутая в результате взаимодействия различных сил, под воздействием космических факторов изменяется. При переходе ее из одного равновесного состояния в другое происходит качественное изменение, которое сопровождается изменением энергетического баланса. Геологические процессы, обусловленные изменением физико-химического состояния вещества внутри Земли, убастрются.

В формировании мантии и ЗК наибольшее значение имеет обмен веществ, в котором участвуют потоки флюидов и расплавов. В составе флюидов присутствуют углерод, водород, кислород, азот и другие газы. Высокотемпературные флюиды воздымаются по раскрывающимся глубинным разломам, которые широко развиты в областях проявления новейшего орогенеза. Потоки флюидов вызывают серпентинизацию, амфиболитизацию, гранитизацию пород, т. е. происходят структурно-вещественные преобразования слоев ЗК и мантии. Безусловно, такие процессы более интенсивно будут протекать в те годы, когда объем подтекающего вещества (продуктов дегазации Земли) в кору возрастает, и в тех участках литосферы, где они накапливаются. А это, в свою очередь, в значительной мере зависит от степени взаимодействия внешних и внутренних сил.

Попытаемся теперь объяснить с позиций рассмотренных поло-

жений появление аномалий в геофизических полях (см. главу 4). Известно, что скорость вращения Земли обратно пропорциональна ее радиусу: $\omega \sim \frac{1}{R}$. Но ускорение силы тяжести g , связанное с радиусом Земли ($g = \gamma MR^{-2}$, где γ — гравитационная постоянная, M — масса Земли), также обратно пропорционально радиусу R . Иными словами, как g , так и ω зависят от величины радиуса. По данным П. Н. Кропоткина [157], фактически наблюдается соотношение $\Delta g/g = -12 \Delta\omega/\omega$. Увеличению силы тяжести на 10 мкГал соответствует замедление вращения Земли, дающее удлинение суток на 0,13 мс ($\Delta\omega/\omega = 0,15 \times 10^{-8}$) [255]. Но уменьшение ускорения силы тяжести приводит к сокращению литостатического давления $P_{\text{л}} = \rho hg$, которое испытывают оболочки в недрах. С другой стороны, внутри Земли существует давление $P_{\text{г}}$, обусловленное, например, процессом генерации мантийного вещества и вызывающее расширение Земли [160]. Оно имеет направление, обратное направлению $P_{\text{л}}$. В тот момент, когда $P_{\text{г}} > P_{\text{л}}$, процесс расширения ускоряется, что приводит к раскрытию трещин в верхних оболочках Земли. Сила, обязанная расширению оболочек Земли, способствует не только образованию новых трещин, но и увеличению количества восходящих из мантии в ЗК веществ (флюидов). Масштабы и интенсивность проявления этих процессов зависят от величины перепада давления ($P_{\text{л}} - P_{\text{г}}$) и от степени податливости (подготовленности) тех или иных участков (оболочек) Земли к изменившимся в ней термобарическим условиям. В сейсмопоясах, где литосфера раздроблена и степень податливости высока, весьма малые изменения термобарических условий могут привести к заметным геофизическим последствиям.

Образование трещин (пор, пустот) и их заполнение флюидами на физические свойства пород влияет по-разному. Флюиды несут тепловую энергию. Вблизи границ раздела, где имеются перепады в теплопроводности горных пород, накапливается тепло и возникают тепловые ловушки. В результате повышения температуры происходит структурно-вещественное преобразование слоев земной коры и формируются новые слои (типа волноводов в основании ЗК Северо-Тянь-Шаньской орогенной области). Расчеты показывают, что в присутствии разогретых флюидов переминерализация пород протекает быстро (в течение 10—100 лет). Процессы разрыхления и переминерализации (в частности, гранитизации) сопровождаются увеличением объема и накоплением напряжений, которые опережают по времени процессы вязкой релаксации, что приводит к стрессовому их сбросу (подвижкам) и усилению сейсмичности. Иными словами, главную роль в современных движениях новейших морфоструктур играют эндогенные силы, порождаемые тепловой энергией. При этом большое значение имеют космические факторы. Преобразование тепловой энергии в механическую (расширение пород) и физико-химическую (эволюция состава и изменение физических свойств пород) выражается в виде

смещения блоков, слоев и т. д. Скорость смещения их в это время повышается до 1—5 см/год (для сравнения укажем, что скорость расширения Земли в среднем не превышает 10^{-2} см/год [160]).

Поднимающиеся из глубин флюиды «залечивают» поры и трещины. По мере насыщения пород электросопротивление их уменьшается, а скорость V_p увеличивается. Аномальное поведение, например, скорости V_p , которое наблюдалось в годы интенсивного расширения Земли, объясняется, по-видимому, этим эффектом. Направленное перемещение флюидов приводит к формированию двойного электрического слоя. Возникающая при этом между трещинами разность потенциалов возбуждает электрический ток, появление которого создает магнитное поле. Оно, накладываясь на геомагнитное поле Земли, вызывает в нем локальную аномалию. Но источником вариаций геомагнитного поля могут служить и индукционные токи, образующиеся при вращении электропроводящей среды (флюидоподводящие каналы) в геомагнитном поле. Появляющееся локальное магнитное поле будет зависеть от скорости вращения Земли вокруг своей оси. В этом случае вариации геомагнитного поля, обусловленные внешними источниками, будут «искажены» внутренними полями, индуцированными в литосфере или глубже, в связи с изменением проводимости.

Таким образом, продолжающееся ныне расширение Земли подвержено короткоимпульсным колебаниям (пульсациям): процесс через определенное время убыстряется космическими силами. Весьма малые напряжения, вызываемые ими, «управляют» ритмом Земли, создавая заметные возмущения в геофизических полях. В зависимости от взаимного расположения планет внутренняя активность их изменяется. При увеличении расстояния, например, между Землей, Солнцем и Луной величина приливообразующей силы уменьшается, убывают солнечная активность и магнитное поле, что приводит к ослаблению циркуляции атмосферы. Из-за падения приливообразующей силы сокращаются приливные выступы, что приводит к ослаблению силы трения на границе раздела Земля — атмосфера, и в результате происходит ускорение вращения Земли, что вызывает рост ее кинетической энергии. «Неравномерность вращения Земли через изменения тангенциальной деформирующей силы и сопряженную деформацию параметров эллипсоида вращения... накладывает отпечаток зональности на общий фон сейсмичности» [313, с. 46]. Из-за роста кинетической энергии скорости вращения в экваториальной части Земли увеличивается деформация растяжения. Трещины в породах открываются. Поток глубинных флюидов в кору повышается, что отражается на интенсивности происходящего в недрах Земли вещественного обмена. В этот момент усиливается сейсмотектоническая деятельность ЗК.

При уменьшении расстояния между планетами величины приливообразующих сил увеличиваются, что приводит к уменьшению g

на величину $\delta = 1 + h - \frac{3}{2}k$ и возрастанию амплитуды приливных выступов. В результате скорость вращения Земли замедляется, что приводит к увеличению силы тяжести. Суммарное изменение g может способствовать возрастанию расширяющего Земли давления P_r . Но из-за уменьшения кинетической энергии скорости вращения в экваториальной части Земли возрастает деформация сжатия, что будет задерживать процесс расширения. В результате накапливаются избыточные напряжения в недрах Земли.

5.3. Механизмы передачи солнечной и лунной энергии и неравномерность вращения Земли

Земля «получает» многочисленные виды энергии, среди которых, по современным представлениям, наиболее значимыми являются солнечная и лунная. «Солнечная энергия включает в себя гравитационную, тепловую, субъядерную и магнитную энергии, энергию вращения и дифференциального вращения, супергрануляции, водородных ядер, возбуждения и ионизации, волновую энергию конвекции» [146, с. 207]. Она оценивается в 10^{34} — 10^{54} эрг ($3,86 \cdot 10^{33}$ эрг/с). Лунная энергия поступает в виде гравитационной, тепловой, магнитной и т. д. Степень их воздействия зависит от того промежутка времени, в течение которого нас интересует движение (динамика) структурных неоднородностей Земли. Если это часы или сутки, то можно, например, пренебречь воздействием солнечного тяготения. Если имеются в виду десятки и сотни или тысячи лет, то малые величины силы притяжения становятся значимыми. И чем большее число волн от планет суммируется на поверхности Земли, тем сильнее изменяется уровень и, следовательно, ритмика ее активности. Несомненно также, что в этой активности более значительна и эффективна роль долговременных периодов колебаний.

Будем предполагать, что, как и в прошлом, литосфера, где размещены целостные глыбы и окаймляющие их складчатые структуры, периодически подвергается деформациям источниками энергии космического происхождения. Продолжительность периодов между отдельными этапами усиления или ослабления деформации принимается исходя из экспериментальных материалов, в частности, по изменению скорости вращения Земли вокруг своей оси (оно содержит интегральную характеристику).

В неравномерности вращения Земли установлены три типа [254]: вековые (эффект приливного трения), короткопериодические в течение суток, полугода, года и 14 месяцев (атмосферные эффекты) и нерегулярные, скачкообразные изменения. Замедление скорости земного вращения в результате солнечных приливов составляет примерно $1/3,2$ часть суммарного ее замедления лунны-

ми приливами. Среднее уменьшение ω в результате солнечных приливов порядка $0,0875 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}/\text{год}$, лунных — $0,19 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}/\text{год}$ [349]. Не только приливы, но и изменения энергии, в частности электромагнитного происхождения, выводят фигуру Земли из равновесия. В совокупности они обеспечивают смещение и торможение структурных неоднородностей, создают инерционные движения.

Передача солнечной энергии (электромагнитной природы). Один из основных механизмов поступления солнечной энергии в литосферу — опосредованный путь передачи ее через атмосферные оболочки Земли (эффект трения на границе Земля — атмосфера). Под воздействием солнечной радиации происходит изменение температуры атмосферы, что вызывает перераспределение атмосферных масс [299]. Оболочки Земли, в частности литосфера и окружающая ее среда с происходящими в них геодинамическими и физическими процессами, образуют единую динамическую систему, составляющие которой, взаимодействуя друг с другом, развиваются во времени. Такой подход позволяет раскрыть механизм трансформации электромагнитной энергии внешних источников в кинетическую энергию вращения Земли. В нашей постановке А. Н. Исаевым была решена следующая задача. На атмосферу Земли, вращающейся вокруг Солнца, со стороны последнего действует возмущающая периодическая, равномерно распределенная по всему объему атмосферы сила $F(\omega)$. Известны начальная угловая скорость вращения Земли ω , толщина h и плотность ρ ее атмосферы. Нужно изучить изменение во времени угловой скорости вращения Земли.

После определения момента сил, действующих со стороны Солнца на атмосферу Земли, с учетом основного закона динамики вращательного движения было установлено изменение момента количества движения системы Земля — атмосфера. Затем получено выражение для изменения угловой скорости вращения Земли. При расчетах использованы результаты, приведенные в работе Н. С. Сидоренкова [299], для напряжения трения, возникающего на земной поверхности при движении воздуха.

Как следует из расчетов, максимумы изменений угловой скорости вращения Земли, достигающие $(3-3,5) \cdot 10^{14} \text{ с}^{-1}$, следуют через промежутки времени $3/4$ года; 1 и $11/12$ года, 4 и $3/4$ года, 5 и $1/4$ года. Наиболее выраженный максимум наблюдается через 5 и $1/4$ года.

Гравитационное воздействие. Гравитационное воздействие на Землю со стороны Солнца и Луны имеет периодический характер, обусловленный вращением Земли, ее орбитальным движением вокруг Солнца и орбитальным движением Луны вокруг Земли.

Аналогично предыдущим рассуждениям А. Н. Исаев рассмотрел изменение момента количества движения Земли как абсолютно твердого тела, обусловленное вращением Земли, ее фигурой, наклоном земной оси к плоскости эклиптики и эллиптичностью земной орбиты. В отличие от исследований, базирующихся на

периодических вариациях движения земного полюса, такое рассмотрение связано с непосредственным изменением скорости вращения Земли и представляет несомненный интерес для дальнейших геофизических исследований. Расчеты показали, что изменение продолжительности суток, определенное гравитационным воздействием Солнца и Луны, достигает 0,8 мс.

Изменение энергетического баланса Земли. При сокращении (и расширении) радиуса Земли происходит сопряженное с ним ускорение (убывание) вращения.

Поступающая извне энергия идет на изменение кинетической энергии Земли ΔE_k , потенциальной энергии ΔE_p , тепловой энергии ΔE_T и на работу сил упругости ΔU . Колебание кинетической энергии связано с изменением как момента инерции Земли за счет деформации, так и угловой скорости ее вращения. Вариация потенциальной энергии обусловлена деформацией среднего радиуса Земли и потенциала центробежной силы. Изменение энергии вследствие выделения тепла связано с касательным напряжением, возникающим в верхних слоях Земли, которое зависит от коэффициента вязкости этих слоев, изменения угловой скорости вращения Земли и характерного времени затухания, составляющего для Земли 1—16 суток. Тогда $\Delta E = \Delta E_k + \Delta E_p + \Delta E_T + \Delta U$. Решение этого уравнения показало, что $\Delta E_k = 5,8 \cdot 10^{40} \Delta \omega$ эрг; $\Delta E_p = 4,8 \times 10^{39} \Delta \omega$ эрг; $\Delta E_T = 3,6 \cdot 10^{52} (\Delta \omega)^2$ эрг; $\Delta U = 1,8 \cdot 10^{42} (\Delta \omega)^2$ эрг*. Отсюда для изменения периода вращения Земли на величину 0,5 мс имеем $\Delta E_k = 2,3 \cdot 10^{21}$ Дж; $\Delta E_p = 2,3 \cdot 10^{21}$ Дж, $\Delta E_T = 4,8 \times 10^{20}$ Дж, $\Delta U = 2,9 \cdot 10^{10}$ Дж.

Таким образом, основная часть энергии, поступающей извне, идет на изменение тепловой, кинетической и потенциальной энергии упругой Земли. В результате Земля деформируется. Минимум деформаций наблюдается на полюсах и экваторе. Максимальной деформации подвержена область на широте 35—37°. Например, для широты Алма-Аты ($\psi = 45^\circ$) при возрастании скорости ω на величину $4,25 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ ($\Delta T = 0,5$ мс) радиус Земли в широтном направлении уменьшится на 0,12 мм.

Вариация энергии, обусловленная изменением скорости вращения Земли под воздействием гравитационного поля, сопоставима с экспериментально наблюдаемым ее перепадом. Так, по данным М. В. Стоваса [313], в конце XIX — начале XX в. при изменении длины суток на 1 мс кинетическая энергия Земли изменялась до 10^{21} — 10^{22} Дж. Полученные нами данные подтверждают вывод М. В. Стоваса о том, что кинетическая энергия неравномерности вращения Земли вполне сопоставима с полной энергией, которая высвобождается при разрывных и пликативных дислокациях. При этом энергетические возможности геологических и космогеофизических процессов таковы (Дж/год): радиоактивный распад — $(1,4$ — $3,0) \cdot 10^{21}$; приливное трение — $1,6 \cdot 10^{21}$; потенциальная гравита-

* Расчеты выполнены А. Н. Исаевым (1987 г.).

ционная энергия — $0,7 \cdot 10^{21}$; поглощение нейтринного потока — $4 \cdot 10^{21}$; колебания кинетической энергии вращения — $5 \cdot 10^{21}$; тектонические процессы — $0,1 \cdot 10^{21}$; геохимические процессы — $0,23 \cdot 10^{20}$; планетарные геофизические процессы — $0,1 \cdot 10^{21}$; кондуктивный тепловой поток через поверхность Земли — $0,8 \cdot 10^{21}$; конвективный вынос тепла — $0,16 \cdot 10^{21}$; солнечная радиация — $5,6 \cdot 10^{24}$; атмосферные движения — $7,5 \cdot 10^{22}$; океанические течения — $3,2 \cdot 10^{21}$ [43].

Вследствие изменения скорости вращения ω в недрах Земли возникают напряжения (см. главу 3). М. В. Стовас [313], исследовав изменение потенциала деформирующих сил с изменением ротационного режима эллипсоида, пришел к выводу, что полная деформирующая сила на критической параллели $\pm 35^\circ$ направлена по касательной в меридиональном направлении и численно равна тангенциальной силе. На критической параллели $\pm 35^\circ$ нормальная деформирующая сила равна нулю. На полюсах и экваторе полная деформирующая сила равна нормальной деформирующей силе, а тангенциальная деформирующая сила — нулю.

М. В. Стовас [313] применительно к фигуре Земли рассмотрел распределение главных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 по четырем моделям (различные геофизические параметры) при изменении полярного сжатия на 10^{-7} . При увеличении сжатия главное напряжение σ_1 направлено от полюсов и от экватора к параллели $\pm 35^\circ$ (сжимает ЗК к этой параллели и одновременно растягивает экваториальную зону в меридиональном направлении). В это время главное напряжение σ_3 сжимает ЗК от полюсов до параллели $\pm 35^\circ$ и одновременно растягивает ее в области экватора. Изменение напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 в конечном счете порождает в ЗК разломы и складчатость [313].

Расчеты показывают, что при удлинении продолжительности суток на 1 мс в ЗК могут формироваться напряжения порядка 10^{-4} бар вследствие изменения фигуры Земли и порядка $5 \cdot 10^{-4}$ бар при изменении ускорения [176].

Значения разности главных напряжений для широты 45° , возникших в ЗК из-за сезонного изменения ω в 1955—1984 г., не превышали 1,5 мбар. С 1955 по 1972 г., когда скорость ω замедлялась, разность главных напряжений была порядка 3 мбар. Для сравнения отметим, что на границе прошлого и нашего столетий, когда продолжительность суток изменилась на 0,007 с, разность главных напряжений в литосфере достигла 10—12 мбар (см. главу 3). Ощутимые напряжения в Земле создаются и вследствие перемещения воздушных масс (напряжение трения имеет порядок 0,1 бар; разность атмосферного давления при прохождении барических образований составляет 0,1 бар).

Таким образом, космическая энергия передается на Землю, различными способами. Представляет интерес выяснить, до каких глубин в Землю проникают наиболее энергонесущие волны и каковы механизмы трансформации их в недрах Земли?

5.3.1. Глубины проникновения деформационных волн, возбужденных внешней энергией на земной поверхности

В формировании в ЗК геофизических неоднородностей и в их динамике важна роль приливообразующих сил [172]. «Бегущие» по поверхности Земли приливные волны длиной $\lambda \simeq \pi R$ вызывают деформации [184]:

$$W(x, y, t) = W_0 e^{-y/y_s} \sin \frac{2\pi}{\lambda} (x - Ct), \quad (5.1)$$

где C — фазовая скорость, с которой они распространяются: $C = \lambda T^{-1}$; t — время; T — период приливной волны. Деформационные волны по мере углубления в ЗК затухают и на глубине y_s ослабевают в e раз, т. е.

$$y_{s_i} = \lambda_i \left(\frac{GT_i}{2\pi\eta_i} \right)^{1/2}, \quad (5.2)$$

где η — вязкость; G — модуль сдвига. Для периодов полусуточных, суточных, месячных и 18,6-летних приливообразующих волн глубины y_{s_i} составляют соответственно 0,075; 0,15; 3,5 и около 900 км (при $G = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см² и $\eta = 4 \cdot 10^{21}$ П). Эти оценки показывают, что приливные волны могут формировать субгоризонтальные неоднородности в недрах Земли, причем периодические, дискретные. В результате происходят усталостные разрушения «родоначальных» структур (см. главу 4).

Знакопеременные движения блоков ЗК отмечаются и в связи с изменением угловой скорости вращения Земли. Такие смещения сопровождаются деформациями. В предположении того, что земная поверхность приводится в колебания (деформации) по гармоническому закону, исследуем закономерность изменения амплитуды смещения волны с глубиной. В качестве первого приближения смещения принята дискретная модель ЗК (литосферы) с абсолютно упругими блоками, ограниченными вязкими разломными зонами (рис. 46). Блоки подвергаются со стороны дневной поверхности сдвиговым деформациям, состоящим из дискретного набора периодических гармоник. Разломы играют роль диссипативных зон, из-за вязкого воздействия которых в упругом блоке ЗК смещения по оси z будут затухать с глубиной y [325]. Опуская здесь вывод формул, детально представленный в работе [184], отметим, что волна упругих смещений распространяется по оси y с частотой ω и со сдвигом фаз

$$\Delta\varphi = y \sqrt{\frac{\omega}{2D}} = \frac{y}{y_s}, \quad (5.3)$$

где D — коэффициент диффузии; y_s — механический аналог толщины скин-слоя. Толщина y_s определяется по формуле

$$y_{s_i} = G \frac{\epsilon_0 R^3}{\sigma} \left(\frac{T_i}{2\pi} \right)^2, \quad (5.4)$$

где ϵ_0 — угловое ускорение поверхности блока относительно центра Земли; σ — касательное напряжение. Из уравнения (5.4.) следует, что толщина $y_{s_i} \sim T_i^2$. Более того, оказалось, что при медленных движениях твердых тел η , h_z и h_L также являются функциями периода T_i , т. е. $\eta_i \sim T_i$, $h_{z_i} \sim T_i$ и $h_{L_i} \sim T_i$.

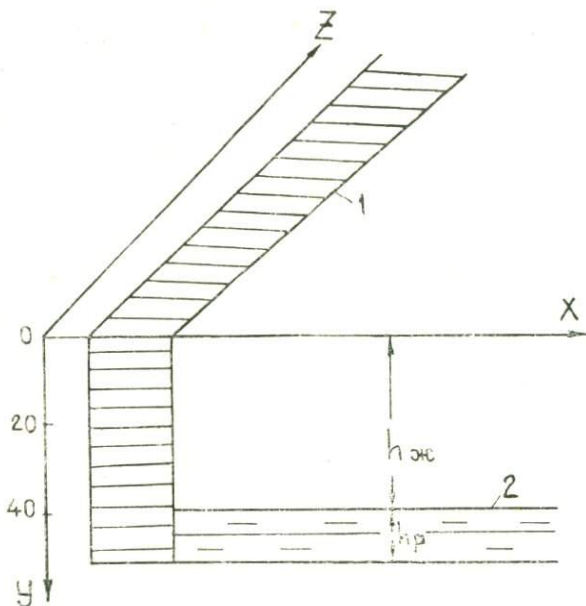


Рис. 46. Модель строения земной коры: 1 — зона разлома; 2 — волновод [183]

Таким образом, глубина проникновения возбуждающих ЗК волны пропорциональна их периоду. Можно количественно оценить глубину y_{s_i} для доминирующих гармоник в спектре вариаций скорости вращения Земли по формуле (5.2). Во временной вариации скорости ω доминируют гармоники с периодами 1 год; 5,3 года; 8 лет; 11 лет; 22 года; 31,5 года и 62,5 года [177]. Рассчитанные для этих гармоник при $\eta = 2 \cdot 10^{21}$ Па и $G = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см² (для конкретных преобладающих размеров блоков земной коры сейсмогена) глубины скин-слоев приведены в табл. 15.

Поскольку существуют более длиннопериодные кратные гармоники, связанные с солнечной активностью [308], то, судя по данным табл. 15, можно утверждать, что практически все глубины Земли подвержены воздействию космических факторов. С этой точки зрения современные геофизические неоднородности в тектоносфере — это прежде всего продукты ее структурного изменения

Т а б л и ц а 15. Мощности «скин-слоев» для основных гармоник, возбуждающих земную поверхность блоков

T_l , годы	λ_l , км	τ_l , пауз	Y_{sl} , км
1	1	$1,5 \cdot 10^{18}$	1
5,3	5	$8 \cdot 10^{18}$	5
11	10	$2 \cdot 10^{19}$	10
18,6	18	$3 \cdot 10^{19}$	18
22	22	$3,3 \cdot 10^{19}$	22
31	30	$5 \cdot 10^{19}$	30
62	60	10^{20}	60
125	120	$2 \cdot 10^{20}$	120
500	500	$8 \cdot 10^{20}$	500
10^3	1000	$1,5 \cdot 10^{21}$	1000

(например, дислокационного процесса), которое «управляется» КПД энергии волн, проникающих на те или иные глубины.

5.3.2. О механизме трансформации энергии, поступающей извне в земную кору

Дислокация — сдвиговое вязкое течение пород [258]. Процесс этот повторяющийся, в результате его происходит смятие пород. В случае горизонтальных колебательных движений блоков в плоскости разлома мощность h сдвигового течения будет равна [183]:

$$h = \tau_l \frac{U_0^2}{2\pi \langle Q \rangle} e^{-\frac{2y}{y_s}} = \eta \frac{U^2(y)}{2\pi \langle Q \rangle}, \quad (5.5)$$

где $\langle Q \rangle$ — плотность потока механической энергии, диссипируемой в зоне течения; U — скорость смещения блока. При вертикальных смещениях блоков ($0 < a \leq \frac{\pi}{2}$)

$$\langle Q \rangle = \frac{\rho g h U}{4\pi} \sin \alpha \quad (5.6)$$

и формула (5.5) преобразуется к виду

$$h = \left(\frac{2\eta U}{\rho g \sin \alpha} \right)^{1/2}. \quad (5.7)$$

Осевые плоскости разломов при этом можно рассматривать как узловые плоскости сдвиговых стоячих волн на поверхности Земли, формирующихся под влиянием циклических изменений внешних (возбуждающих) факторов [182, 183]. При этом мощность разломных зон оказывается связанной с длиной стоячей волны λ :

$$h = \frac{\lambda}{2\pi},$$

а сечения, удаленные от оси разлома на расстояние до $x \approx \frac{\lambda}{8}$, — наиболее «опасными» в сейсмическом отношении, так как в них максимальны упруговязкие напряжения и плотность потока механической энергии. Их значения рассчитаем по формулам

$$\sigma = 2\eta \frac{U}{h}; \quad \langle Q \rangle = \frac{\eta U^2}{2\pi h}.$$

Если принять в расчетах $\eta = 10^{20} - 10^{21}$ П, $U = 10^{-7}$ см/с, то в разломе с $h = 10^4$ м; $\sigma = 10^{-2} - 10^{-1}$ кбар, $\langle Q \rangle = 3 \cdot (10^{-4} - 10^{-3})$ Вт/м². В формуле (5.7) практически все геофизические характеристики являются функциями не только геологической среды, но и источников энергии, которые деформируют среду. Среди них наибольшее влияние на рост мощности зон дислокаций оказывает

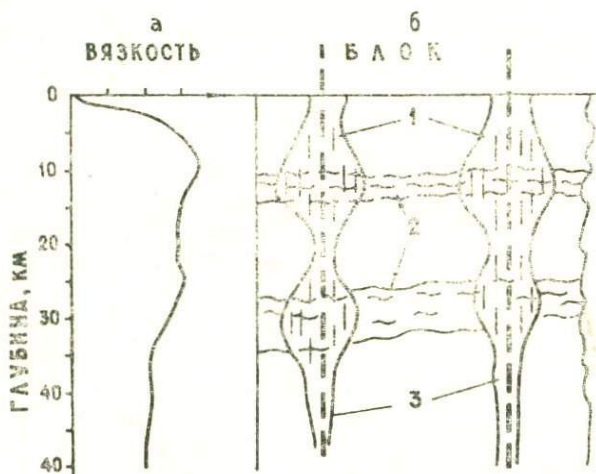


Рис. 47. Модель современной дислокации земной коры. Изменение: а — вязкости пород с глубиной; б — размеров неоднородностей в земной коре: 1 — субвертикальных и вертикальных, 2 — горизонтальных и субгоризонтальных; 3 — оси разломов, ограничивающих блоки

вязкость. По мере углубления в недра Земли она убывает, но не плавно, а скачкообразно ввиду изменения состава пород и термобарических условий. Кроме того, вязкость обратно пропорциональна периоду волны (см. табл. 17), которая деформирует ЗК.

Одновременный учет особенностей распределения в ЗК физических свойств пород и потенциала деформирующей их энергии позволяет представить модель современного изменения размеров геофизических неоднородностей в следующем виде (рис. 47).

Субвертикальные и вертикальные неоднородности по мере углубления в ЗК в целом по ширине убывают. На фоне этого на различных глубинах наблюдаются «вздутия», которые приурочи-

ваются к границам смены крупных структурных комплексов. Иными словами, степень «раскрытия» глубинных разломов с глубиной ослабевает сверху вниз, стремясь к нулю на глубинах, где вязкость мала (астеносфера).

Границы раздела структурных комплексов служат плоскостями, по которым эти комплексы перемещаются в горизонтальном направлении. В результате мощности (вертикальные) зон сдвигового вязкого течения по латерали также возрастают, и со временем перемычки между «вздутиями» разрушаются. Представление о скорости роста толщины горизонтальных геофизических неоднородностей (волноводов) дают следующие расчеты. Предположим, что вся энергия, например диссипируемая в волноводе, расходуется на разрыхление слоя мощностью h_p . Поскольку прирост объема в первом приближении можно представить как рост мощности зоны разрыхления [183], то

$$\frac{dV}{V} \simeq 3 \frac{dh_p}{h_p}. \quad (5.8)$$

Из закона сохранения энергии следует, что

$$\sigma_{кр} \frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dt} = \frac{\eta \omega^2 W_{zL(0)}}{2h_p^2 l^2}. \quad (5.9)$$

Тогда изменение толщины волновода со временем t можно найти по формуле

$$h_p dh_p = \frac{\eta \omega^2 W_{zL(0)}}{6\sigma_{кр} l^2} dt, \quad (5.10)$$

где $W_{z,L(0)}$ — смещение в горизонтальном направлении.

После интегрирования (5.10) приходим к соотношению

$$h_p^2(t) = \frac{\eta \omega^2 W_{z,L(0)}}{3\sigma_{кр} l^2} \Delta t, \quad (5.11)$$

т. е. $h_p \sim \sqrt{\Delta t}$.

Для ЗК критическое напряжение составляет $\sigma_{кр} \sim 0,2 + 0,5$ кбар (см. главу 3). В зонах ослабления оно может быть порядка $2 \cdot 10^8$ дин/см². Подставляя в формулу (5.11) значения $\eta_{кр} \sim 10^{20}$ П, $\omega = 3 \cdot 10^{-9}$ с⁻¹, $W_{z,L} = 100$ см, $\sigma_{кр} = 2 \cdot 10^8$ дин/см², $l = 2,72$ и $\Delta t = 35$ млн. лет, получаем $h_p \sim 10$ км.

Эти оценки показывают, что образование слоя или горизонта трещиноватых пород на глубине 30—40 км можно объяснить подкачкой внешней энергии низкочастотной гармоникой внешнего возбуждения.

Частично механическая энергия, диссипируемая в геофизиче-

ских неоднородностях, идет на нагрев. Так, повышение температуры в разломной зоне можно определить по формуле [183]:

$$\Delta T = \eta \frac{U^2}{2\lambda}, \quad (5.12)$$

где λ — теплопроводность пород. При $\eta \sim 10^{21}$ П, $U = 10^{-7}$ см/с и $\lambda = 3$ Вт/м·К увеличение температуры составит около 17 К. Тепловой поток с дневной поверхности должен повышаться на оси шовной зоны на величину $\Delta q = \lambda \text{grad } \Delta T$, что составит 75 % $\left(\frac{\Delta g}{g_0} = \frac{\Delta T}{\Delta T_0} = \frac{17\text{K}}{22\text{K}}\right)$ от среднего теплового потока g_0 с поверхности Земли. Следовательно, результирующий тепловой поток в активных шовных зонах может достигать $q = q_0 + \Delta q \sim 100-115$ мВт/м², что почти вдвое выше среднего его значения.

Механическая энергия расходуется на нагревание не только зон разломов, но и коровых слоев. Предположим, что один из таких слоев теплоизолирован от окружающих пород. Тогда, согласно закону сохранения энергии, средний нагрев в слое можно оценить по формуле [183]:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \eta_{\text{ик}} \frac{U^2}{h_p^2}, \quad (5.13)$$

где C — теплоемкость; ρ — теплопроводность; T — температура; U — скорость диффузии. Решив (5.13), получим

$$\Delta T = \eta_{\text{ик}} \frac{\omega^2 \Delta t}{2\rho C_p h_p^2} \cdot W_{Z, L(0)}. \quad (5.14)$$

Для периода $T = 62,5$ года ($\omega = 3 \cdot 10^{-9}$ с⁻¹), $U = 1$ см в год, $W_{Z, L} = 100$ см, $h_p = 10^6$ см, $\rho C_p = 3 \cdot 10^7$ эрг/см³·К, $\eta_{\text{ик}} = 10^{20} - 10^{21}$ П и $\Delta t = 35$ млн лет (продолжительность новейшего этапа тектогенеза) рост температуры по формуле (5.14) составит $\Delta T = 100-200$ К. Иными словами, налицо эффект фрикционного нагрева в зоне волновода.

Таким образом, установлена закономерность роста мощности ЗК в современную эпоху. Ее можно распространить и на верхнюю мантию (тектоносферу) Гиндукуш-Памирского региона, где мощности волноводов (да и число их) значительно больше, чем таковые в Тянь-Шаньском сейсмогене. Увеличение мощности волноводов и, следовательно, мощности ЗК вблизи критической параллели $\pm 35^\circ$ (см. рис. 38) также получило теоретическое объяснение: в области, где происходит максимальная подкачка внешней энергии, наиболее интенсивно развиваются дислокационные процессы. Отсюда следует вывод, что природа коровых и мантийных землетрясений одна и та же — результат скола из-за смещения структур тектоносферы.

5.3.3. Минералогические преобразования в земной коре

Формирующиеся в ЗК (и в тектоносфере) геофизические неоднородности играют важную роль в аккумуляции тепла (тепловые ловушки) [182]. Дело в том, что при разрушении теплопроводность пород уменьшается, как и при изменении их состава в ряду от ультраосновных к кислым [312]. К примеру, теплопроводность пород ультраосновного состава (ими сложена мантия) значительно выше таковой пород основного и среднего состава (ими сложена ЗК). Расчеты показывают, что тепловые «запирающие» слои в ЗК могут существовать на различных глубинах [181]. Теплопроводность λ и скорость распространения продольных волн V_p для кристаллических пород связаны между собой в виде соотношения

$$\lambda = C \cdot V^3 \cdot T^{-1}, \quad (5.15)$$

где C — константа; T — температура по Кельвину. Из (5.15) следует, что при одной и той же температуре, если в ЗК имеется граница, где скорость V_p претерпевает изменение, теплопроводность также изменяется. В ЗК скорость V_p испытывает резкие скачки на границах Конрада и Мохоровичича (см. главу 2). Для «гранитного» слоя она близка к 6 км/с, а для «базальтового» слоя возрастает до 6,5—7,0 км/с. Ниже границы Мохоровичича скорость V_p равна 8,0—8,2 км/с. На этих границах теплопроводность скачком изменяется примерно в 1,5—2 раза. Именно границы, по которым сдвигаются структурные комплексы и где резко различаются тепловые свойства, служат тепловыми ловушками — аккумуляторами тепла.

В геотермических условиях ЗК (например, ЗК Северного Тянь-Шаня, где температура у ее основания достигает 600—800 °С) накопление тепла усиливает процессы минералогического преобразования. Чем выше уровень дислокационного процесса, тем больше динамометаморфизм вещества [258]. В окрестности «мантийных» и «коровых» каналов и покрывающих их толщах по мере повышения температуры происходит вытеснение парагенезиса оливин+пироксен+гранат парагенезисом плагиоклаз+амфибол (\pm пироксен) [197]. Дислокационный процесс, в сущности, дегидратационный. В присутствии паров воды температура плавления снижается на несколько сот градусов [126]. Возникший термобарический режим способствует развитию миграционно-диффузионного процесса, т. е. изменению состава. В результате в ЗК формируются слои с пониженными значениями плотности, скорости распространения упругих волн и электрического сопротивления (см. главу 2).

Время переминерализации зерен в зонах формирования тепловых ловушек, определяемое как $\tau = l^2 D^{-1}$ (l — характерная длина диффузионного пути в зернах, D — коэффициент диффузии), составляет 10—100 лет [181]. Для сравнения укажем, что время

переминерализации зерен горных пород в сейсмически спокойных зонах (в платформенных щитах) порядка 10—100 млн лет.

Не менее важную роль в процессе вещественного преобразования пород в литосфере, по-видимому, играют флюиды [213]. Носителями тепла в «фильтрационной модели» или «модели флюидного дыхания» Земли выступают интрателлурические (сквозьмагматические) растворы, потоки водорода [191] и флюиды с преимущественно водородным составом [213].

Таблица 16. Изменение плотности и объема пород при их метаморфизме, %

Вид метаморфизма	Уменьшение плотности	Увеличение объема
Серпентинизация ультраосновных пород	10—15	20—25
Габбронизация ультраосновных пород	8—10	10—15
Гранулитизация пород основного состава	5—10	7—10
Гранитизация пород основного и среднего состава	15—30	12—15

На территориях сейсмопооясов широко развиты активные (живые) разломы. Среди них имеются зоны разрывов весьма глубокого заложения («родоначальные» разломы). Такие разломы могут служить не только «рельсами», по которым перемещаются блоки, но и флюидоподводящими каналами. При дегазации земных недр по этим разломам в верхние горизонты литосферы поступают флюидные потоки, струи. Глубинные флюиды «обладают первично щелочными и резко восстановительными свойствами. По мере просачивания этих флюидов в верхи мантии и в ЗК осуществляются реакции окисления, сопровождающиеся выделением тепловой энергии и образованием окисленных форм газовых компонентов. Именно с этим связаны тепловые аномалии при глубинном метаморфизме» [263, с. 213].

С сейсмотектонической точки зрения для нас важны следствия процессов структурно-вещественного преобразования земной коры. При метаморфизме (например, серпентинизации и гранитизации) объем пород увеличивается (табл. 16), повышается пластичность, понижаются прочность и вязкость. Увеличение объема будет сопровождаться движением блоков по разломам, пластов по границам напластования и т. д.

Таким образом, благодаря тому что в литосфере идут процессы формирования геофизических неоднородностей (диссипативные, дислокационные зоны), в которые из верхней мантии поступают потоки или струи флюидов, усиливающие процессы структурного и минералогического преобразования, мощность ЗК продолжает возрастать. Отсюда есть основание утверждать, что современные

тектонические движения ЗК — следствие геодинамических процессов, происходящих в ЗК и в верхней части верхней мантии. Подчеркнем, что роль внешних (космических) факторов в протекании как эндогенных процессов, так и СДЗП велика (см. главу 4). Теория продолжающегося преобразования состава литосферы находит подтверждение в новейших материалах. Рассмотрим их.

В горной области Тянь-Шаньского сейсмогена развита интенсивная отрицательная аномалия Δg в редукции Буге (см. главу 2). Далее, для верхней мантии Л. П. Винником* «обнаружена сильная корреляция горизонтальных вариаций скорости распространения продольных зон с высотой современного рельефа: низкие скорости приурочены к хребтам, высокие — к впадинам... Такая закономерность хорошо согласуется с идеей о преимущественно вертикальном движении отдельных блоков литосферы этого региона, тесно связанным с процессами в верхней мантии» (с. 215). Наконец, в течение новейшего этапа тектогенеза, как уже отмечалось, мощность ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока возросла на 20—25 % по сравнению с таковой в асейсмичной области. Основная часть прироста обусловлена «переработкой» вещества подкорового слоя. Этим можно объяснить близость средневзвешенных значений плотностей для ЗК Балхашского (2,878 г/см³) и Северо-Тянь-Шаньского (2,877 г/см³) мегаблоков (см. главу 2). Плотность пород, слагающих «гранитный» и «базальтовый» слои этих блоков, не претерпела существенного изменения. Кроме того, на то, что наиболее сильно разуплотнение мантии произошло именно под горными сооружениями Северного Тянь-Шаня, указывают значения глубин h до так называемой «свободной поверхности мантии» [16]. В Иссык-Кульской (5,4 км), Илийской (6,1 км), Каройской (5,4 км) и Балхашской (5,2 км) тектонических структурах параметр h довольно устойчив. Аномально низкие его значения наблюдаются под Заилийским (2,8 км) и Кунгейским (2,7 км) хребтами. Обсуждаемая здесь модель корообразования, предусматривающая значительное увеличение объема ЗК в процессе разрыхления и метаморфизма разуплотненных горизонтов, позволяет объяснить многие явления, связанные с современными движениями, физикой разрушения пород, возникновением землетрясений, и разработать современную динамическую модель земной коры [170, 171, 175].

5.4. Модель современных движений структурных элементов и сейсмодислокаций земной коры

Сейсмодислокационным называется процесс изменения взаимного расположения структурных элементов ЗК, сопровождающийся землетрясениями на поверхности Земли. Наша точка зрения на

* Тектоносфера Земли. М., 1978. 528 с.

механизм сейсмодислокаций [166] совпадает с таковой Е. И. Патахи [258], который считает, что «главное содержание дислокационного процесса сводится в конечном итоге к перемещению блоков по „родоначальным” разломам и их приразломному смятию вследствие вязкого трения и сдвигового ... течения параллельно плоскости разлома» (с. 19). В качестве «родоначальных» разломов, по нашему мнению, служат при вертикальном перемещении разрывные нарушения, зоны разломов ЗК, при горизонтальном — геологические границы (границы раздела этажей, ярусов, формаций; участки смены условий осадконакопления; рубежи инверсии тектонического режима и т. д.) [165].

Формы, механизмы и масштабы сейсмодислокационных процессов определяются геофизической характеристикой геологических образований и энергоемкостью тех сил, которые способствуют протеканию этих процессов. В отношении геологических неоднородностей ЗК уместно отметить следующее (более подробно см. главу 2).

Современные поднятия и сопряженные с ними впадины на территории Тянь-Шаня — результат новейших деформаций складок основания [210]. Размеры складок изменяются от 15—20 до 100 км при ширине 5—20 км. Если на севере ТШС, где интенсивность новейших движений выражена слабо, расстояние между блоками достигает 180—200 км, то в хребтах Заилийский и Кунгей-Алатау (севернее оз. Иссык-Куль) оно сокращается до 20 км. Со складчатыми структурами основания связаны разрывные нарушения. Большинство разрывов представлено взбросами и надвигами с падением сместителей от 15 до 80°. «Разрывы, диагональные относительно складок основания, ... отличаются... более прямолинейным выходом на поверхность, крутыми наклонами сместителей и обнаруживают признаки сдвиговых смещений. При общей широтной ориентировке структуры это разрывы северо-западного и северо-восточного простираний. По первым фиксируется правостороннее, а по вторым — левостороннее смещение геологических контуров и форм рельефа» [210, с. 11]. Кроме элементов неотектонической структуры в приповерхностных горизонтах коры в пределах ТШС обнаружен целый ряд зон поперечных региональных или трансзональных и трансорогенных нарушений [210]. По степени активности региональные секущие нарушения в глубоких слоях коры приобретают главенствующую роль. Расстояние между секущими разломами не превышает 50—60 км [210]. Наиболее отчетливо такие разломы проявлены лишь на территории сейсмогена. По геологическим данным, здесь возможно развитие деформаций сжатия двух направлений — северо-западного и субмеридионального [210].

В предыдущих разделах отмечалось, что современные геодинамические процессы как в ЗК, так и в верхней мантии (тектоносфере) нельзя рассматривать в отрыве от космических факторов. Геологическую среду и происходящие в ней процессы, с одной

стороны, и околоземную среду и происходящие в ней процессы — с другой, следует рассматривать как единую систему, составляющие которой, взаимодействуя друг с другом, развиваются во времени и в пространстве. Ввиду особенностей в распределении деформирующих Землю сил сейсмодислокационные процессы наиболее интенсивны в областях критических параллелей (см. рис. 36). Эффекты воздействия космических факторов, которые изменяют момент инерции Земли, приводят к скачку изменения скорости ее вращения и, следовательно, к изменению напряженно-деформационного состояния структурных элементов ЗК, выражаются в оживлении разломов, волноводов, т. е. земная кора и верхняя мантия сжимаются и расширяются. Ответные реакции слоев и блоков ЗК и верхней мантии на внешние силы проявляются по-разному. Основное значение при этом имеют не только и не столько особенности их строения, сколько энергopotенциалы космических факторов, глубины и механизмы их реализации (см. раздел 5.2). С этих позиций можно объяснить принципиально важные вопросы современной геодинамики ЗК.

Исходя из геологических, сейсмологических, геодезических, наклонмерно-деформографических данных было выяснено (см. главу 4), что в региональном поле напряжений Тянь-Шаня доминирует субмеридиональное сжатие. Причем в развитии ЗК наблюдалась неоднократная смена субмеридионального сжатия субмеридиональным растяжением [155]. В наши дни геофизические приборы показывают, что аномалии в вариациях геофизических полей (деформация, отношения скоростей V_p/V_s и др.) на территориях Памиро-Гиндукушского коромантийного и Тянь-Шаньского корового макроблоков протекают синхронно. Более того, величина аномалии в деформации пород, наблюдающаяся в зонах расширения в районе Северного Тянь-Шаня, равна 10^{-6} — 10^{-7} в год; деформация сжатия на Памире также составляет 10^{-6} — 10^{-7} [192, 193]. Эти факты (региональность и одновременная инверсионность поля напряжений) указывают на то, что современное напряжение ЗК здесь создано воздействием регионального фактора, которым, по нашему мнению, является изменение скорости вращения Земли. Так, вековая составляющая скорости ω убывает со временем на 2 мс за 100 лет [225], что в течение, например, 2000 лет приведет к росту избыточного напряжения до 10^3 бар (см. главу 3). ЗК не в состоянии выдерживать столь высокие напряжения и через определенное время должна сбрасывать их. Осуществляется это путем перемещения блоков (по наклонным, пологим границам, зонам разрывных нарушений), слоев, горизонтов (по плоскостям напластования, межформационным границам и т. д., по геофизическим волноводам). Такие перемещения сопровождаются дислокациями (в том числе и скрытого типа). В областях критических параллелей, где деформирующая Землю сила наиболее сконцентрирована и где земная кора раздроблена в большей мере, степень современной дислокации высока.

Из рис. 36 видно, что Памиро-Гиндукушский коромантийный и коровый Тянь-Шаньский макроблоки размещаются в области критической параллели 35° . При этом необходимо обратить внимание на следующие факты: 1) глубина гипоцентров наибольшая вблизи параллели $\pm 35^\circ$; 2) в меридиональном направлении от параллели $\pm 35^\circ$ гипоцентры и изолинии плотности землетрясений распределяются довольно симметрично; 3) мощность волноводов в земной коре и верхней мантии наибольшая в области критических параллелей; 4) в области критических параллелей плотность литосферы и скорости распространения сейсмических волн понижены, а поле поглощения сейсмических волн повышено; 5) градиенты изменения магнитного поля в меридиональном направлении проходят через максимум параллели $\pm 35^\circ$. Все эти геофизические явления хорошо объясняются с точки зрения структурного преобразования ЗК и верхней мантии в результате взаимодействия составляющих единой системы — оболочек Земли и окружающей ее среды. В этом аспекте Памиро-Гиндукушская сейсмогенная мегазона, по-видимому, может рассматриваться как сегмент Земли, который в наибольшей степени подвергается механическому воздействию сжимающих и растягивающих сил, причем не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. М. В. Стюарт [313] установил, что главные составляющие напряжения, обусловленные изменением скорости вращения Земли, здесь достигают максимальных значений. Потери энергии, наблюдающиеся при замедлении вращения Земли, составляют $2,87 \cdot 10^{12}$ Вт [361]. В результате диссипации ее в недрах Земли происходят геодинамические процессы (см. раздел 5.2).

В современную эпоху на территории Средней Азии горизонтальные перемещения структурных элементов подчинены вертикальным. В результате происходят сейсмодислокационные процессы, выражающиеся в виде землетрясений, аномальных вариаций в геофизических и других полях. По мере удаления к северу и к югу от формирующегося здесь пояса «мегатрещиноватости» сейсмичность, интенсивность СДЗП и аномалии геофизических полей ослабевают.

Глубинность дислокаций и масштабы их проявления будут зависеть не только от потенциала и глубин проникновения энергии внешнего происхождения, но и от «родоначального» строения ЗК и верхней мантии. Этим следует, по-видимому, объяснять наблюдаемые ныне сейсмогенные уровни. Они связаны «со срывами и горизонтальными перемещениями друг относительно друга дисгармонично и автономно развивающихся слоев литосферы» [210, с. 21]. Число слоев в ЗК и верхней мантии, по которым происходят горизонтальные перемещения, и их мощности закономерно возрастают к критической параллели $\pm 35^\circ$.

Глубины залегания таких слоев растут в том же направлении (см. главу 2), но отношение глубины кровли последующего слоя к глубине залегания кровли предыдущего сохраняется в пределах

$\frac{1}{2-3}$. Этой же кратностью обладают гармоники возбуждающих Землю космических волн (сил). По-видимому, такое совпадение не случайное.

Модель дислокационного процесса в земной коре может быть представлена в виде блоково-слоистой среды (рис. 48). Современные колебания блоков в ней задаются внешними силами. Вид деформации (сжатие, растяжение) определяется видом и механизмом возбуждающей ЗК энергии. В наибольшей степени растяги-

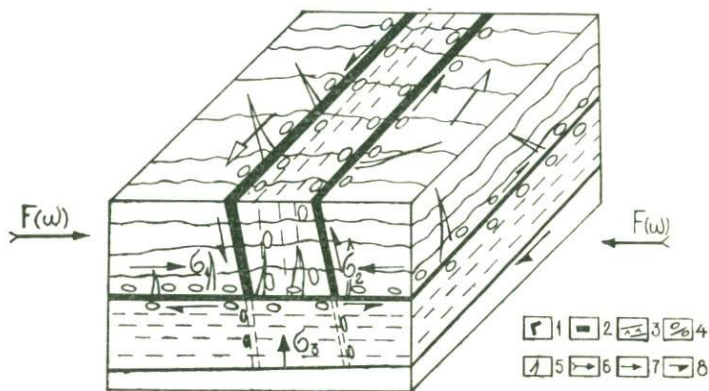


Рис. 48. Модель дислокационного процесса в земной коре: 1, 2 — зоны сдвигового и вязкого течения по вертикали (1) и горизонтали (2); 3 — зона разлома и волновод; 4 — места, где «формируются очаги» землетрясений; 5 — оперяющие разломы; 6 — деформирующая сила; 7 — главные напряжения; 8 — направление перемещения блока

ваются или сжимаются структурные комплексы, заключенные между волноводами. Оживление разломов объясняется также сжатием и расширением. Вследствие того что среда является упруговязкой, после снятия внешней нагрузки блоки не «возвращаются» в исходное состояние, появляются остаточные деформации. Со временем они накапливаются, обеспечивая тем самым увеличение мощности волноводов и зон разрывных нарушений.

Таким образом, в модели современных движений структурных элементов ЗК основную роль играют разрывные нарушения и зоны ослабления прочностных, вязкостных свойств горных пород. При воздействии напряжения на слоисто-блоковую среду происходит деформация и в конечном счете сейсмодислокационный процесс. Поскольку природа и механизмы воздействующих на ЗК сил различные, то эффекты их воздействия и ответные реакции на них в различных частях Земли проявляются по-разному.

Зоны «разуплотнения» (волноводы), возникновение и существование которых является, по всей вероятности, одной из главных причин общего воздымания Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода, прослеживаются в низах земной коры Каройского и Северо-

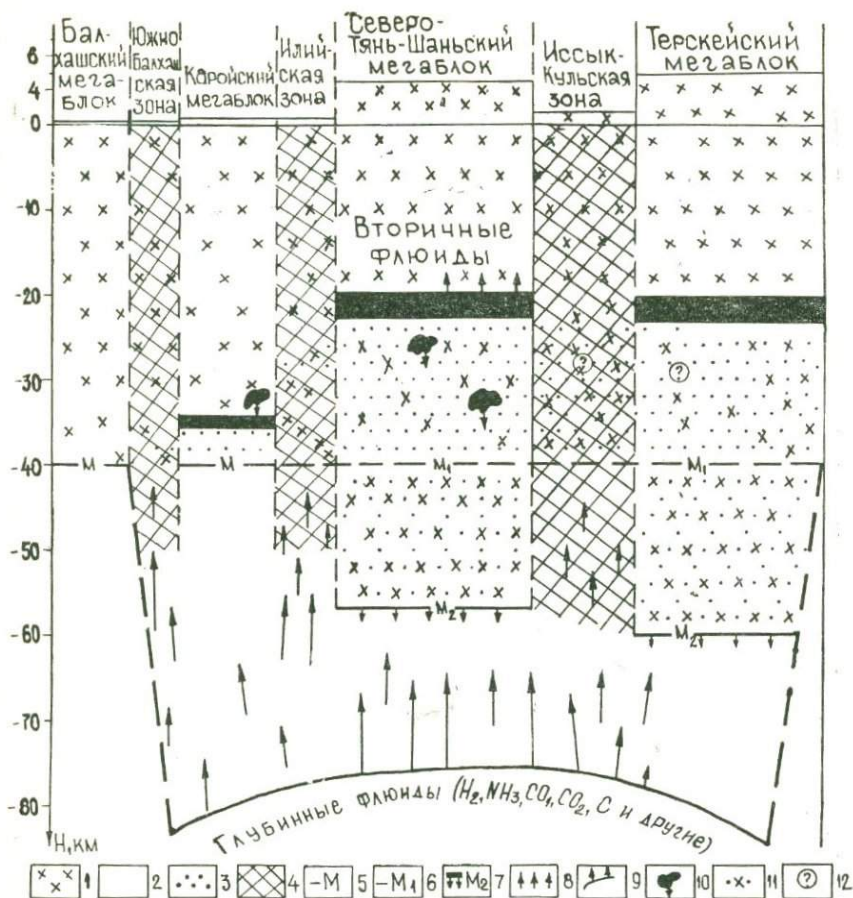


Рис. 49. Модель эволюции земной коры северо-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена: 1 — земная кора; 2 — верхняя мантия; 3 — зона пониженных сейсмических скоростей в земной коре (волновод); 4 — переходные зоны; 5 — предполагаемое исходное положение границы Мохоровичича; 6 — современное положение границы Мохоровичича в асейсмичной зоне; 7 — направление смещения границы Мохоровичича; 8 — направление перемещения флюидов в мантии; 9 — направление роста мощности волновода в земной коре; 10 — зона, где из-за частичного плавления геологические образования могут опускаться вниз; 11 — новообразованная земная кора; 12 — участки земной коры, где ожидаются волноводы

Тянь-Шаньского мегаблоков и Илийской переходной зоны. Следовательно, можно утверждать, что поверхности этих структурных элементов могут быть подвержены общему современному воздыманию (рис. 49). Скорость подъема ожидается наибольшей в Северо-Тянь-Шаньском мегаблоке, где волноводы имеют максимальные мощности и граница М опущена до 55—57 км. Наименьшей она должна быть в Илийской переходной зоне. Забегая вперед, отме-

тим, что при такой трактовке природы современных движений механизм образования очагов землетрясений получает довольно однозначное истолкование (см. главу 7).

Средняя величина скорости современных движений, обусловленных глубинными процессами, составляет 0,1—0,2 мм/год. Возникающая при этом деформация протекает со скоростью 10^{-16} с⁻¹. Заметим, что эти скорости на несколько порядков ниже тех, которые приписывают геодезисты «современным тектоническим движениям» (см. главу 4).

Согласно предлагаемой концепции современного корообразования, в осевых частях Центрально-Джунгарского и Северо-Тянь-Шаньского мегаблоков должны преобладать вертикальные движения. Это означает, что в земной коре названных структур будет развиваться деформация сдвига (взбросы, взбросо-сдвиги), что в действительности и наблюдается (см. главу 5). Расширение земной коры вызывает и горизонтальные движения. Продольная составляющая их, ориентированная вдоль длинных осей мегаблоков, стремится «вытягивать» тело в субширотном направлении. Вследствие этого в пограничных зонах будет формироваться деформация сжатия. В центральных же частях тела будут преобладать процессы растяжения.

Поперечная составляющая деформации земной коры в горных областях должна быть направлена в стороны от гор к прилегающим к ним впадинам. Очевидно, она по своей величине может отличаться от продольной составляющей, но не превышать ее. На длинноволновые деформации накладываются коротковолновые. Однако вследствие особенности строения коры они наиболее интенсивно проявляются в «мобильных» зонах.

ПРИРОДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Под землетрясением понимают внезапное и резкое сотрясение земной поверхности. Все явления, связанные с возникновением и протеканием землетрясений, называются сейсмическими.

6.1. Существующие представления о природе коровых землетрясений

Сосредоточение гипоцентров землетрясений только в пределах ЗК — характерная особенность литосферы Тянь-Шаньского сейсмогена (см. главу 4). По вопросу о природе коровых землетрясений существуют различные суждения. Причинами, вызывающими землетрясения, называют внутри- и внеземные силы. Обзор представлений о процессах подготовки землетрясений содержится в работах [97, 185, 220, 282]. Поэтому далее обсудим этот вопрос в краткой форме.

В конце XIX в. И. В. Мушкетов после детального изучения последствий Верненского землетрясения (1887 г.) пришел к выводу, что «сильные сотрясения поверхности вызываются моментальным образованием новых трещин» [232]. Идея И. В. Мушкетова позднее была поддержана геологами.

Страстным сторонником концепции приуроченности очагов землетрясений к зонам тектонических нарушений является И. Е. Губин [86], считающий, что «сильные землетрясения возникают по долгоживущим крупным активным разрывам в результате резких подвижек по ним» [с. 16]. На основе этой идеи он развил сеймотектонический метод сейсмического районирования [84], подвергшийся необоснованной критике [265]. В дальнейшем И. Е. Губин [88—90] в обоснование сеймотектонического метода и как итог его применения сформулировал закон сеймотектоники. Заслуга И. Е. Губина в разработке и внедрении этого закона в жизнь общепризнана, и установленный им закон оценен как открытие. По мнению И. Е. Губина [86], «землетрясения возникают ... в строгом соответствии с особенностями геологического строения сейсмо-

активных территорий и тектонических движений» (с. 15). Далее он подчеркивает, что «какова тектоника, таковы и возможные максимальные землетрясения; ведущий фактор — сейсмогенный разрыв» [86, с. 37]. Факт большого распространения сейсмотектонического метода в Средней Азии, Казахстане [121, 185, 259] свидетельствует о принципиально верной идее приуроченности очагов землетрясений к разрывным нарушениям в ЗК.

Изучением геологии и сейсмичности земной коры Занглийского и Кунгей-Алатау занимался Д. Н. Казанли в 1948—1957 гг. Сейсмическую активность он объяснял новейшими движениями по обновленным древним разрывным нарушениям. Наиболее сейсмичными Д. Н. Казанли считал краевые зоны поднятий, области погружения границ сиалической коры и зоны пересечения древних разломов. М. В. Гзовский [68] непосредственной физической причиной землетрясений считал возникновение новых и обновление старых тектонических разрывов (сколовый тип разрывов). Среди геологических критериев сейсмичности Г. И. Рейснер [277, 278] выделяет особенности неотектонического процесса (скорости движений, их градиенты и др.), возраст завершения складчатости геосинклинального этапа развития, продольные и поперечные разрывные нарушения, зоны контрастных сочленений крупных структурных комплексов различного ранга и другие. Механизм образования землетрясений Рид объяснял с позиции упругой отдачи (чем больше порода деформируется, тем больше накапливается в ней энергии, и когда вспарывается разлом, упругая энергия высвобождается в виде упругих волн [40]).

По мнению А. В. Магницкого [208], изменения скорости вращения Земли, вариации атмосферного давления и другие причины создают напряжения, на несколько порядков меньшие требуемых. В качестве источника сил, способных привести к возникновению «нужных» напряжений, А. В. Магницкий рассматривает температурные напряжения.

В связи с дальнейшим развитием теории А. Вегенера о континентальном дрейфе в последние годы выдвинуты новые идеи, гипотезы о природе землетрясений [6, 336]. Согласно теории новой глобальной тектоники, основные тектонические структуры возникли и возникают в результате взаимодействия блоков литосферы [6]. Движущей силой плит считаются конвективные течения в мантии. В зонах, испытывающих растяжение, например в океанических рифах, происходят мелкофокусные землетрясения. «Глубокофокусные землетрясения представляют собой в основном внезапно проявляющиеся движения сколового типа, а отнюдь не увеличение или уменьшение объема» [6, с. 153]. Природа континентальных землетрясений объясняется с точки зрения концепции блоков литосферы, «плавающих» по астеносфере.

Среди внутриземных причин, способных вызвать землетрясения, признаются силы, обусловленные метаморфизмом пород, электрическими разрядами внутри нашей планеты [60], перемещением и

остановкой большой массы горных пород (блоков) в поле тяготения [228].

На многообразии связей землетрясений с геологической обстановкой указывали В. В. Белоусов [32], Б. А. Петрушевский [265], В. К. Кучай [190] и др. Причина такой зависимости землетрясений объясняется тем, что в «структурных элементах земной коры мы видим лишь косвенные выражения глубинных процессов, с которыми связаны землетрясения различной энергии» [190, с. 3].

Точка зрения, согласно которой основной причиной сейсмичности является процесс тектогенеза, разделяется не всеми учеными. М. В. Стюас [313] в качестве одной из причин, обуславливающих сейсмичность, рассматривал силу, вытекающую из изменения ротационного режима Земли и непосредственно вызывающую изменение эллиптичности ее фигуры. В работе [313] приведен обзор публикаций, в которых показано, что на сейсмичность Земли оказывает влияние Луна. М. В. Стюас [313] пишет, что французский ученый А. Перре, детально рассмотрев связь землетрясений с фазами Луны, показал «во-первых, что частота землетрясений повышается к сизигиям; во-вторых, что частота их увеличивается к перигеям Луны и, наоборот, уменьшается к апогеям; и, наконец, что толчки землетрясений происходят чаще, когда Луна находится вблизи меридиана, чем когда она отдалена от него на 90° » (с. 148).

Нарушение целостности современной ЗК Л. С. Лейбензон [196] и Б. Л. Личков [199] связывали с эффектом замедления вращения Земли под действием лунно-солнечного приливного трения. Следует подчеркнуть, что роль гравитационных взаимодействий Земли, Луны и Солнца в активизации сейсмических событий отчетливо проявилась после установки на Луне сейсмической аппаратуры. Теперь обнаружено, что практически асейсмичная планета, где отсутствует эндогенная активность, инициируется приливными силами [61]. Необыкновенной особенностью лунотрясений является их периодичность (13,6; 27,2 и 205 суток, 6 лет), которая согласуется с приливными воздействиями Земли и Солнца на Луну.

Г. П. Тамразян [321, 322], В. И. Щеглов [360] и другие рассматривают положение Луны в перигее и в сизигиях как спусковой крючок, когда незначительное увеличение напряжения в ЗК порождает разрядку.

Ряд исследователей считают, что силы, обусловленные колебаниями атмосферных явлений [232], изменением механических напряжений (внутри земного шара за счет энергии, поступающей от солнечного ветра в земную магнитосферу), способны сыграть роль спускового механизма землетрясений.

А. Д. Сытинский [318] в результате совместного анализа глобальных характеристик сейсмичности и активности процессов на Солнце прогнозировал даты возникновения землетрясений с магнитудой более 6. По его данным, высокая сейсмичность приходится на пятый-седьмой годы после максимума солнечной активности.

При этом связь сейсмичности Земли с солнечной активностью осуществляется через атмосферные процессы.

Наблюдение за изменением физических свойств горных пород при их деформировании открыло возможность слежения за ходом процесса подготовки и прохождения разрушения, в результате чего были предложены модели подготовки землетрясений. В настоящее время наиболее признанными являются дилатантно-диффузионная (ДД) модель и модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [235]. Эти модели, в которых землетрясение рассматривается как итог долговременной эволюции процесса трещинообразования в ЗК, разрабатывались в целях объяснения наблюдавшихся перед землетрясением изменений физических свойств пород. В них теоретически обосновывается возможность изменения физических полей и физических свойств пород в очагах землетрясений. Считается, что очаг землетрясения — это область, ограниченная распространением разрывов. По мнению Д. Г. Осики [250]. «представления о линейных размерах и объемах очагов землетрясений... противоречат... фактам регионального возникновения гидродинамических, геохимических и геотермических предвестников» (с. 141).

И. П. Добровольский [97] считает целесообразным процесс подготовки и протекания землетрясений описывать с помощью феноменологической и физической моделей. Эти «модели развиваются независимо друг от друга, но на определенном масштабном уровне должно существовать согласие» [97, с. 34]. «Феноменологическая модель обобщает данные по предвестниковым и афтершоковым явлениям, рассматривая процессы с позиций сплошной среды на масштабном уровне порядка размеров очага. Физический анализ начинается с выделения определяющих свойств и основных сторон тектонической деятельности земной коры как среды, в которой развиваются процессы подготовки и протекания землетрясений» [97, с. 36]. Согласно модели И. П. Добровольского, процесс подготовки и протекания землетрясения возможен при возникновении в земной коре некоторой неоднородности (мягкого включения) на фоне исходного состояния среды. Сейсмический цикл состоит из трех фаз: на первой фазе неоднородность возникает, на второй распадается, после чего (третья фаза) среда возвращается в исходное состояние. Модель И. П. Добровольского не лишена недостатков, которые присущи многим физическим моделям. Прежде всего, в ней не рассматривается природа сил, вызывающих процессы формирования «неоднородностей» в ЗК. Она не учитывает многообразия сторон тектонической деятельности в ЗК, в том числе тектоническую и геодинамическую обстановку до появления «мягких включений». С. В. Мишин [228] считает маловероятным существование процессов накопления упругих напряжений. По С. В. Мишину [228], «землетрясение представляет собой перемещение блока горных пород и его остановку» (с. 166). В ряде благоприятных случаев с помощью перечисленных выше и других

моделей удается объяснить поведение отдельных предвестников землетрясений. Однако из-за того, что в них не известна природа сил, вызывающих трещинообразование в горных породах, «прогнозная сила» их ограничена.

В последние годы предлагаются модели землетрясений, в которых этот недостаток учитывается. В. И. Щеглов [360] предложил модель лавинного фазового перехода. В этой модели в качестве сил, вызывающих движения по разломам, рассматриваются приливные силы. Д. Г. Осика, сопоставив предложенную им модель импульсного дыхания Земли с моделями ДД и ЛНТ, показал, что для всех трех моделей общими «являются: 1) аномальный ход трещинообразования; 2) возникновение дополнительной емкости; 3) стадийность хода деформаций» [250, с. 148]. Возникновение тектонических напряжений и землетрясений в ЗК Д. Г. Осика [250] связывает с разуплотнением вещества астеносферы и сверхфоновым газовым дыханием Земли в сейсмически активных районах. Но астеносфера присутствует не только в литосфере сейсмоактивных регионов. Она обнаружена и под древними платформами, где не происходят землетрясения.

Любая теория, призванная объяснить природу и механизм землетрясений, должна ответить на вопросы: где, когда и почему возникают землетрясения; какие физические процессы им предшествуют, сопровождают их и следуют за ними; какое отражение находят такие процессы в изменении физических свойств пород, физических полей, газового и изотопного состава подземных вод, и т. п.? Кроме того, такая теория должна «признавать» факт существования генетической связи землетрясений с зонами разломов. Следовательно, разрабатываемая теория землетрясений должна учитывать прежде всего особенности геологического строения ЗК, историю тектонического развития не только в прошлом, но и в настоящее время и, наконец она должна быть в состоянии объяснить предвестники землетрясений различной физической природы. В этом направлении нами делаются попытки построения общей теории возникновения землетрясений [166, 168, 170, 173]. Разрабатывается она применительно к геодинамическим условиям, характерным для ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена.

6. 2. Где и почему возникают землетрясения?

На основе имеющихся геолого-геофизических материалов по Казахстану и Средней Азии можно утверждать, что землетрясения возникают в пределах структурных элементов, которые сформировались в новейший этап тектогенеза (см. главы 2, 4, 5). Землетрясение нами рассматривается как результат разрыва или нарушения «сплошности» пород (в результате сдвига по трещинам, зонам ослабления, контактирования, напластования и т. д.), как результат быстрых процессов или явлений трещинообразования в связи с создавшимися в недрах Земли новыми термодинамически-

ми условиями. В качестве энергетического источника при таких «мгновенных перестройках» выступают как внутренние, так и внешние источники сил. На основе предложенных в предыдущих разделах моделей современного корообразования, геодинамической и дислокационной моделей ЗК ниже приводится модель возникновения землетрясений.

В нашей модели корообразования современные тектонические движения связываются не только с процессами эволюции вещественного состава верхней мантии и ЗК и теплового расширения объема (процессы термоупругого расширения и сжатия) ЗК, но и с изменением конфигурации Земли в связи с воздействием космических факторов. При этом ареной зарождения и развития процессов, обуславливающих высокую современную тектоническую активность, считаются слои пониженных скоростей в ЗК и зон разрывных нарушений, т. е. дислокационные зоны. Именно в этих зонах и вблизи них происходят процессы структурно-вещественного преобразования геологических неоднородностей (см. главу 5). В зонах со значительно возросшим градиентом температуры (зоны метаморфизующихся толщ) возникают сверхвысокие давления за счет новообразования газовых фаз при метаморфических реакциях («эффект автоклава», «эффект цоколя» [71]). Давления могут достигать 5—6 кбар [64]. Взаимодействие ЗК и дислокационных зон в ней проявляется в виде «возмущений», приводящих к поднятию блоков или других структурных элементов вверх. «Всплывание» и перемещение структурных элементов ЗК — основа тектонических движений и современных сейсмических процессов.

Относительные перемещения блоков и дегазация литосферы совершаются вдоль разрывных нарушений, зон разломов. «Высокая степень „дефектности“ пород в таких зонах обуславливает их аномальную проницаемость даже на больших глубинах, когда миграция осуществляется через весь объем породы» [197, с. 64]. На территории Средней Азии и Казахстана наибольшей степенью «дефектности» характеризуются ЗК и верхняя мантия вблизи критической параллели 35° . Здесь, в области максимальной концентрации напряжений, связанных с изменением скорости вращения Земли вокруг своей оси, происходит дальнейшее разрушение «родоначальных» и формирование новых структурных элементов. Иными словами, формируется «пояс или система разрывных нарушений», в литосфере которой наиболее проявлена и субгоризонтальная слоистость (см. рис. 36). Практически симметричное распределение сейсмического поля по меридиану и глубин до границы Мохоровичича относительно параллели 35° указывает на общность источника энергии, способствующей активизации сейсмичности в ЗК и в верхней мантии. Природа мантийных и коровых землетрясений, по нашему мнению, единая — это результат срыва, смещения неоднородностей вследствие изменения геодинамической обстановки среды. Такие движения приводят к нарушениям сплошности среды прежде всего в межблоковых и межслой-

ных пространствах. Разрушаются и прилегающие к ним геологические образования. Для того чтобы сдвиги или перемещения между геологическими телами произошли достаточно резко, величины избыточных напряжений должны превышать пределы прочности на сдвиг. Но силы, вызывающие избыточные напряжения в теле Земли, разнообразны (см. главу 3). Разнообразны по физико-механическим характеристикам и горные породы, слагающие ЗК и верхнюю мантию разных регионов. Следовательно, условия, механизмы возникновения разрывных нарушений в зависимости от геологического строения литосферы и природы действующих на нее источников энергии будут изменяться.

Применительно к современной геолого-тектонической обстановке Тянь-Шаньского сейсмогена физические условия и механизм возникновения землетрясений в верхней части (до глубин 15—20 км) ЗК будут существенно отличаться от таковых в ее низах (рис. 50). В низах «базальтового» слоя, где температура достигает 700—1000 °С, породы находятся в состоянии частичного плавления и хрупкого их разрушения не ожидается. Здесь, скорее всего, землетрясения могут возникать вблизи зон смещения блоков (слоев). Расчеты показывают, что величины термоупругих напряжений в основании ЗК достигают 5—7 кбар. Блоки, залегающие в верхней части ЗК, не могут находиться длительное время в стабильном состоянии. Они приходят в движение. При этом скорости движения блоков неодинаковые, так как блоки сложены различными по составу породами. Так, в центральной части Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода (Северо-Тянь-Шаньский, Центрально-Джунгарский мегаблоки) скорость подъема блоков должна быть максимальной, поскольку процесс корообразования здесь наиболее интенсивный. Относительное движение блока как единого тела сопровождается волочением. Когда вызванная им деформация достигает критической величины, на границах блоков и зон разломов образуются разрывы. С этой точки зрения в ЗК, например, Северо-Тянь-Шаньского мегаблока должны преобладать взбросы, взбросо-сдвиги и сдвиги. В те периоды, когда деформация сжатия усиливается внешними факторами, интенсивность дислокационных процессов этого типа возрастает. Все эти явления приводят к формированию новых структур, крупных разрывов и т. д. Следовательно, возникающие на больших глубинах землетрясения должны иметь высокую магнитуду. В зонах трения температура пород при этих процессах повышается. Как указывает Йодер [126], при скорости деформации порядка 10^{-14} с⁻¹ температура может приближаться к точке плавления минералов.

Таким образом, перемещение блоков или слоев по плоскостям «скольжения» — одна из главных причин разрушения пород и, следовательно, крупных землетрясений.

Принципиально важным при решении проблемы современных движений и землетрясений является вопрос о свойствах разломов. Какие разломы доминируют в ЗК (вертикальные, наклонные), по

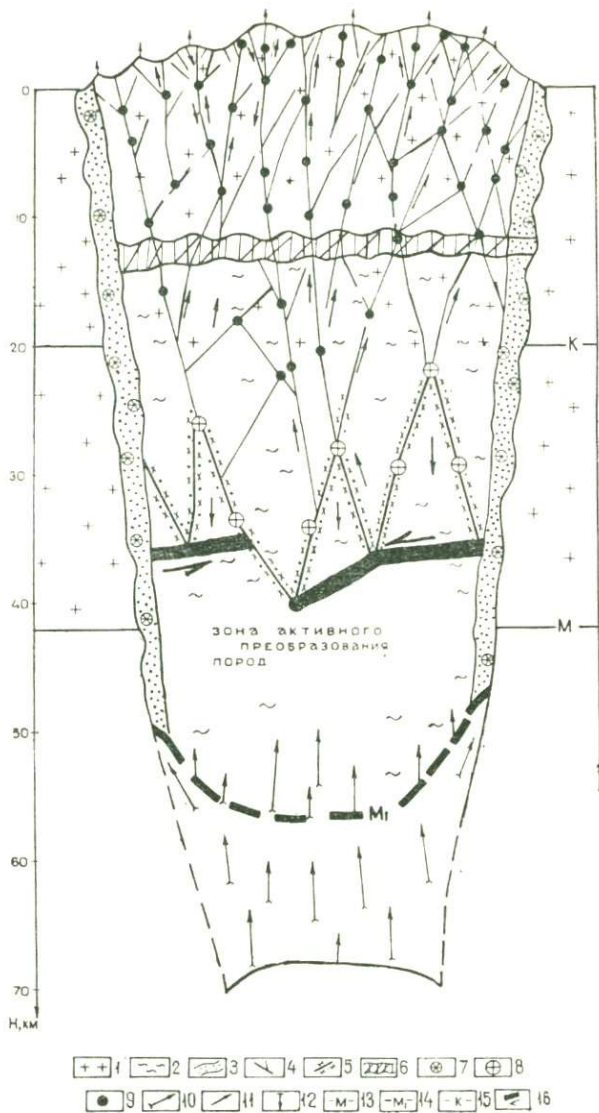


Рис. 50. Модель образования «очагов» землетрясений в земной коре: 1, 2 — состояние пород (1 — хрупкое, 2 — пластическое); 3 — зона глубинного разлома; 4 — разрывные нарушения, разломы; 5 — разломы, вдоль которых происходят оседания, опускания блоков; 6 — зона, выше которой глубинные пары могут переходить в жидкость (изотермическая поверхность); 7—12 — к механизму возникновения землетрясений: 7 — в зонах разломов при перемещении вверх блока, 8 — в зонах ослабления прочности пород (опускание, оседание, обрушение), 9 — раскрытие старых разрывов, трещинообразование, 10 — области разгрузки глубинных флюидов, 11 и 12 — направления относительного перемещения пород; 13, 14 — положения границы М до (13) и после (14) переработки; 15 — граница Конрада; 16 — направления перемещения блоков

каким причинам они возникают (сверху вниз, снизу вверх и т. д.), к каким из них были приурочены гипоцентры и т. д.? Исходя из имеющихся геофизических материалов по глубине проникновения разломы можно разделить на мантийные (заходящие в подкоровый слой), «базальтовые» и «гранитные» (см. главу 2). Выделяются разрывы, нарушения, локализующиеся в верхней части «гранитного» слоя. Вопросы об условиях, механизме зарождения разломов в мантии и ЗК детально обсуждены в литературе и здесь рассматриваться не будут. При термодинамических условиях, характерных для ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, и геодинамических процессах, происходящих в настоящее время на границе земная кора — подкоровый слой, зарождение и проникновение разломов следует ожидать не только снизу вверх но и сверху вниз (см. главу 5). Тектонически «активна» верхняя часть ЗК, она воздействует на среднюю и нижнюю ее части и обуславливает их движения и деформацию. Проникая в кору, они усиливают внутриземные процессы и в итоге возникают значительные по амплитуде нарушения.

Наиболее благоприятны для перемещений блоков разломы и их зоны, дренирующие в мантию. При прочих равных условиях блоки быстрее придут в движение по глубинным разломам, так как присутствие в них термальных флюидов и их дренаж ослабляют прочность пород. При наложении внешней нагрузки скорости миграции флюидов возрастают, что также ведет к повышению трещиноватости, росту объема среды.

По мере расширения объема пород, например, у основания ЗК избыточное напряжение падает. Снижение давления в области частичного плавления сопровождается потерей гравитационной устойчивости. Создающаяся обстановка ускоряет процесс оседания, опускания залегающих выше пород. Образующиеся в низах ЗК трещины могут развиваться снизу вверх, а землетрясения сопровождаться звуковыми явлениями (гул, шум и т. д.).

Между подвижными зонами (генераторы сильных землетрясений) располагаются мегаблоки, которые подразделяются на структуры более высших порядков. Безусловно, ЗК этих структур также подвержена тектоническим движениям, под воздействием которых происходят деформации, разрушения. Однако в верхних горизонтах, где преобладают хрупкие деформации, возникают трещины, повышается свободный объем, что способствует накоплению флюидов и формированию гидротермальных систем [197]. Присутствие флюидов ослабляет прочность пород. При этом флюиды в верхних горизонтах ЗК находятся в жидком состоянии (температура на глубине 10—14 км достигает 370—400 °С). При наложении внешней нагрузки скорость миграции флюидов возрастает, что приводит к уменьшению прочности пород, к облегчению перемещения блоков, сопровождаемого разрывами, трещинообразованием.

В верхних горизонтах коры на деформации, вызванные глубинными источниками («сводообразование», «вспучивание»), накла-

дываются добавочные деформации, которые обусловлены неоднородностями строения, экзогенными факторами и т. д. Величины таких избыточных напряжений достигают 1—1,5 кбар (см. главу 3). В отличие от глубинных источников интенсивность и направление действия внешних сил непостоянны, изменяются во времени. При определенных соотношениях между избыточными напряжениями, обусловленными суммарным воздействием эндо- и экзогенных факторов, в движение приходят блоки и другие структурные элементы. Возникает благоприятная обстановка для раскрытия микро- и макротрещин, для образования новых, для ослабления связи между контактами, прослойками пород. Очевидно, это произойдет в первую очередь в зонах разломов, где породы в какой-то мере «подготовлены» предыдущими тектоническими процессами к разрушению, где они раздроблены, катаклазированы и в результате нарушения сплошности понижены их коэффициенты трения и прочности на сдвиг, на разрыв.

При воздействии избыточного давления быстрее начинают перемещаться те части блоков и слоев, которые наиболее слабо сцементированы. Перемещение частей ЗК продолжается до тех пор, пока не будет достигнут предел прочности пород на сдвиг. Чаще всего по трещинам сбросов, взбросов и сдвигов происходит разрыв, что приводит к землетрясениям.

Поскольку число факторов, способных вызвать в теле Земли избыточные напряжения, по мере приближения к ее поверхности растет, в верхних горизонтах (глубины 0—15 км) количество землетрясений будет максимальным. Периоды активизации сейсмичности контролируются периодичностью изменения внешних сил.

Итак, в разрабатываемой общей теории землетрясений (объединяющей достижения геологии, геофизики, гидрогеохимии, геодезии, современной космологии) принципиальной основой их возникновения считается современный дислокационный процесс (см. главу 5).

Масштабы относительных перемещений блоков по вновь образовавшимся или ожившим старым разломам и определяют новейший (современный) структурный план земной поверхности. В юго-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена выделяются блоки преобладающих поднятий, преобладающих опусканий, относительно устойчивые и зоны дифференцированных движений [185]. Вдоль последних зон наблюдаются наибольшие амплитуды разнонаправленных перемещений эпигерцинской поверхности выравнивания. В таких зонах и в их окрестностях формируются «очаги» землетрясений, они и являются зонами современной дислокации и, следовательно, сейсмогенными (сейсмогенерирующими). Между сейсмогенными зонами располагаются относительно устойчивые блоки, мегаблоки (например, Нарынский, Каройский и др.), в пределах которых сильных землетрясений не происходит.

6.3. Когда возникают землетрясения?

Эндогенные силы вовлекают в поднятие огромную территорию, занятую, в частности, Северо-Тянь-Шаньским, Каройским, Центрально-Джунгарским и другими мегаблоками. По нашим представлениям, современные колебательные движения блоков ЗК обусловлены космическими факторами (см. главу 4). Вследствие воздействия внешних сил Земля в целом и ее отдельные части деформируются, в теле Земли возникают дополнительные напряжения. Принципиально важным является то, что величины и моменты возникновения вызванных космическими факторами сил довольно надежно вычисляются. Следовательно, могут быть намечены периоды повышения или понижения степени активизации Земли и, как следствие, время ускорения подъема или опускания блоков в ЗК. Очевидно, в объемной деформации Земли в целом первостепенную роль должны играть длиннопериодические волны [166]. По теории приливов к ним относятся волны с периодами: неделя, 2 недели, 1 месяц, 1 год (см. главу 3). Длиннопериодические приливообразующие силы вызывают наибольшую амплитуду колебаний поверхности Земли на экваторе, вдвое меньшую — на полюсах и нулевые приливы на географических широтах $\pm 35,3^\circ$. Приливы на полюсах, экваторе и широтах $\pm 35^\circ$ имеют соответственно периоды 18,6 лет, 1,0 и 0,5 года, 1 месяц и 2 недели (периодически изменяются сжатие Земли, ее полярный момент инерции и угловая скорость вращения). Сложная деформация в теле Земли возбуждается суточными и полусуточными волнами приливообразующих сил, а также атмосферными процессами.

Сейсмичность ЗК повышается при благоприятном сочетании внутренних и внешних условий. В тех случаях, когда роль внешних источников сведена к минимуму, время релаксации избыточного напряжения в зонах сдвига (перемещения) можно в первом приближении оценить как $\tau = \eta/\mu$ [18]. Коэффициент вязкости η в сейсмогенных зонах составляет 10^{19} — 10^{21} пуаз. Модуль сдвига μ для «гранитного» слоя Северо-Тянь-Шаньского мегаблока равен $3,8 \cdot 10^{11}$ г/см \cdot с 2 (см. главу 2). При таких параметрах τ не превышает 100 лет. В зонах разломов, где присутствуют флюиды, величина η будет на один-два порядка ниже, чем эффективная вязкость «гранитного» слоя. Дело в том, что временное сопротивление сжатию падает в два-три раза с увеличением влажности до 30%. Естественно ожидать, что смещение блоков происходит по разломам, где сопротивление сдвигу низко (см. главу 5). Скорость деформации пород ЗК Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, судя по приращению ее мощности ($2 \cdot 10^{-16}$ с $^{-1}$) или изменению гравитационного поля ($3,2 \cdot 10^{-16}$ с $^{-1}$) была невысока (см. главу 4). Для поддержания скорости деформации порядка $2 \cdot 10^{-16}$ с $^{-1}$ необходимо напряжение, равное $2,4 \cdot 10^5$ дин/см 2 . Этот порядок напряжений сопоставим с тем напряжением, которое потребовалось для изменения радиуса Земли на 25 см в конце XIX в. (см. главу 3).

Таким образом, в сейсмогенных зонах относительно сильные толчки могут следовать один за другим с интервалами 80—100 лет. Но, как уже неоднократно отмечалось, формирование ЗК и ее дальнейшее развитие происходит в условиях непрекращающегося влияния на Землю внешних (космических) факторов. При смене их знака Земля в целом и ее отдельные структурные элементы перестраиваются, приспособляясь к возникшим условиям. В этом отношении ЗК можно рассматривать как колебательную систему. Периоды колебания поверхности Земли подчинены тем силам, которые их вызывают. Факторы внешней среды сами по себе не могут вызвать перемещения блоков или других частей ЗК на большие расстояния. Так называемый процесс «астрономической накачки» обуславливает равновесие на земной поверхности, он раскачивает геологические тела, задает им ритм; космические источники энергии обеспечивают смещение и торможение блоков (создают инерционные волны). В результате в ЗК образуются геофизические неоднородности. При этом внешние силы отличаются строгой направленностью и периодичностью.

В период развития деформации растяжения верхняя часть ЗК охватывается растягивающими напряжениями, при деформации сжатия преобладают сжимающие напряжения. Они приводят к усилению различия в напряженности между отдельными структурными элементами ЗК. Возникают благоприятные условия для раскрытия микро- и макротрещин, для образования новых трещин. В результате происходят усталостные разрушения. На этой стадии движений блоков, например, роль приливов и прецессионных сил велика [105, 166]. Расчеты, выполненные А. И. Елькиным [105], показывают, что «луно-солнечные приливы управляют долговечностью или временем жизни соединений или цельности блоков, т. е. временем подготовки землетрясений» (с. 6). Ввиду воздействия внешних сил, ускоряющих дифференциальное движение блоков, землетрясение может произойти значительно раньше, чем оно возникло бы только под влиянием эндогенных источников. Отсюда понятна физическая сущность экспериментально установленной связи между космическими факторами и сейсмическими событиями в ЗК (см. главу 3). Космические факторы сами по себе больших напряжений в теле Земли не вызывают (амплитуда приливных деформаций оценивается около $0,5 \cdot 10^{-7}$). Но порожденные ими напряжения, накладываясь на напряжения, обусловленные эндогенным источником (в создании их космические факторы тоже «принимают участие»), ускоряют процесс сдвига, относительного перемещения пород. Ослаблению прочности пород на сдвиг, на разрушение способствуют термореактивные флюиды, поступающие также под воздействием внешних сил в флюидоподводящие каналы.

По предлагаемой нами концепции сильные землетрясения в ЗК возникают в дислокационных зонах и прилегающих к ним блоках. Блоки приводятся в движение внешними и внутренними силами.

Движущая и тормозящая силы направлены друг против друга. Когда величина движущей силы превышает предел прочности, предел сцепления или соединения блоков или других частей ЗК, происходят скачкообразные их перемещения либо раздавливание, разрушение «мягкого» включения между блоками, либо открытие и образование новых трещин. Последствием таких процессов и являются сейсмические волны, вызывающие на поверхности Земли колебания пород — землетрясение. После того как ЗК сбрасывает некоторую часть избыточного напряжения, наступает период относительного покоя («сейсмическое затишье»). Он продлится до тех пор, пока в результате взаимодействия планет Луна — Земля — Солнце в ЗК (и в верхней мантии) не образуется новая «порция» избыточного давления, и затем процесс сейсмической активизации коры возобновляется.

6. 4. Генетическая классификация землетрясений

Приведенные материалы и результаты теоретических исследований показывают, что способов образования землетрясений чрезвычайно много. В зависимости от внешних и внутренних условий в разных тектонических зонах формируются различной магнитуды землетрясения. Попытки прогнозирования их пока не увенчались успехом. Одной из главных причин этого является недостаточная изученность генезиса землетрясения. Когда речь идет о прогнозировании какого-то явления, следует отчетливо представлять себе его генетическую сторону. Отсюда возникает необходимость создания классификации землетрясений.

В основу генетической классификации землетрясений нами положены механические способы деформации (динамические, кинематические) разрушения горных пород. Выделяются три способа деформации разрушения в связи с растяжением, сжатием и оседанием (опусканием) горных пород.

Согласно нашей идее современного корообразования, гипоцентры землетрясения могут быть сосредоточены в любой части ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена. Однако величины выделяющейся при этом энергии будут различными.

Наиболее сильные (из-за структурообразующих движений) землетрясения следует ожидать в окрестностях дислокационных зон, где происходят перемещения (сдвиг, взброс, взбросо-сдвиг, надвиг) блоков и слоев. Главный механизм деформации разрушения пород включает волочение, отрыв и разнесение их на некоторое расстояние. Землетрясения этого типа могут возникнуть на любой глубине.

Как отмечено в предыдущих разделах, в верхней части коры Тянь-Шаньского сейсмогена должны преобладать сжимающие усилия (механизм сводообразования, выталкивания вверх блоков). Создаваемые ими напряжения в совокупности с внешними силами, изменяя межпластовое, межпрослойное и межблоковое расстояния,

способствуют появлению разрывов и трещин (сброс, сбросо-сдвиг, надвиг). Процессы разрушения, раскола максимально концентрируются вдоль ослабленных зон, в пределах зон разломов и разрывных нарушений. Землетрясения этого типа могут зародиться главным образом в верхней части ЗК, где породы наиболее хрупкие. В низах же коры, где продолжительность действия сил велика, их может вызвать пластическая деформация.

При преобладании в ЗК деформации сжатия основной причиной землетрясений могут быть подвижки блоков (взбросы, сдвиги и т. д.) или других структурных единиц по разломам, межблоковым и другим плоскостям. Этого типа землетрясения могут возникать на любой глубине ЗК.

При тех высоких температурах, которые наблюдаются у основания ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена, неизбежны преобразования вещественного состава пород. Относительно быстрее такие процессы могут происходить в зонах разломов, где породы имеют низкую теплопроводность. Низкая теплопроводность должна способствовать накоплению тепла в этих зонах, что вызывает частичное плавление. Плавление снижает прочность сцепления пород. Создавшаяся обстановка может завершиться оседанием, опусканием вниз геологического тела (блока и т. д.).

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

Особенности строения, структуры и условий современного формирования ЗК (литосферы) сейсмопояса и соотношения эндо- и экзогенных сил, действующих на его структурные элементы, определяют особенности возникновения «очагов» землетрясений и их предвестников.

7.1. Возникновение землетрясений и формирование предвестников при сжатии структурных элементов земной коры

При преобладании в земной коре напряжения сжатия разрывные деформации образуются из-за перемещения (на макроуровне) структурных единиц (блоки, мегаблоки, тела и т. д.) по плоскостям скольжения (разломы, плоскости контактирования и напластования, межзерновые плоскости и т. д.). Механический способ формирования магистрального разрыва — скольжение, скальвание, течение вещества и др.

До происхождения основного толчка (до появления магистральной трещины) и до разрядки можно выделить условно четыре этапа (рис. 51). На I этапе — начальном — отдельные блоки или другие структурные элементы приведены в состояние возбуждения (остаточные напряжения); породы пребывают в напряженном состоянии, существуют тектонические зоны, по ним идет дренаж флюидов и т. д. На такие тела накладываются внешние избыточные напряжения (II этап). В результате повышается скорость сжатия пород, блоки сближаются друг с другом и возрастает скорость деформации пород. Наиболее интенсивно деформация сжатия проявляется в зонах, где породы раздроблены, трещиноваты, подвержены катаклазу и т. д. Развиваются трещины сплющивания, скальвания и отрыва.

При дальнейшем росте воздействия внешних источников важную роль играют элементы падения и простираания плоскостей «скольжения». Если плоскость раздела между блоками вертикаль-

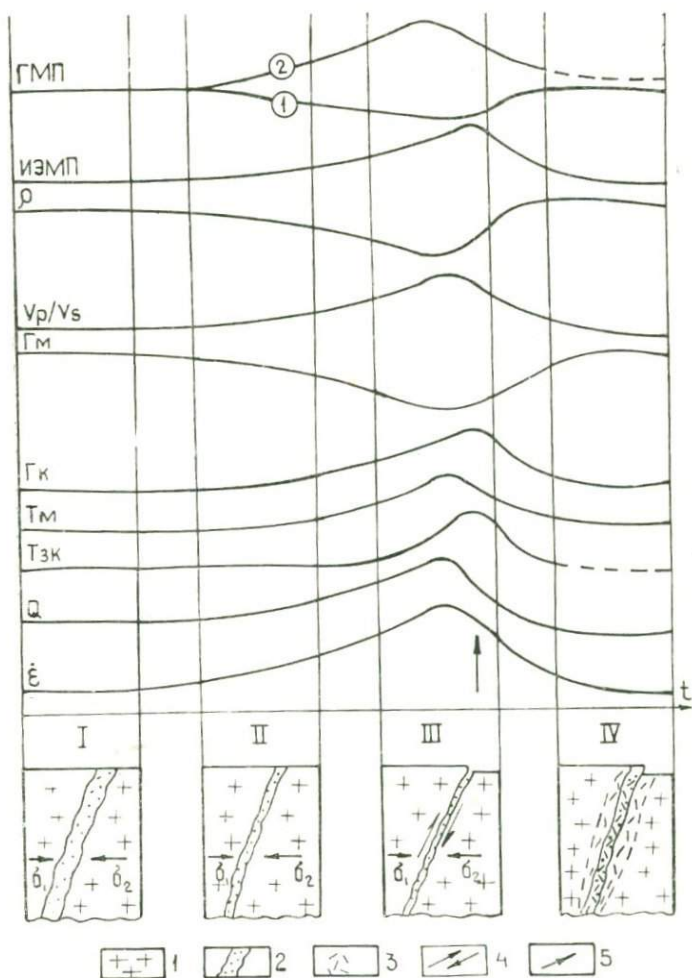


Рис. 51. Модель возникновения землетрясений при сжатии горных пород и формировании предвестников. Обозначения: σ_1 и σ_2 — напряжения, t — время, Q , T — расход и температура подземных вод, $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации, $\Gamma_{зк}$ и $\Gamma_{ю}$ — коровые и глубинные (ювенильные) гидрогеодинамические предвестники, V_p/V_s — отношение скоростей сейсмических волн, ρ — электросопротивление пород, $ЗТ$ — земные токи, ИЭП — импульсное электрическое поле, ГМП — геомагнитное поле в результате уплотнения каркаса (1) и электрокинетических явлений (2). 1 — горные породы; 2 — разлом; 3 — трещины; 4 — направления действия перемещения; 5 — момент возникновения землетрясения. Стрелка — момент возникновения землетрясений

на, потребуются достаточно высокие напряжения (выше предела прочности на разрушение), чтобы разрушить породы. Вероятность возникновения землетрясения при таком механизме разрушения невелика. Но в земной коре преобладают разрывные нарушения, углы наклонов к горизонту которых существенно отличаются от 90° . Очевидно, при наклонном залегании плоскостей скольжения в земной коре по мере роста сжатия (см. рис. 51) отдельные тела (блоки, мегаблоки и т. д.) могут перемещаться относительно друг друга (III этап). Подвижка или перемещение (сдвиг) тел происходит не плавно, а скачкообразно, поскольку перемещающиеся тела сложены разнородными по составу и, следовательно, различными по прочностным свойствам породами. Критические напряжения, достаточные для разрушения сил сцепления, достигаются неодновременно и неповсеместно. Наиболее быстро разрываются при прочих равных условиях те минеральные соединения, которые обогащены флюидами. Как известно, флюиды уменьшают прочность пород [175]. Для разъединения находящихся в контакте, например, кристаллов кварца и полевого шпата необходимо усилие не более 60—100 бар [126]. Скачкообразное перемещение или движение блоков по разлому будет продолжаться до тех пор, пока не сформируется «магистральный разрыв» — дислокация, сопровождающаяся при достаточно интенсивных напряжениях появлением новых структур (сброс, взброс, сдвиг и т. д.). Этот процесс завершится разрядкой избыточного напряжения, после чего геологические образования начнут «приспосабливаться» к новым термодинамическим условиям, возникшим в земной коре (IV этап). Наступает так называемое сейсмическое затишье.

По предлагаемой модели возникновения землетрясений может быть объяснено поведение многих геофизических, гидрогеохимических, гидрогеодинамических, наклономерно-деформографических и других параметров и физических полей.

Гидрогеодинамические и гидрогеохимические предвестники. Сжатие, повышая напряжение в дислокационных зонах, совершает определенную работу. Прежде всего при этом закрываются трещины и тормозится движение глубинных флюидов. Следовательно, объем ювенильных растворов и газов накануне возникновения землетрясения может резко уменьшиться. Однако, накапливаясь в более глубоких частях земной коры и верхней мантии, глубинные флюиды создают избыточные локальные напряжения, которые способствуют развитию деформации расширения, что может привести к ускорению перемещения залегающих выше горных пород. При благоприятных условиях такие флюиды, накопившиеся в достаточном объеме в недрах Земли, в момент землетрясения или после него будут выбрасываться на земную поверхность в виде струй газов, жидкостей и т. д.

Под действием сжимающих напряжений из дислокационных зон происходит отток жидкостей, освобождается поровое пространство. Речь идет о жидкостях, имеющих «близкоповерхностное» происхож-

дение. Изменение объема складывается из изменения порового пространства и уплотнения каркаса. Закрытие или уменьшение пористости, трещин в породах высвобождает в окружающую среду растворы. Так, например, уменьшение пористости интрузивных пород лишь на 1 % высвобождает около 10 млн. м³ раствора на 1 км³ вещества [271]. Однако «по мере сужения межслоистого, межзернового и др. пространства проницаемость уменьшается настолько, что дальнейшее течение жидкостей становится невозможным» [271, с. 80]. Таким образом, к концу III этапа объем жидкостей и газов в зонах разломов начнет уменьшаться (см. рис. 51). Дальнейшее увеличение внешнего давления приводит к упрочнению породы. Компактность пористой среды возрастает «за счет микроподвижек зерен породы относительно друг друга, их поворотов и проскальзывания и др. Постепенное сцепление между зернами возрастает и делает невозможными их взаимное перемещение... и ...уплотнение развивается уже в основном за счет деформации хрупкого разрушения» [271, с. 80].

Дальнейшее уплотнение (по достижении максимально возможной прочности) сопровождается химическими преобразованиями (растворение цементующего вещества, минералов, выделение газов и т. д.), растрескиванием и разрушением минералов, появлением мелких осколков и т. д. В зонах трения, дробления происходит повышение температуры не только растворов, но и вмещающих пород (эффект трения). Нагретые растворы (высокотемпературная составляющая флюидов), проходя через породы, растворяют минеральные вещества и выносят их к областям разгрузок. По продуктам растворения можно восстановить состав «первичных» пород и тем самым определить место будущего разрыва (очага). Изменяется химический состав газов и жидкостей.

Итак, накануне сильного землетрясения (образование макро-разрыва, дислокации) приток ювенильных и подземных флюидов, жидкостей в области их разгрузки резко уменьшается. Температура среды, например, может возрасти и к моменту возникновения основного толчка достигнуть максимума (см. рис. 51). Проницаемость и пористость пород, из которых выжаты флюиды, стремятся к минимуму.

Изменением флюидного режима в земной коре объясняется поведение ряда геофизических параметров накануне землетрясения (см. ниже). Прежде чем переходить к обсуждению этого вопроса, отметим следующее. Избыточными усилиями, как было показано выше, флюиды выжимаются через современные активные разломы. Наличие обильных трещин, дизъюнктивных нарушений создает благоприятные предпосылки для узкой локализации потока разгрузки. По мнению Пэка [271], менее энергоемкий способ достичь конечной области разгрузки — не вертикальное просачивание растворов, а локальная их миграция по проницаемым пластам, тектоническим швам. Флюиды при этом свободно преодолевают гидростатическое давление. Следовательно, в проницаемых зонах

существуют вертикальные градиенты избыточного давления. Величины их превышают 60—100 бар [250].

В целом по характеру или механизму сжатия породы можно выделить три этапа формирования гидрогеологических и гидрогеодинамических предвестников (см. рис. 51). На I стадии развивается механизм отжима растворов, жидкостей из зон разломов, скорость выделения и отжима жидкостей со временем растет. На этой стадии крупных сейсмических событий не ожидается, так как деформируются «мягкие» включения.

Представления о характере изменения гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников при сжатии пород дают материалы, полученные во время экспериментального взрыва МАССА [251]. Упругие колебания вызвали нарушение равновесия между спонтанными и растворенными газами в воде в сторону увеличения первых в скважине 14 (участок Чушкалы, расположенный в 22 км от пункта взрыва). В течение 15—20 мин произошло резкое увеличение радона с 70 до 90 эман, а в последующие 1,5 ч — до 95 эман. Стабилизация радона на первоначальном фоновом уровне 70 эман произошла через сутки. Концентрация гелия здесь в первые 15—20 мин с $6 \cdot 10^{-3}$ мг/л упала до $0,8 \cdot 10^{-3}$ мг/л, а затем увеличилась до $7,5 \cdot 10^{-3}$ мг/л и через 24 ч после взрыва возвратилась к фоновым значениям. Скважина 14 расположена в зоне Алтынэмельского разлома. Приуроченность указанных водопунктов к тектоническим нарушениям, по-видимому, и обусловила контрастность гидрогеодинамических аномалий. Повышение дебита в наблюдаемых скважинах происходило вследствие подтока глубинных вод. Рост концентрации сульфатного иона, рН и одновременное понижение окислительно-восстановительного потенциала по скважине 14 указывают на увеличение притока вод восстановительной обстановки. Это щелочные воды, в которых главные ионообразующие элементы и кремнистая кислота имеют тенденцию к резкому кратковременному росту. Аналогично вели себя термальные воды в районе Медео (скв. 33). Здесь наблюдались аномалии в изменении рН, но с суточным опозданием времени вступления и более продолжительным периодом. Как показали результаты эксперимента, изменение геохимического состава исследуемых вод отмечалось в скважинах, родниках, находящихся в зоне действия региональных разломов.

Вернемся к описанию модели формирования гидрогеохимических предвестников. В дальнейшем (к концу I этапа) вступает в силу механизм «перекрытия» трещин, микротрещин, сокращения объема пор. На первой стадии объем выделенной из пород жидкости уменьшается. Минимальна их роль и на стадии уплотнения или упрочнения пород, когда при достаточно высоких избыточных напряжениях происходит скольжение и перемещение отдельных тел. На заключительном этапе разрушаются силы сцепления между минералами, породами, пластами и т. д., т. е. происходит образование трещин сдвига — магистральный разрыв. Завершают-

ся такие процессы разгрузкой накопленных напряжений, после чего горные породы «приспосабливаются» к возникшим в земной коре новым термодинамическим условиям.

Таким образом, на стадии формирования аномалии в скоростях движения подземных флюидов и в их температурах нет оснований ожидать сильного землетрясения. Оно может возникнуть после смены знаков (инверсии) на кривых их временного хода, если величины напряжения будут для этого достаточными.

Геофизические предвестники. Геофизика изучает физические поля, отражающие воздействие окружающей среды на геологические объекты. Последние становятся источником излучения или возбуждения дополнительного физического поля при изменении физических свойств и состава слагающих их пород механическим, тепловым или другим видом воздействия. Геологические объекты в земной коре, например, Тянь-Шаньского сейсмогена находятся в сложнапряженном состоянии (см. главу 3), которое изменяется со временем. Следовательно, с изменением физического, с одной стороны, и флюидного (гидрогеологического, гидрогеохимического) — с другой, состояния пород, физические свойства и наблюдаемые над объектами физические поля будут колебаться. Но степень, характер вариаций геофизических параметров на разных стадиях напряженного состояния будут различными.

По природе изучаемых физических полей и свойств пород геофизические предвестники подразделяются на сейсмические, геомагнитные, электромагнитные, геоэлектрические, гравитационные и другие.

Сейсмические предвестники. Непрерывно накапливается материал, свидетельствующий о временном изменении накануне сейсмического события скоростей распространения упругих волн в горных породах, сейсмического режима (активность, угол наклона графика повторяемости), кинематических и динамических параметров сейсмических колебаний (отношение амплитуд поперечных и продольных сейсмических волн, изменение их спектрального состава и др.) и т. д. (см. главу 5). В последнее время появилось много сообщений о так называемом «сейсмическом затишьи» или об «эффекте» значительного спада сейсмической активности за некоторый промежуток времени, предшествующий сильному землетрясению (см. главу 4). Придерживаясь того положения, что изменения динамических, кинематических и других параметров сейсмических волн, проходящих через любое геологическое тело или любой геологический объект, при прочих равных условиях вызываются изменением физических свойств пород, рассмотрим качественный характер изменения скоростей V_p и V_s , а также их отношения накануне сильных коровых землетрясений. При этом будем исходить из физической сущности тех процессов, которые «заложены» в основу разрабатываемой модели (см. рис. 51).

Скорости V_p и V_s вычисляются как отношение длины пути l

соответствующей волны ко времени пробега этого пути $t:V_p=lt_p^{-1}$, $V_s=lt_s^{-1}$. В этих формулах под длиной пробега волны будем понимать ширину дислокационной зоны, которая наиболее подвержена сжатию. По мере увеличения избыточного давления в этих зонах происходят сокращения расстояния между боковыми поверхностями (закрытие трещин, пористости, сближение прослоек и т. д.) и отжим растворов, содержащихся в пористом пространстве и дренирующих по трещинам. По мере повышения давления скорости V_p и V_s в породах возрастают. При этом увеличивается и отношение V_p/V_s (табл. 17).

Таблица 17. Изменение скоростей V_p и V_s и величины отношения $K=V_p/V_s$ для горных пород при высоких давлениях

Порода	Параметр	Давление, кг/см ²				Лит. ссылка
		1	500	1000	2000	
Эклогит	V_p	6,17	7,04	7,23	7,42	[165]
	V_s	3,77	3,85	3,87	3,92	
	K	1,64	1,82	1,85	1,89	
Вебстерит	V_p	6,11	6,44	6,46	6,48	[165]
	V_s	3,91	4,01	4,07	4,08	
	K	1,55	1,61	1,59	1,59	
Амфиболит	V_p	6,74	7,00	7,06	7,23	[165]
	V_s	3,80	3,81	3,89	3,94	
	K	1,77	1,82	1,81	1,83	
Гнейс	V_p	5,45	6,58	6,68	6,83	[165]
	V_s	3,31	3,40	3,48	3,55	
	K	1,64	1,94	1,92	1,92	
Сланец	V_p	4,86	5,78	5,85	5,90	[165]
	V_s	3,01	3,05	3,08	3,12	
	K	1,61	1,90	1,90	1,93	
Гранит, Уэстерли	V_p	4,10	5,63	5,84	5,97	[312]
	V_s	2,77	3,27	3,36	3,44	
	K	1,48	1,72	1,74	1,74	
Гранит, Рокпорт	V_p	5,00	5,96	6,18	6,29	[312]
	V_s	3,07	3,47	3,54	3,61	
	K	1,63	1,72	1,74	1,74	
Кварцевый монзонит, Портервилл	V_p	5,10	—	5,95	6,07	[312]
	V_s	3,16	3,55	3,63	3,71	
	K	1,61	—	1,64	1,64	
Серпентинит, Калифорния	V_p	5,80	—	6,02	6,08	[312]
	V_s	3,12	3,17	3,18	3,20	
	K	1,86	—	1,89	1,90	

Поведение скоростей V_p и V_s при выжимании жидкостей и газов из пористого пространства при сжатии пород различно. Поскольку в свободных газах и жидкостях поперечные волны отсутствуют, то скорость V_p по мере удаления из пород жидкостей не претерпевает существенных изменений.

Во влажной породе, находящейся под давлением, время прохождения продольной волны складывается из времени прохождения

ния волны в твердой и жидкой фазах: $V_p = \frac{l}{t_T + t_{ж}}$, где l — длина; t_T и $t_{ж}$ — время прохождения волны в твердом теле и жидкости. Под воздействием давления объем жидкости (или толщина слоя) сокращается. Следовательно, $t_{ж}$ при достаточно высоком давлении стремится к нулю, что сопровождается повышением скорости V_p в породе. Возрастание скорости V_p и, следовательно, отношения V_p/V_s может фиксироваться до начала скачкообразного смещения геологических объектов (см. рис. 51, стадия III). Возникновение трещин в породах, их относительное перемещение и т. д. приведут к резкому уменьшению скоростей V_p и V_s . На этой стадии деформирования породы, кроме того, величины скоростей V_p и V_s в породах могут уменьшиться из-за возросшей в зонах трения температуры.

Скачкообразные движения или перемещения отдельных частей блоков или мегаблоков, происходящие на фоне направленного их скольжения по разлому (плоскостям скольжения), сопровождаются излучением сейсмических импульсов — роением слабых землетрясений, форшоками. Росту числа слабых землетрясений способствует наличие «шероховатостей» на боковых поверхностях движущихся тел, «мягкие включения» в разломах и т. д.

Геоэлектрические предвестники. При деформации пород существенно изменяется их структура: закрываются трещины, сокращается поровое пространство, а также происходит изменение флюидного режима в зонах разломов и т. д. Физико-химические процессы, протекающие в флюидоподводящих системах и прилегающих к ним породах, сопровождаются изменением электрических свойств горных пород. Показателем (индикатором) изменения напряженного состояния в земной коре, состава и состояния пород и подземных вод могут служить вариации удельного электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости, естественной и вызванной поляризации, пьезоэлектрического эффекта и т. д.

Диэлектрическая проницаемость является мерой электрической поляризации в электрическом поле, а электропроводность — мерой тока проводимости. В естественных условиях залегания пород удельное электросопротивление и диэлектрическая проницаемость зависят от количества и состава жидкостей, которыми породы насыщены, и от термобарических условий, в которых породы в земной коре находятся.

Согласно обсуждаемой в этом разделе модели подготовки землетрясения, влияние различных фаз, заполняющих поровое пространство пород, на временное изменение электрических свойств пород будет иметь преобладающее значение. Как указывалось выше, под воздействием внешнего давления объем жидкостей, количество растворенных в них веществ, температура жидкостей на начальных стадиях деформирования пород (см. рис. 51, стадия

II и III) возрастают. В результате электросопротивление пород уменьшается в зависимости от скорости, масштаба и глубинности проявления названных процессов.

При дальнейшем развитии деформации разрушения, когда трещины перекрыты, отток флюидов замедлился или прекратился, когда началось уплотнение каркаса и формирование новых трещин, механизм проводимости изменится и электросопротивление начнет расти.

Таким образом, момент возникновения основного толчка (магистрального разрыва) может находиться на восходящей ветви кривой ρ . Характер изменения естественной и вызванной поляризации должен быть аналогичен поведению ρ , так как они взаимосвязаны.

Пьезоэлектрический эффект (электрическая поляризация тел под действием механических напряжений) проявляется в породах, в составе которых имеются пьезоэлектрически активные минералы [257]. Количественно этот эффект определяется как отношение вектора интенсивности поляризации к механическому напряжению. Из породообразующих минералов пьезоэффект хорошо проявлен у кварца и нефелина. Эти минералы широко распространены в породах кислого и щелочного состава. С увеличением температуры величина пьезомодуля уменьшается и при температурах выше 400—600 °C стремится к нулю [257]. Следовательно, специфические свойства пьезоэлектрического эффекта, заключающиеся в возникновении его главным образом в кислых и щелочных породах и в исчезновении при высоких температурах, могут быть использованы при рассмотрении вопроса о месте появления трещин, разрывов. Такие условия в основном характерны для верхней части земной коры.

Геоманнитные предвестники. Исходя из разрабатываемой модели процесса возникновения землетрясения, вариации геомагнитного поля могут возникать главным образом вследствие изменения напряженного состояния магнитоактивных объемов горных пород (деформация сжатия) и механизма протекания электрокинетических явлений в горных породах.

На магнитные параметры вещества оказывают воздействие давление и температура. Представление о приращении намагниченности горных пород при воздействии на них сжимающих напряжений можно получить на основе прямого натурального эксперимента. В этих целях нами исследовалось изменение поля в связи с искусственно вызванным напряженным состоянием во время экспериментального взрыва МАССА 28 ноября 1981 г. [110]. В радиусе до 5—7 км от точки взрыва (взрыв вызвал землетрясение с $K=8,1$) магнитное поле понизилось, при этом величина понижения T на расстоянии 350 м достигла 1,2 нТл. С удалением от центра взрыва сейсмамагнитный эффект уменьшился.

Локальные вариации геомагнитного поля горных пород зафиксированы при заполнении водохранилища Чарвак [2]. Изменения

поля носят обратимый характер: при наложении нагрузки поле уменьшается, а при снятии восстанавливается. Величина приращения поля составляет в среднем 6 нТл на 10 бар, или 0,6 нТл/бар.

Физическая природа обратимых изменений магнитных параметров объясняется структурными изменениями в веществе (перестройка доменных границ, изменение энергии доменов, изменение расстояния между атомами в кристаллической решетке магнитных минералов и т. д.), возникающими под действием напряжений. Поведение магнитных параметров при высоких давлениях более отчетливо проявляется при испытании пород в лабораторных условиях. По этому вопросу накоплен огромный материал. Связь магнитных свойств с давлением изучалась еще в прошлом веке. В 1842 г. Дж. Доуль обнаружил изменение объема ферромагнетика под действием намагничивающего поля (эффект магнитострикции). Позже, в 1865 г., итальянский физик Э. Виллари установил, что магнитные свойства изменяются под действием механических нагрузок.

Исследование магнитной восприимчивости горных пород при статических нагрузках провел С. П. Капица [129]. По слабым и среднемагнитным образцам пород при давлениях 0—2000 кг/см² он изучал процессы накопления и релаксации относительной восприимчивости как по направлению сжатия ($\chi \parallel \sigma$), так и в перпендикулярном направлении ($\chi \perp \sigma$). В области малых давлений ($\sigma < 200$ кг/см²) происходят необратимые явления. При многократном нагружении горной породы изменение χ/χ_0 становится обратимым. Градиент изменения χ/χ_0 определяется коэффициентом
$$\beta = -\frac{1}{\chi_0} \frac{\partial \chi}{\partial \sigma}.$$

Для интрузивных и эффузивных пород (с $\chi = 1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-2}$ СГС) при давлениях вдоль намагничивающего поля ($H \parallel \sigma$) величина β варьировала от $-0,8 \cdot 10^{-4}$ до $-3,3 \cdot 10^{-4}$ см²/кг. Таким образом, в области больших давлений обратимое относительное уменьшение намагниченности составляет 0,01—0,03 % на каждую атмосферу (1 кг/см² = 1,01 · 10⁵ Па) приложенного давления.

Ю. П. Сквородкин и др. [303] при исследовании магнитной восприимчивости магнетита обнаружили, что в области давлений 1—50 кг/см² χ возрастает с градиентом 0,0015 см²/кг. При более высоких давлениях χ понижается. К такому выводу пришли Т. С. Лебедев и Н. Ф. Познанская [195], которые показали, что уменьшение χ от давления выражается в виде $\chi(P) = \chi_0 \frac{1}{1 + \beta P}$, где $\chi(P)$, χ_0 — магнитная восприимчивость при высоком и атмосферном давлениях P . Предельное значение коэффициента β для магнетита равно $(0,6 - 1,2) \cdot 10^{-4}$ см²/кг, а для титаномагнетита — $(0,2 - 1,7) \times 10^{-3}$ см²/кг.

Среди различных видов намагниченности (индуктивная, изотермическая, термостатическая, пьезостатическая, вязкая, динамическая) наибольший вклад в общее изменение геомагнитного поля,

как показали расчеты Ю. П. Сковородкина [301], вносит индуктивная намагниченность. Она определяется по формуле $I = \kappa H$, где κ — магнитная восприимчивость; H — внешнее поле.

Изменение интенсивности намагничивания с давлением будет иметь вид $I(P) = \kappa_0 \frac{1}{1 + \beta P} H$.

Величина H для района Северного Тянь-Шаня находится в пределах 54 000—55 000 нТл. Значение магнитной восприимчивости палеозойских гранитоидов (наиболее распространенных в районе) колеблется от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2000 \cdot 10^{-6}$ СГС, а наиболее вероятная величина $\kappa = 500 \cdot 10^{-6}$ СГС. Носителями магнетизма в них является главным образом магнетит. Следовательно, для расчетов примем $\beta = 1,2 \cdot 10^{-4}$ см²/кГ (максимальное значение β для магнетита), $H = 55 000$ нТл. При изменении избыточного давления от 1 до 1000 бар интенсивность намагничивания гранитоидов уменьшится всего лишь на 3 нТл. Эти расчеты показывают, что роль избыточного давления в изменении объема магнитоактивных объектов и, следовательно, в создании ощутимых вариаций T несуществен. С глубиной интенсивность аномалии ΔT может быть еще ниже. Дело в том, что в земной коре Северо-Тянь-Шаньского мегаблока температура повышается до 500—600 °С на глубинах 15—20 км. С ростом температуры магнитные свойства пород уменьшаются.

Более масштабные и значительные по интенсивности аномалии в геомагнитном поле могут возникать из-за изменения флюидного режима в земной коре при ее деформировании. Речь идет об электрокинетических явлениях, в которых «проявляется связь, существующая между электрическим полем и взаимным движением фаз — преимущественно твердой и жидкой» [83, с. 69].

В нашем случае среди многочисленных электрокинетических явлений наибольший интерес представляет потенциал протекания. Физическая сущность его заключается в возникновении «разности потенциалов при механическом перемещении жидкости по отношению к твердому телу при протекании жидкости через капиллярную систему под влиянием приложенного давления» [83, с. 113].

При течении жидкости «происходит смещение ионов диффузионного слоя и вынос избытка ионов одного знака, в зависимости от заряда стенки, по направлению потока жидкости... Движение зарядов вдоль стенки представляет собой поверхностный ток и создает разность потенциалов на концах капилляра. Эта разность потенциалов, в свою очередь, дает начало вторичному „объемному“ току проводимости в обратном направлении. Разность потенциалов, очевидно, возрастает до тех пор, пока поверхностный ток не станет равным объемному. Полученная разность потенциалов и есть потенциал протекания» [83, с. 113]. Величина электрокинетического потенциала тем больше, чем больше избыточных ионов. В свою очередь, количество увлекаемых жидкостью ионов прямо связано с давлением. Получающийся при движении заряженного слоя ток равен [83]:

$$I = \frac{\pi r^2 \delta P \rho}{\eta l}, \quad (7.1)$$

где r и l — радиус и длина капилляра; δ — толщина двойного слоя; P — разность давлений; ρ — плотность зарядов; η — вязкость жидкости.

Плотность заряда может быть рассчитана с использованием формулы плоского конденсатора:

$$\rho = \frac{D}{4\pi\delta} \varphi_0, \quad (7.2)$$

где D — диэлектрическая постоянная; φ_0 — скачок потенциала в двойном слое. Подставляя в (7.2) (7.1), получаем

$$I = \frac{r^2 D P \varphi_0}{\eta l}. \quad (7.3)$$

В выражении (7.3) величину φ_0 в первом приближении можно принять равной ζ -потенциалу; он определяется не только условиями образования минералов, но и средой, в которой они находятся. Для флюорита значение ζ -потенциала равно 2—60 мВ [266]. Значительную трудность представляет определение радиуса и длины капилляра.

Объемный расход жидкости на единицу сечения капилляра описывается уравнением Пуазейля — Гагена [271]:

$$Q = \frac{r^2}{8\eta} \frac{P}{l}. \quad (7.4)$$

С учетом выражения (7.3) имеем

$$I = 8DQ\varphi_0. \quad (7.5)$$

Из формулы (7.5) следует, что величина тока прямо пропорциональна объему вытекаемой жидкости. По мере действия давления боковые поверхности капилляра начнут сближаться.

Магнитное поле dH , создаваемое элементом тока Idl , на расстоянии r от проводника определяется по закону Био — Савара — Лапласа [118]:

$$dH = \frac{Idl}{Cr^2}, \quad (7.6)$$

где $C = 3 \cdot 10^{10}$ см/с. Подставляя (7.5) в (7.6), получаем

$$dH = \frac{8dlD}{Cr^2} Q\varphi_0. \quad (7.7)$$

Из формулы (7.7) следует, что магнитное поле проводника тем больше, чем больше проходит через него жидкости. Следова-

тельно, по мере сжатия пород и вытеснения из них жидкости магнитное поле будет возрастать. В момент смыкания боковых поверхностей (прекращение течения жидкостей) поле резко уменьшится. На спаде магнитного поля может возникнуть землетрясение. Расчеты, выполненные О. С. Васильевой [49] для сеймотектонических условий Северного Тянь-Шаня, показали, что величина магнитного поля T , вызванного электрокинетическими явлениями, здесь достигает 8 нТл.

Электромагнитные предвестники. В последние годы определенные успехи достигнуты в изучении связи электромагнитных возмущений с сейсмичностью земной коры [60, 151, 289, 347]. Известны случаи, когда накануне сильных землетрясений в естественном электромагнитном поле Земли (ЕЭМПЗ) были зафиксированы аномалии (см. главу 1).

Физической основой импульсного электромагнитного излучения (ЭМИ) является процесс разрушения горных пород [180]. Излучение возникает при деформировании и разрушении твердых тел. ЭМИ генерируется электрическим осциллятором, возбуждаемым в вершине трещины хрупкого разрушения продольной упругой волной. Осциллятор образуют области с повышенной и пониженной плотностью заряженных дислокаций [151]. Колебательное перемещение электрических зарядов в этих областях приводит к возникновению электрического тока, опережающего растущую трещину хрупкого разрушения. Элементарный акт механоэлектрического преобразователя (МЭП) на основе трещины хрупкого разрушения представляется в виде электрического диполя с моментом $P=Il$ (I — сила тока, l — длина источника, на которую прорастает трещина), составленного из отдельных механоэлектрических преобразователей. Опережающие растущую трещину хрупкого разрушения электрические осцилляторы ориентированы по направлению распространения трещины. МЭП возбуждаются последовательно по мере ее распространения. Эти преобразователи создают в вершине растущей трещины некоторый квазипериодический несинусоидальный электрический ток $I(t)$, который можно разложить в ряд

Фурье:
$$I(t) = I_0 + \sum_{n=1}^{\infty} I_n \sin(n\omega t + \varphi_n),$$
 где I_0 и I_n — начальная и переменная составляющие полного тока $I(t)$; n — число преобразователей; ω — круговая частота волны; t — время; φ_n — фаза.

Переменная во времени составляющая полного тока, возникающего в вершине трещины хрупкого разрушения, приводит к излучению электромагнитной энергии в широком диапазоне частот. Параметры излучения от источника изменяются по тому же закону, что и электрический ток. В частном случае, когда электрический ток, возбуждаемый в вершине хрупкого разрушения, изменяется по синусоидальному закону, с увеличением линейных размеров источника (длина, на которую прорастает трещина) энергетические

параметры излучения возрастают, а с повышением частоты падают [151]:

$$E_{\theta} = -j \frac{Il}{8\pi^2 \varepsilon_a f} \frac{1}{r^3} \sin \theta,$$

$$E_r = -j \frac{Il}{4\pi^2 \varepsilon_a f} \frac{1}{r^3} \sin \theta,$$

$$H_{\varphi} = \frac{Il}{4\pi} \cdot \frac{1}{r^2} \sin \theta.$$

Здесь E_{θ} , E_r , H_{φ} — электрические и магнитные составляющие напряженности электромагнитного излучения; ε_a — абсолютная диэлектрическая проницаемость среды; f — частота; r — расстояние до точки наблюдения; I — сила тока в источнике; l — длина источника; θ — угол, образованный между направлением ориентации диполя и направлением на точку наблюдения.

Эти выражения описывают параметры излучения вертикально расположенного электрического диполя (трещина хрупкого разрушения), находящегося в диэлектрической среде (при условии $r \ll \lambda$).

Ввиду того что трещина хрупкого разрушения может распространяться одинаково в обе стороны, электрические диполи будут возникать вблизи обеих ее вершин. В точке наблюдения будет регистрироваться суммарное поле от обоих диполей. Механоэлектрические преобразователи могут ориентироваться в разных направлениях, в том числе в направлении магистрального разрыва. Совокупность МЭП токовой природы создаст в некотором объеме среды суммарный ток той или иной плотности, изменение которого во времени будет переменным процессом. Он и образует вокруг себя электромагнитное поле.

Электромагнитная энергия, возбуждаемая глубинным источником электрического или магнитного поля, может доставляться на поверхность Земли различными путями (транспортировка по интрузивным телам, глубинным разломам и т. д.). Мощность излучения и длина электромагнитных волн определяются физическими свойствами среды, размерами геологических структур. Расчеты, выполненные В. П. Корнейчиковым, показывают, что вблизи поверхности Земли напряженность электрического поля может достигать 10^4 — 10^6 Вт при плотностях тока в источнике 10^{-2} — 1 А/м². При таких значениях напряженности электрического поля вблизи поверхности Земли могут начаться процессы ионизации воздуха, приводящие к различного рода световым эффектам (свечение почвы, склонов гор, люминофоров и т. п.); не исключен также коронный разряд из недр Земли в атмосферу.

Излучение электромагнитного поля носит импульсивный характер и отражает динамику процесса разрушения. Первые малоамплитудные импульсы ЭМИ появляются при приложении 5—

10 % нагрузок от разрушающих [151]. По мере роста нагрузки амплитуда излучения повышается. Полученные при исследовании образцов пород результаты объясняются увеличением линейных размеров структурных нарушений в них с переходом процесса разрушения на более высокий уровень (субмикротрещины, микротрещины, трещины) и объединением отдельных МЭП в более протяженные элементы. Согласно разрабатываемой нами модели возникновения землетрясений, аномальные импульсы в ЭМИ следуют ожидать на втором этапе, когда блоки сближаются друг с другом и когда процессы трения, скольжения и деформации разрушения резко возрастают. Накануне основного толчка ЭМИ достигнет наибольшей интенсивности.

Земные токи. Согласно уравнению Гельмгольца — Смолуховского электрокинетический ζ -потенциал можно представить в виде

$$\zeta = \frac{4\pi x \eta v}{DI}, \quad (7.8)$$

где x — удельная теплопроводность дисперсионной среды; η — вязкость раствора, пуазы; v — перенесенный объем жидкости, см³/с; ϵ — диэлектрическая проницаемость (для воды равна 81); I — сила тока, А. Из (7.8) имеем

$$I = \frac{4\pi x \eta v}{\zeta}. \quad (7.9)$$

Количество жидкости, протекающее через поры цилиндрической формы под давлением [83]:

$$v = \frac{m p r^2 F t}{8 \eta d}, \quad (7.10)$$

где m — общая пористость; P — давление; r — радиус капилляра; t — время; F — поперечная площадь, см²; d — толщина мембраны. Подставляя (7.10) в (7.9), получаем

$$I = \frac{\pi x P m r^2 F t}{2d} \cdot 9 \cdot 10^4. \quad (7.11)$$

Таким образом, ток в пористой среде прямо пропорционален общей пористости, величине избыточного давления и времени действия этого давления на жидкость. Иными словами, пока поры и трещины не закрыты, при прочих равных условиях ток будет возрастать. При смыкании боковых граней и сокращении объема пор до того, как жидкость уже не в состоянии перемещаться, ток начнет убывать (см. рис. 51).

Вычисление значения тока по формуле (7.11) — задача непростая. Многие параметры, входящие в эту формулу, определяются с большой погрешностью. Если принять следующие значения параметров: $x = 2 \cdot 10^{-3}$ Ом⁻¹·см⁻¹, $m = 0,01$, $P = 100$ кГ/см², $r = 0,1$ см,

$F=1 \text{ см}^2$, $t=30$ дней ($2,6 \cdot 10^6 \text{ с}$), $d=0,01 \text{ см}$, тогда величина тока составит $I \sim 230 \text{ А}$. В сейсмоактивных районах Средней Азии зарегистрированы вариации ЭТП, связанные с гидрогеологическим режимом [2, 5, 50]. Плотность тока оценивается в $10^{-5}—10^{-6} \text{ А/м}^2$.

Геодезические и наклономерно-деформографические предвестники. В основе формирования современных движений структурных элементов в земной коре, как уже указывалось, лежат глубинные процессы, связанные с преобразованием структуры и вещественного состава низов коры и верхней мантии. Глубинные процессы возникают под воздействием главным образом тепловой энергии, вследствие чего земная поверхность может смещаться и наклоняться, а горные породы, слагающие геологические структуры,— деформироваться. В прогностических целях основную ценность представляют деформационные явления.

В реальных условиях из-за неоднородного строения земной коры деформации носят сложный характер. Прежде всего локальные деформации пород и наклоны земной поверхности в пределах отдельных блоков развиваются, по-видимому, на фоне общего воздымания земной коры Тянь-Шаньского сейсмогена. На этом фоне в раздробленных областях (зоны разломов, дробления), к которым относятся сейсмогенные зоны (см. рис. 51), существенно изменяются характер деформации и форма наклонов. Интенсивность деформации по мере роста бокового давления будет повышаться до тех пор, пока им не будет достигнут предел прочности пород, размещенных в зонах разломов. Дальнейшее возрастание давления может привести к смещению блоков или других структур относительно друг друга. Возможный характер проявления скорости деформации показан на рис. 51. Наиболее вероятно, что землетрясение (магистральный разрыв) произойдет на спаде кривой ϵ . В это время напряженные блоки теряют сцепление, начинается разрушение, происходит инверсия во временном ходе деформации пород и изгибах земной поверхности.

Появление дифференциальных движений у блоков в земной коре контролируется глубинными разломами, поверхностями скольжения и т. д. Так, например, при приложении внешней нагрузки P висячий блок, показанный на рис. 51, может перемещаться вверх (взброс, взбросо-сдвиг). Величина смещения h будет прямо пропорциональна нагрузке и обратно пропорциональна коэффициенту трения. При известных значениях напряжения, вязкости и коэффициента трения в области развития деформации (пластической) скорость деформации и смещение могут быть получены из соотношения $\dot{\epsilon} = \sigma \eta^{-1}$.

При величине касательного напряжения $100—200 \text{ кГ/см}^2$ (такие напряжения наблюдаются при землетрясениях с магнитудой более 6,5—7), как отмечает С. А. Ушаков [334], граниты и гнейсы имеют эффективную вязкость 10^{20} П . В зонах разломов она должна быть на два-три порядка ниже. Следовательно, скорость деформации составляет примерно $10^{-8}—10^{-9} \text{ с}^{-1}$.

7.2. Возникновение землетрясений и формирование предвестников при растяжении структурных элементов земной коры

Как известно, земная кора Тянь-Шаньского сейсмогена находится в возбужденном состоянии. Оно создано продолжающимся воздыманием блоков под влиянием эндогенных сил. Процессы, связанные с активизацией, эволюцией и преобразованием вещественного состава земной коры и верхней мантии, создают в верхних горизонтах земной коры растягивающие усилия. Образованное ими избыточное напряжение в совокупности с внешними силами, изменяя межпластовое, межзерновое, межпрослойное и межкристаллическое расстояние, способствует возникновению разрывов, трещин отрыва и скалывания. Процессы разрушения и раскола максимально сконцентрированы вдоль ослабленных зон, в зонах разломов и разрывных нарушений.

В зависимости от специфики состава и структуры пород разрушение может происходить при разных уровнях напряжений. Под разрушением понимается «исчерпание несущей способности тела, происходящее или вследствие наступления беспрепятственного пластического течения, или вследствие накопления повреждений и развития трещин» [138, с. 15]. Материалы подразделяются на вязкие (пластические) и хрупкие. У пластичных материалов разрушение происходит при больших, а у хрупких — при малых деформациях. Важно отметить, что «при большом числе повторных нарушений и сравнительно низких напряжениях наблюдаются хрупкие разрушения даже у весьма пластичных металлов» [138, с. 49]. Поля напряжений могут вызываться переменными нагрузками или переменными полями. Под воздействием их наступают усталостные разрушения, которые в условиях земной коры ТШС могут играть важную роль. На блоки, подверженные растягивающим усилиям, постоянно накладываются переменные (как по знаку, так и по интенсивности) силы, обусловленные действием внешних источников, например лунно-солнечных приливообразующих сил. «При переменных нагрузках происходят пластические деформации разных знаков, приводящие к возникновению и развитию микротрещин; в результате укрупнения и слияния последних появляются макротрещины» [138, с. 50]. Таким образом, прочность пород в земной коре с течением времени уменьшается. Развивающиеся при этом малодеформационные (хрупкие, квазихрупкие) разрушения приводят к образованию дефектов крупного ранга — макротрещин.

Процесс разрушения условно разделяется на две стадии: докритическую и закритическую [339]. В первую протекает пластическая деформация, ведущая к зарождению и медленному вязкому подрастанию микротрещин. «Повреждения носят рассеянный характер и не улавливаются обычными методами наблюдения» [138, с. 49].

В конце докритической стадии возникают системы трещин, которые интенсивно развиваются. Скорость распространения разрушений может быть рассчитана по формуле [339]:

$$V_{\max} = 0,38 \sqrt{\frac{E}{\rho}}, \quad (7.12)$$

где ρ — плотность материала. Для земной коры Северо-Тянь-Шаньского мегаблока, где $E = 10^{12} \text{ г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$ и $\rho = 2,877 \text{ г/см}^3$, скорость распространения разрушения будет порядка 2,5 км/с.

Модель разрушения твердого тела, приводящего к образованию магистрального разрыва (землетрясения), представлена на рис. 52 (угол падения разлома принят равным 90°). В самой простейшей форме в этой модели предполагается, что на второй стадии начи-

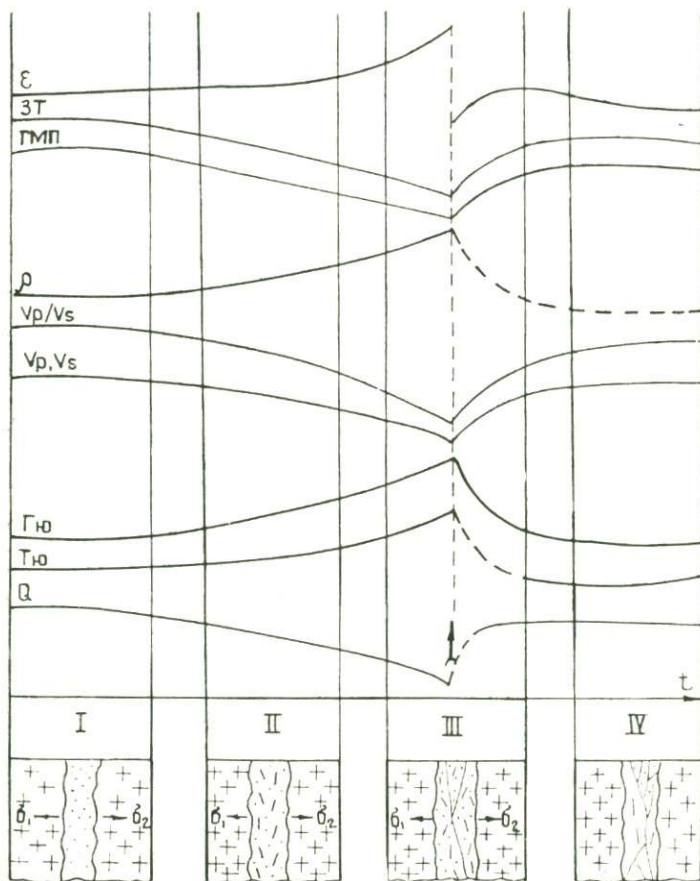


Рис. 52. Модель возникновения землетрясений при растяжении пород и формирования предвестников. Усл. обозначения те же, что на рис. 51

нается расширение, растяжение пород. В результате происходит раскрытие трещин, в первую очередь в разломах, зонах разломов, нормальных к главному направлению наименьшего напряжения растяжения. Растягивающее напряжение производит работу. Если тело с трещиной, длина которой l , имеет форму пластины, то производимая напряжением P работа раскрытия W вычисляется по выражению [138]:

$$W = -(1 - \nu^2) \frac{\pi l^2 P^2}{E}. \quad (7.13)$$

Эта работа характеризует освобождающуюся при образовании трещины упругую энергию. Для плоского напряженного состояния множитель $(1 - \nu^2)$ отбрасывается. При разрыве упругая энергия тела, как видно из формулы (7.13), уменьшается. Развитие трещин сопровождается изменением флюидного режима и физических свойств горных пород, что отразится на вариации со временем и физических полей, наблюдаемых вблизи земной поверхности.

Гидрогеохимические и гидрогеодинамические предвестники (ГГП). Растяжение зон разломов и вмещающих их блоков, раскрытие старых и образование новых трещин приводит к увеличению пористости среды и уменьшению избыточного давления в зонах растяжения. При этом понижается давление флюидов, содержащихся в породах и дренирующих по системам трещин. Поведение и характер изменения составляющих флюидов, имеющих глубинное (ювенильное) и близповерхностное происхождение, на докритической и критической стадиях разрушения пород будут различными.

Начальная стадия трещинообразования может способствовать миграции подземных вод из окружающих пород в области или зоны разрушения. В поле силы тяжести вода опускается вниз и уровень ее понижается, что будет продолжаться до появления магистрального разрыва. Он же образуется в тот момент, когда величина напряжения достигает предела прочности пород на растяжение, т. е. когда происходит основной сейсмический толчок. Сброс избыточных напряжений создает условия, необходимые для подъема уровня и восстановления дебита подземных вод. Степень восстановления исходного состава и физического состояния воды будет зависеть от степени развития усталостного разрушения. Существенных изменений в химическом составе подземных вод может не наблюдаться.

По мере того как в зонах разломов и прилегающих блоках открываются старые и образуются новые трещины, объем ювенильных флюидов, восходящих с больших глубин к земной поверхности, возрастает. Это происходит в том случае, если сетью трещин охвачены более глубокие горизонты земной коры. Увеличение эффективной проницаемости в зонах разломов способствует росту скорости их перемещения вверх. Горячие флюиды по пути следова-

ния, обогащаясь растворенными ими же минеральными образованиями, могут изменить свой «исходный» (глубинный) состав. Естественно, глубинные растворы и газы, проникая в подземные (поверхностные) воды, приводят к увеличению их температуры, обогащению их «глубинными» компонентами и т. д. Более того, заполнение трещин или порового пространства мигрирующими флюидами способствует росту порового давления, что, в свою очередь, ускоряет процесс разрушения и трещинообразования.

Таким образом, магистральный разрыв (землетрясение) может произойти на восходящих ветвях кривых временного изменения температуры, химического состава и физических свойств глубинных флюидов. Инверсии в ходе кривых T_k , $G_{ю}$ и других (см. рис. 52) следует ожидать после основного разрыва. Ее появление может служить показателем того, что земная кора в рассматриваемом районе начинает возвращаться к относительно «нормальному» состоянию.

Характер изменения ГГП после землетрясения будет зависеть от того, насколько система трещин изменила свою «пропускную» способность (закрытые всей системы в целом, частичное закрытие или появление новых трещин и т. д.).

Таким образом, появления сейсмических событий, возникающих при растяжении земной коры, следует ожидать на восходящих ветвях кривых $T_{ю}$, $G_{ю}$, и нисходящих ветвях кривых Q , но главный разрыв произойдет до наступления на них инверсий.

Геофизические предвестники. При разрушении горных пород, как известно, физические свойства их изменяются. Следовательно, изменяются и физические поля, наблюдаемые вблизи зоны разрушения, трещинообразования. Эти процессы сопровождаются разуплотнением пород, что проявляется в увеличении их объема.

Сейсмологические предвестники. Процессы деформирования и разрушения горных пород зависят не только от действующего напряжения, но и от неоднородности в составе и структуре их. При растяжении порода разрыхляется, что сопровождается ростом количества микротрещин (микротолчки). На этапе II (см. рис. 52) начинается процесс перераспределения напряжений и дефектов. Изменение скорости V_p определяется как отношение ширины зоны деформирования l ко времени прохождения через нее продольной волны t . Время t складывается из трех составляющих: времени прохождения волн через твердую (t_r), жидкую ($t_ж$) и газовую (t_g) фазу.

Иными словами,

$$V_p = \frac{l}{t_r + t_ж + t_g}. \quad (7.14)$$

На этапах II и III, где ожидается разрастание трещин, величины $t_ж$ и t_g будут возрастать, причем это может продолжаться до слияния микротрещин в макротрещины, т. е. до образования ма-

гистрального разрыва. Следовательно, скорость V_p по мере роста деформации растяжения будет уменьшаться. В момент возникновения основного толчка она достигнет минимума. Смена знака, или инверсия, во временном ходе может произойти после сильного землетрясения.

При разгрузке напряжения отмечается перегруппировка структуры, связанная с открытием пор и микротрещин. Число и площадь контактов между зонами, минералами уменьшаются. В результате падает скорость V_p и вплоть до разрушения — скорость V_s .

Скорость V_s определяется временем распространения поперечной волны через твердую фазу, т. е.

$$V_s = \frac{l}{t_s}. \quad (7.15)$$

Здесь l — ширина деформируемой зоны. Составим отношение V_p/V_s , для чего разделим правую и левую части уравнения (7.14) на таковые уравнения (7.15):

$$V_p/V_s = \frac{t_s}{t_r + t_{ж} + t_r}. \quad (7.16)$$

В выражении (7.16) знаменатель по мере роста количества трещин (степень разрыхления) породы увеличится. Это приведет к уменьшению отношения V_p/V_s . После возникновения магистрального разрыва на кривой временного хода отношения V_p/V_s следует ожидать появления инверсии.

Итак, накануне образования макроразрыва (основного толчка) должен повышаться сейсмический режим слабых толчков (микротрещины, микроразрывы), а скорости V_p , V_s и отношение V_p/V_s — уменьшаться. При этом основной разрыв проявится до наступления инверсии на графике временных изменений названных параметров.

Геоэлектрические предвестники. Развивающиеся с течением времени деформационные (хрупкие, квазихрупкие) разрушения сопровождаются накоплением дефектов (микропор, микротрещин), которые существенно меняют структуру породы. В последующем эти образования заполняются водой, газом, что приводит к изменению электрического сопротивления ρ пород электрическому току. Если ослабленные достаточно большими трещинами тела горных пород подвергаются переменной нагрузке (приливные силы), то относительное изменение сопротивления может оказаться значительным.

Теоретический расчет механизма электросопротивления пород, разрушающихся при растяжении, весьма затруднен. Однако качественное представление об изменении ρ можно получить. Для этого рассмотрим два случая. В первом случае разрушаются сухие поро-

ды. Предполагая, что сухие породы состоят из смеси воздуха и твердых частиц, Ямазаки [377] показал, что относительное изменение удельного сопротивления ρ связано с относительным изменением объема V и пористости P в виде

$$\frac{d\rho}{\rho} = \frac{3(1-P)}{P(3-2P)} \frac{dV}{V}. \quad (7.17)$$

Как уже указывалось, при растяжении объем пород увеличивается, растет и пористость. Следовательно, удельное сопротивление, судя по выражению (7.17), по мере развития микротрещин в сухой породе будет повышаться. При этом рост удельного сопротивления будет продолжаться до образования макроразрыва (см. рис. 52). Инверсия на кривой удельное сопротивление — время наступит после основного толчка.

Для водонасыщенной породы формула (7.17) имеет вид [377]:

$$\frac{d\rho}{\rho} = - \frac{3(1-P)}{P(3-P)} \cdot \frac{dV}{V}. \quad (7.18)$$

Формула (7.18) показывает, что у водонасыщенных пород по мере роста их объема (разрыхление) удельное сопротивление падает.

Геомагнитные предвестники. Сведения о магнитных свойствах горных пород, полученных экспериментально при растяжении, отсутствуют. Однако, несомненно, что намагниченность изменяется при растяжении и разрушении пород.

Как известно, намагниченность вещества обусловлена силами (квантово-механическое обменное взаимодействие между электронами, взаимодействие между соседними атомами и др.), действующими в атомных масштабах [335]. Когда все соседние спины устанавливаются параллельно друг другу, намагниченность достигает максимального значения. «Этот дальний магнитный порядок является результатом как сильного взаимодействия ближайших соседних атомов, так и непрерывности кристалла» [335, с. 463]. При растяжении вещества разрушаются. В условиях атмосферного давления оно происходит хрупко, не вызывая заметного его удлинения [37]. При высоких гидростатических давлениях основному разрыву предшествуют пластические деформации. Структура вещества изменяется (зерна перед разрывом сильно вытягиваются, крупные кристаллы разрушаются и т. д.). Нарушение спинового упорядочения вызывает изменение в намагниченности вещества. Это хорошо видно из формулы (закон Кюри)

$$\chi = \frac{N\mu_a^2}{3KT}, \quad (7.19)$$

где χ — магнитная восприимчивость; N — число диполей (атомов) с магнитным моментом μ_a ; K — постоянная Больцмана; T — абсо-

лютная температура. По закону Кюри тепловые колебания атомов нарушают спиновое упорядочение, и при температуре Кюри намагниченность становится нулевой.

Из законов термодинамики известно, что давление, объем и температура среды связаны уравнением состояния

$$F(P, V, T) = 0.$$

Уравнение состояния идеального газа имеет вид [22]:

$$PV = N^{\Gamma}KT, \quad (7.20)$$

где N^{Γ} — число частиц газа; V — его объем.

С учетом выражения (7.20) перепишем формулу Кюри:

$$\chi = \frac{NN^{\Gamma}\mu_a^2}{3PV}. \quad (7.21)$$

Из формулы (7.21) видно, что при увеличении объема вещества (без изменения его состава) магнитная восприимчивость уменьшается. Поскольку намагниченность вещества, если она вызывается магнитным полем H , связана с χ соотношением $I = \chi H$, то величина ее по мере развития деформации расширения будет уменьшаться (см. рис. 52).

Другим источником возмущения геомагнитного поля могут быть токи, возникающие в зонах разломов и трещин в связи с изменением фильтрационного режима.

В зонах растяжения, особенно вблизи земной поверхности, интенсивно развивается гидротермальная деятельность. Она сопровождается перераспределением солей, щелочей и других соединений. Областью аккумуляции подземных вод в начальной стадии служит зона, где происходит деформация расширения. Раскрытие старых и образование новых трещин способствуют росту скорости миграции вод. Направленное перемещение подземных вод (отток их из вмещающих пород в область разрушения, а в области разрушения под тяжестью собственного веса — опускание вниз) может привести к образованию электрического слоя [271]. Из трещин (капилляров) обычно выносятся больше положительных ионов, чем отрицательных. Между концами трещины возникает разность потенциалов:

$$\Delta U = \frac{\xi \Delta P \rho e}{4\pi\eta}, \quad (7.22)$$

где ξ — разность потенциалов между обкладками двойного слоя; e — диэлектрическая постоянная жидкости; ΔP — разность давлений между концами трещины; ρ — удельное сопротивление жидкости; η — вязкость жидкости. Разность потенциалов создает электрический ток, направленный против течения жидкости. Токи

распределяются и по окружающим породам. Формула для определения тока имеет вид

$$i = \frac{\xi e l^2 S}{4\pi \eta l}, \quad (7.23)$$

где S и l — площадь и длина капилляра, трещины. Появление тока создает магнитное поле. Следовательно, до возникновения магистрального разрыва в области, где развивается деформация расширения, намагниченность пород будет уменьшаться.

Итак, при растяжении пород в условиях земной коры Тянь-Шаньского сейсмогена могут сформироваться геомагнитные эффекты. По мере разрушения пород намагниченность их падает. Землетрясение следует ожидать на нисходящей ветви кривой аномалии в геомагнитном поле.

Электрические и электротеллурические предвестники. Деформирование горных пород сопровождается, как уже указывалось, развитием в них дефектов (трещин, пор). Изменение структуры породы способствует протеканию электрохимических процессов (окислительно-восстановительных, диффузионно-адсорбционных, взаимного трения, фильтрационных и др.), образованию зарядов противоположного знака на границах трещин, плоскостей разрыва и т. д. Возможные величины электродвижущих сил, обусловленных естественными механоэлектрическими преобразованиями, при деформации пород обсуждены в работе [306], где показано, что, например, при разрушении в гранитах появляются электрические потенциалы (пьезоэлектрoeffект) до 10^{-2} В/м. Такие напряженности могут быть зарегистрированы. Для возникновения эффекта пьезоэлектрической природы скорости изменения упругих напряжений не должны быть меньше 10^{-2} кГ/см²·с. Нет оснований считать, что столь высокие скорости в изменении напряжений будут наблюдаться накануне сильных землетрясений.

Электрические и электротеллурические аномалии могут быть обусловлены электрокинетическими явлениями. Известно, что движение жидкости по трещинам, капиллярам, межпрослойным и другим пространствам приводит к образованию разности потенциалов. Ориентация потенциалов будет зависеть от направления движения жидкостей. В случае перемещения их вниз, где трещины располагаются под крутыми углами к поверхности, потенциалы будут направлены снизу вверх, т. е. имеют отрицательный знак. Напряженность электрического поля E оценивается по формуле [306]: $E = K_{эф} \Delta P$, где $K_{эф}$ — коэффициент электрофильтрационной активности, 10^{-2} — 10^{-3} В·см²/м·кГ; ΔP — градиент гидростатического давления.

Представление о величине ΔP можно составить по материалам, полученным накануне сильных землетрясений. Так, например, при Дагестанском землетрясении 14 мая 1970 г. ($K=16$, $M=6,5$) пластовое давление увеличилось с 278 до 305 кГ/см² [250]. Пере-

пад давления составил 27 кГ/см^2 . При градиенте в гидростатическом давлении $0,1\text{—}10 \text{ кГ/см}^2$ величина ожидаемого электрического поля достигнет $10^{-2}\text{—}10^{-3} \text{ В/м}$. С помощью современной аппаратуры такие напряженности могут быть измерены.

Электромагнитное излучение. Электромагнитное излучение отражает динамику процесса разрушения, который носит импульсивный характер (накопление энергии — ее разрядка). Импульсивность обусловлена тем, что на изменение межпластовых, межзерновых, межкристаллических расстояний в горных породах, имеющих различный состав и, следовательно, отличающихся различными силами сцепления минералов, требуется разная энергия. Но разрушение твердого тела может происходить при неодинаковых напряжениях. Так, разрушение хрупких материалов происходит при малых деформациях, а пластических — при больших. Соответственно интенсивность ЭМИ будет колебаться в широком диапазоне. Однако накануне сильного землетрясения, возникающего из-за разрушения пород при их растяжении, инверсии во временном ходе энергетических параметров ЭМИ не следует ожидать. Землетрясение может происходить на восходящих их ветвях.

Геодезические предвестники. По мере растяжения твердого тела в нем возникают дефекты (трещины, поры), изменяется расстояние между кристаллами и прослойками. Следовательно, общая деформация расширения пород будет равна сумме площадей разрывов, величине направленных подвижек, появившихся за время действия избыточного напряжения. По достижении этим напряжением предела прочности σ_s на разрыв образуется трещина. Но, поскольку горные породы сложены разными по химическому составу минералами, величины σ_s для них существенно различаются. При атмосферных давлениях σ_s варьируют от 15 до 180 кГ/см^2 [279]. С увеличением всестороннего давления σ_s возрастает. В среднем она равна $(50\text{—}60) \cdot 10^7 \text{ дин/см}^2$. Возникающую деформацию Δ до появления разрыва можно оценить по закону Гука: $\Delta = \sigma_s / E$, где E — модуль Юнга. Для земной коры Северо-Тянь-

Шаньского мегаблока $E = \frac{5\sigma_p^2}{6} = \frac{5 \cdot 2,877 \cdot (6.53)^2}{6} = 10 \cdot 10^{11} \text{ г/см} \cdot \text{с}^3$.

Следовательно, $\Delta = 60/10^6 = 6 \cdot 10^{-5}$. Эта величина деформации сопоставима с таковой горизонтальной деформации, наблюдавшейся вблизи разломов, образовавшихся при сильных землетрясениях в Импириал-Валли ($M=7,1$; $\Delta=8,5 \cdot 10^{-5}$), Керн-Каунти ($M=7,7$; $\Delta=4,3 \cdot 10^{-5}$), на Аляске ($M=8,4$; $\Delta=8,4 \cdot 10^{-5}$) [282].

7.3. Формирование предвестников землетрясений при оседании, опускании пород в земной коре

При тех высоких температурах, которые наблюдаются у основания земной коры Тянь-Шаньского сейсмогена, неизбежны пре-

образования вещественного состава пород (см. главы 2, 5). Относительно быстрее такие процессы могут происходить в зонах разломов и волноводов, где породы, как правило, имеют низкую теплопроводность и в них накапливается тепло, что вызывает частичное плавление. Существование минимума теплопроводности для пород основного и ультраосновного состава в области температур 1000—1300° С экспериментально доказано [203]. По мере развития плавления вязкость уменьшается. Это приводит к снижению прочности пород, ослаблению сил сцепления между минералами.

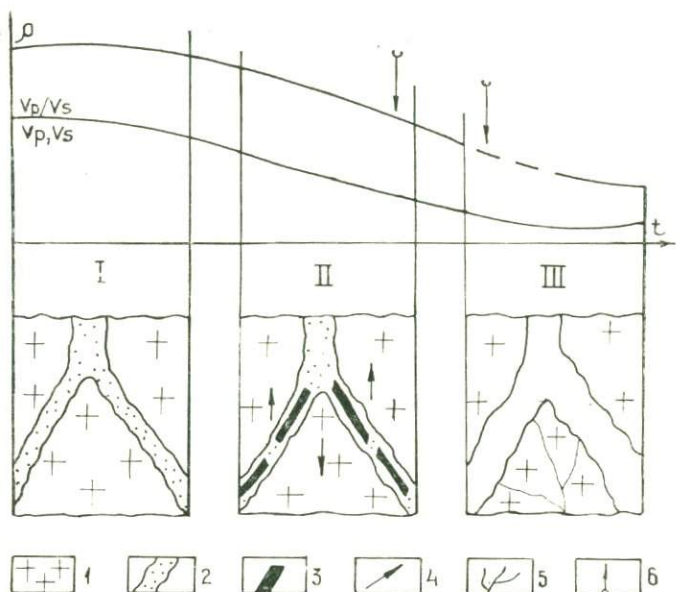


Рис. 53. Модель возникновения землетрясений при оседании (опускании) горных пород и формирования предвестников: 1 — горные породы; 2 — разломы; 3 — зона нарушения сплошности пород; 4 — направление перемещения блоков; 5 — трещины, разрывные нарушения; 6 — моменты возникновения землетрясений; I — III — стадии разрушения пород

Развитие метаморфизма, как уже указывалось, сопровождается ростом объема пород, что приводит к падению напряжения у основания земной коры. Такая обстановка может способствовать опусканию, оседанию отдельных тел (блоков и др.). Разрывные нарушения могут появляться в первую очередь в зонах разломов, где прочность на растяжение невысокая. Одна из возможных моделей формирования землетрясений показана на рис. 53. В соответствии с этой моделью расплав образуется на глубинах 25—45 км. При тех термодинамических условиях, которые там господствуют, возможность формирования гидрогеохимических, геодезических и геомагнитных предвестников крайне ограничена.

Наибольшую информацию о формировании расплавов, т. е. зон, где породы подвергаются плавлению, несут скорости распространения упругих волн и удельное электросопротивление пород. С увеличением доли расплава в зонах разломов эти параметры будут понижаться. Разрушение пород и в дальнейшем их обрушение могут происходить без заметных инверсий (смены знаков) на кривых временных ходов V_p , V_s и ρ . Особенностью возникающих при обрушении землетрясений могут быть звуковые явления (гулы, шумы и т. д.).

7.4. Сравнительная характеристика предвестников землетрясений, возникающих при растяжении, сжатии и обрушении пород

В предыдущих разделах обсуждался временной ход геофизических, гидрогеохимических, гидрогеодинамических и геодезических предвестников, формирующихся в зонах трещинообразования, перемещения блоков или других тел. Рассмотрим, какова специфическая особенность предвестника применительно к тому или иному типу землетрясения и что общего между различными предвестниками.

Сводка предвестников землетрясений, согласно разрабатываемой нами модели их возникновения, приведена в табл. 18. Как видим, при формировании магистрального (основного) разрыва и накануне смещения геологических объектов по плоскостям скольжения следует ожидать появления аномалии в геофизических полях. Временное поведение аномальных эффектов накануне и после землетрясений, образующихся в земной коре вследствие сжатия и растяжения пород, существенно различается.

Накануне сильного землетрясения, вызванного магистральным разрывом в условиях растяжения, теоретически не ожидается смены знаков на временных ходах всех обсуждаемых предвестников. Инверсия на кривых «аномальный эффект — время» наступит после основного землетрясения. Произойти оно может в период роста аномальных эффектов гидрогеодинамических параметров, удельного электрического сопротивления, импульсного поля и деформации расширения.

Землетрясения, возникающие в земной коре Тянь-Шаньского сейсмогена на глубинах более 20—25 км при опускании геологических объектов, могут произойти без «формирования» аномальных эффектов в некоторых геофизических, гидрогеодинамических и геодезических полях. Наиболее полезная информация о времени, месте и силе подготовки этого типа землетрясения содержится в изменении скоростей распространения упругих волн и удельного электрического сопротивления. Судя по теоретическим расчетам, землетрясения (отрыв одного тела от другого) могут происходить

Таблица 18. Поведение геофизических, гидрогеодинамических и геодезических предвестников накануне возникновения сильных землетрясений

Предвестники	Временной ход предвестников к моменту землетрясения, возникшего			Инверсия во временном ходе предвестника, формирующегося при сжатии пород
	при сжатии пород	при растяжении пород	при опускании пород	
Гидрогеодинамические:				
ювенильные	Уменьшение	Увеличение	—	До и в момент землетрясения
близповерхностные	Увеличение	Уменьшение	—	
Сейсмические	»	»		
Отношение скоростей V_p/V_s	»	»	Уменьшение	До землетрясения
Удельное электрическое сопротивление	Уменьшение	Увеличение	»	То же
Земные токи	Увеличение	Уменьшение	—	»
Импульсное электромагнитное поле	»	Увеличение	—	В момент и после землетрясения
Геомагнитное поле:				
сухие породы	Уменьшение			
влажные породы	Увеличение	Уменьшение	—	До землетрясения
Деформация (скорость деформации)	»	Увеличение	—	То же

Примечание. Инверсия во временном ходе всех предвестников, формирующихся при растяжении пород, наблюдается после землетрясений.

на нисходящих ветвях V_p , V_s и ρ до наступления инверсии на кривых.

Сильные землетрясения в земной коре Тянь-Шаньского сейсмогена следует ожидать при формировании магистрального разрыва при сжатии пород. Интенсивность землетрясений в этом случае будет значительно выше, чем землетрясений, возникающих при растяжении. Дело в том, что прочность на разрушение при сжатии на порядок больше по сравнению с таковой на растяжение. Процесс сжатия завершится образованием новых структур, главным образом в результате взбросо-сдвига и взбросо-надвига. Роль этих явлений в термодинамических условиях земной коры Северо-Тянь-Шаньского, Центрально-Джунгарского и других мегаблоков велика. Накануне землетрясений, вызванных сжатием пород, инверсии на кривых аномальный эффект — время не ожидается. Главные толчки произойдут после инверсии, смены знака.

Таким образом, по результатам анализа комплексных геофизических, геодезических и гидрогеохимических материалов, полученных в сейсмоактивных районах, можно сделать заключение о месте, интенсивности и сроке готовящегося землетрясения.

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Результаты научных исследований, полученные при разработке широкого круга проблем современной геодинамики и создании основы теории прогноза землетрясений (см. главы 2—7), позволяют развить существующую методологию оценки сейсмической опасности. Как указывалось ранее, землетрясения — геологические события, отражающие тектонические следствия процессов структурного и минералогического преобразования в недрах Земли. Главными факторами, изменяющими как состав, так и структуру ЗК, являются глубинные процессы. Но в развитии и протекании их важнейшую роль играют вариации гравитационно-ротационного режима нашей планеты. Вследствие изменения ее радиусов (полярного, экваториального, радиального) происходят сдвиги, сколы структур ЗК, что сопровождается землетрясениями. Следовательно, методология прогноза сейсмической опасности должна быть построена таким образом, чтобы она исходила из реальной обстановки, отражающей состояние Земли на момент прогноза.

Степень реакции блоков ЗК на воздействие внешних сил, в результате чего ускоряется разрядка накопленных в них напряжений, определяется податливостью к ним геологических структур («родоначальная» структура) и предысторией накопления в них потенциальной энергии. Смещения блоков происходят по активным разрывам и дислокационным зонам (волноводы). Разрывы, волноводы («смазочные слои») и прилегающие к ним породы выступают в качестве сейсмогенных зон. Повышение сейсмической активности является показателем геодинамической активизации ЗК, т. е. показателем наступления периода ускорения процессов и формирования «очагов» землетрясений. В этом аспекте сейсмическая активность ЗК — проявление комплекса процессов, происходящих в определенный период времени в определенных регионах.

Таким образом, прогноз сейсмической активности включает предсказание времени активизации и ее области. В области активизации каждое землетрясение — это лишь взрыв. В период повышения сейсмической активности в активных областях и зонах ЗК может возникнуть несколько десятков землетрясений. Следовательно,

но, задача заключается в том, чтобы прежде всего найти активные области в ЗК, а затем исследовать их современную тектоническую жизнь.

Периодичность тектонических движений в значительной степени обусловлена ритмикой внешних сил, под воздействием которых колеблются структурные элементы ЗК. В движениях имеются компоненты с периодами от часов, суток до десятков и сотен лет. В соответствии с природой и энергетическими возможностями источников, ускоряющих современные геодинамические процессы, предлагаются следующие этапы сейсмопрогноза: сверх-, долго-, средне- и краткосрочный (табл. 19). При этом предполагается, что ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена*, как и ранее, будет реагировать на воздействие внешних сил.

Таблица 19. Генетическая классификация этапов прогноза землетрясений

Вид прогноза	Временной период	Место
Сверхдолгосрочный	Более 10—15 лет. Период энергетической перестройки глубинных процессов (по изменению скорости вращения Земли, вариаций геофизических полей и т. д.)	Сейсмопояса, где в земной коре преобладают процессы сжатия и растяжения
Долгосрочный	От 1 года до 10—12 лет. Период повышения сейсмичности (по изменению солнечной активности, максимальному склонению орбиты Луны и т. д.)	Область сейсмической активизации (по сейсмополю, сеймотектонике, геофизике и т. д.)
Среднесрочный	Менее 1 года. Сезон и месяц достижения критической точки повышения сейсмичности (по космофизическим, сейсмическим, геофизическим и другим данным)	Зоны, участки активизации сейсмичности (по сейсмополю, современным движениям, сеймотектонике и т. д.).
Краткосрочный	Менее 1 месяца. Сутки и часы возникновения землетрясений (по сейсмическому, электромагнитному и другим полям)	Участки возникновения землетрясений (по сейсмополю, электромагнитному, ГГД и другим полям)

Оценка сейсмической опасности состоит в выделении главных сейсмогенерирующих структур (сейсмогенных зон) — места возникновения землетрясений, в определении ожидаемой в них максимальной магнитуды землетрясений и частоты повторения сейсмических событий. Однако информация, содержащейся на картах общего и детального сейсмического районирования, недостаточно для осуществления антисейсмических мероприятий. Необходимо выделять не только главные, но и второстепенные сейсмогенные зоны, оценивать (в региональном и локальном плане) вариации интенсивности землетрясений по площади в зависимости от характера рельефа, грунтовых условий, глубины залегания подземных вод, давать прогноз количественных характеристик сейсмических

* Оценка сейсмоопасности проведена на примере ТШС.

воздействий с учетом вероятности возникновения землетрясений в отдельных сейсмогенных зонах [185].

Для целей сейсмического районирования нами используется комплексный системно-геологический подход к сеймотектоническим исследованиям, принципиальной предпосылкой которого является подразделение критериев сейсмичности на три группы. Они отражают такие всеобщие (фундаментальные) свойства ЗК (либо литосферы), как состав, структура и динамика (движение, развитие) [185, 186]. Данный принцип обеспечивает единую методологию изучения землетрясений в зонах с различным тектоническим режимом развития и сравнительный анализ геологических (в широком смысле) критериев сейсмоопасности в целях разработки общей теории этого феномена.

Субстанциональные критерии, с одной стороны, характеризуют верхнюю часть и глубины ЗК как среду возникновения землетрясений, с другой — геодинамический режим ее развития, опосредованно выраженный через смену структурно-вещественных комплексов. Соответствующая геологическая информация содержится в картах, отражающих наборы этих комплексов для консолидированного фундамента и альпийского чехла.

Структурные критерии дают возможность поиска закономерных связей очаговых зон со структурными элементами ЗК как с геологическими телами разнообразной формы и размеров. Эти признаки отражены на картах складчатых структур и разрывных нарушений консолидированного фундамента; структуры деформированной поверхности фундамента; морфоструктуры поверхности рельефа; мощности ЗК.

Динамические (функциональные) критерии позволяют в какой-то степени учитывать как тектонический режим (развитие) ЗК в крупном плане, так и характер ее современного функционирования, отражающийся в амплитудах перемещений за новейший этап, скоростях современной активности.

Из рассмотренных трех групп критериев сейсмичности наибольшую зависимость локализация очагов сильных землетрясений обнаруживает от разрывных нарушений и интенсивности неотектонических движений (ИНД) по ним.

8.1. Прогноз мест сейсмической активизации (сейсмогенерирующие структуры)

Процесс активизации геодинамических процессов приводит к смещению блоков и слоев ЗК. Сама динамика их происходит по ослабленным зонам (глубинные разломы и т. д.). Если ослабленные зоны существуют в течение длительного времени и подвергаются многократным циклам подновления, то их мощности со временем возрастают (см. главу 5). Именно вдоль таких зон осуществляется разрядка напряжений (диссипативные зоны), накопленных в геоло-

гических структурах. Как известно, крупные структуры проникают на значительные глубины. Структурные комплексы, слагающие их, ограничиваются поверхностями разделов («структурные смазки»). Тектонические нарушения и «структурные смазки» служат плоскостями перемещения блоков и слоев, что сопровождается срывами, сколами (землетрясения). Амплитуды перемещений блоков, глубинность дислокационного процесса (для развития дислокационного процесса в низах земной коры, где породы находятся в пластическом состоянии, требуются высокие скорости деформации) зависят от величины, продолжительности и скорости изменения энергии, которая оказывает влияние на блоки. Интенсивные деформационные волны в ЗК возникают в те периоды, когда напряжениями охвачены глубинные структуры. Их разрядка сопровождается сильными землетрясениями. В верхней части ЗК, где степень «кусковатости» геологической среды высока, напряжения распределяются между разрывными нарушениями более высокого порядка и релаксируют на ветвях основного разлома. Амплитуды перемещения их оказываются небольшими, и, следовательно, невысока магнитуда возникающих землетрясений. Районирование ЗК по степени современной динамики образующих ее структур, как будет показано ниже, осуществлено по комплексу методов.

8.1.1. Сеймотектонические критерии прогноза мест сейсмической активности

На карте районирования (рис. 54) видно, что обширная территория к югу и юго-востоку от оз. Балхаш неотектоническими движениями разбита на блоки (поднятия, впадины). Сочленяются они рельефообразующими разломами. Для понимания механизма формирования современного лика Земли принципиальное значение имеют зоны глубинных разломов, по которым происходят тектонические движения.

Представление о степени разрушенности ЗК глубинными разломами дает рис. 54, из которого видно, что преобладают разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Углы падения их колеблются от 60 до 90°. Ширины зон разломов варьируют в диапазоне от 0,5—5 км (Алтынэмельская, Бакбактинская, Чемолганская, Алма-Атинская, Чилик-Кеминская, Заилийская, Северо-Иссык-Кульская) до 10—15 км (Западно-Джунгарская, Джалаир-Найманская, Северо-Тянь-Шаньская) [7]. Ширина некоторых зон разломов, например Сарытумской зоны, достигает 30 км.

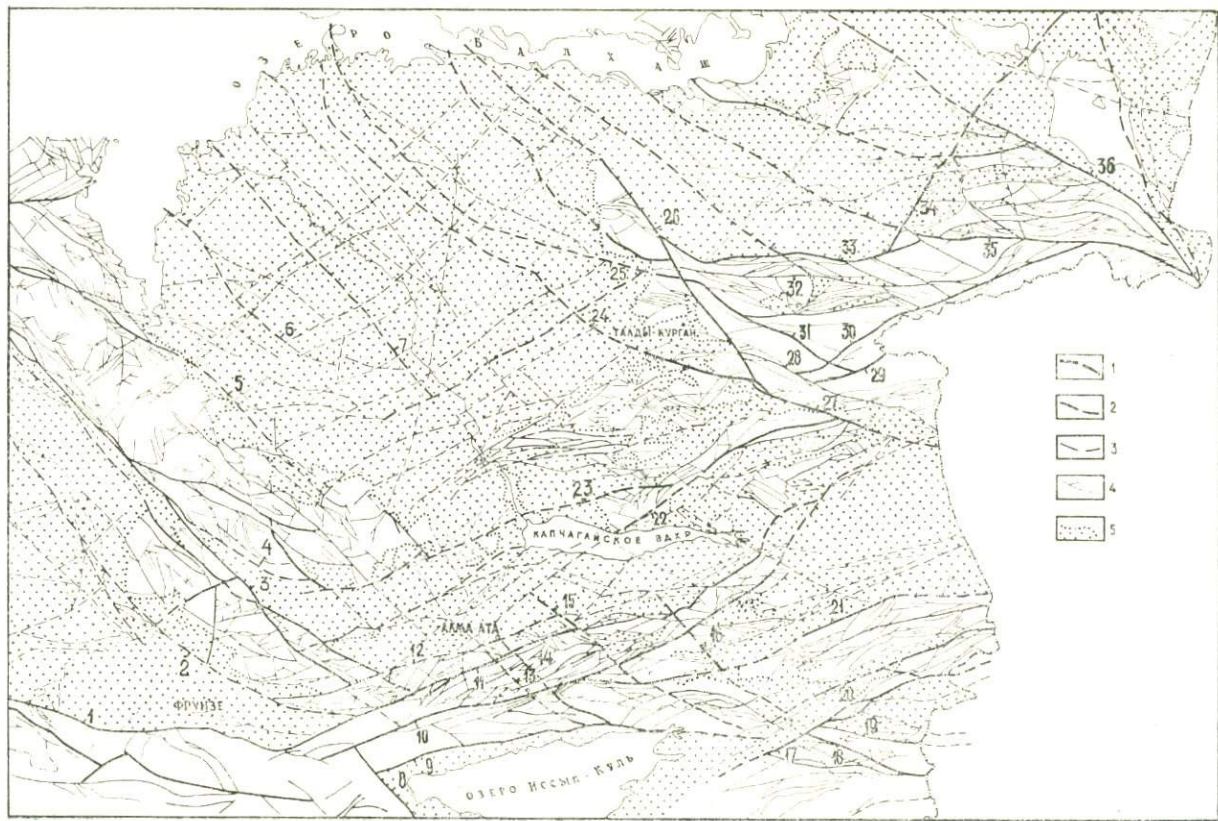
Глубинные разломы подновлены в альпийское время и «живут» в современную эпоху. На их активность указывают геохимические данные (газовые аномалии) и сейсмичность (сейсмодислокации, землетрясения). В характере движения блоков по разломам северо-западной ориентации преобладают правосторонние сдвиги (Западно-Джунгарская, Тойсай-Бескарагайская, Карасайская и другие зоны). Левосторонние сдвиги доминируют вдоль разломов

северо-восточного направления (Ушконур-Кеминская, Заилийская, Чилик-Кеминская, Бакбактинская и др.).

Почти все сильные и катастрофические землетрясения в земной коре Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау происходили в областях средней и высокой ИНД и в узлах сочленения поперечных (каратауских) и продольных (тянь-шаньских) структур. Остаточные деформации (сейсмодислокации) также связаны с определенными разрывными нарушениями, что используется в качестве сейсмотектонических критериев при выделении участков (зон), где могут возникать сильные землетрясения. Для Заилийского и Кунгейского поднятий в этом отношении получены интересные материалы [7]. Здесь тектонические разрывы и сейсмодислокации приурочены к крупным разрывным нарушениям, обновленным в новейший этап. К ним относятся Кемин-Ушконурская, Горельниковская, Чилик-Кеминская, Тойсай-Бескарагайская, Байсорун-Чиликская, Сарыбулакская, Кольсайская и Правоталгарская зоны. Ширины концентраций сейсмодислокаций достигают 4—5 км. Среди них наиболее обширна и протяженна Чилик-Кеминская зона, объединяющая несколько взаимопересекающихся, сопряженных зон крупных разломов. Вдоль этого разлома доминировали левосторонние сдвиговые деформации.

Не только катастрофические и сильные землетрясения, но и землетрясения средней интенсивности возникают в узлах пересечения разломов северо-восточного простирания с разломами северо-западного простирания. В таких узлах происходит переработка зон, обусловленная периодическими отклонениями в направлении приложения сил сжатия в ту или другую сторону, что определяет разную интенсивность смещений [62]. В Северном Тянь-Шане с этой точки зрения наибольшую сейсмическую опасность представляют узлы пересечения Чилик-Кеминского разлома с Кольсайским, Тойсай-Бескарагайским и Жаланаш-Чиликским. Не меньшую опасность таят узлы сочленения Кольсайского разлома с Сарыбулакским, Байсорун-Чиликским и Майбулакским, Жаланаш-Чиликского разлома с Карач-Бокайским, Киикбайским и Предгорным. Сейсмическую опасность создают узлы пересечения Чон-Кеминского разлома с Каргалы-Чоктальским (формирование Аймбетовского горста), Северо-Далаашикского разлома с Кольсайским (происходит ломка своеобразных структурно-тектонических барьеров) [62].

Детальные исследования сейсмодислокаций в Джунгарском Алатау не проводились. Считается (Н. М. Чабдаров), что здесь они также широко распространены. Максимальная их концентрация наблюдается в зонах Главного Джунгарского, Тентекского, Сандыктас-Чулакского, Солдатсайского и других разломов. Как и на территории Северо-Тянь-Шаньского орогена, сейсмодислокации приурочиваются к узлам пересечения разноориентированных разломов. Таковыми являются зоны сочленения Главного Джунгарского и Сандыктас-Чулакского, Тентекского и Южно-Колпасского, За-



падно-Джунгарского и Кокшеельского разломов. Они представляют наибольшую сейсмическую опасность.

8.1.2. Сейсмологические критерии прогноза мест активизации

Судя по характеру эпицентрального поля сильных землетрясений (см. главу 4), основная сейсмическая деятельность в северо-восточной части Тянь-Шаньского сейсмогена развивается в пределах Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау.

Высокая сейсмоактивность характерна для зон между хребтами Заилийского, Киргизского, Кунгей- и Терскей-Алатау [246]. Локальные максимумы активности наблюдаются в районах Чу-Илийских гор, хребтов Кетмень, Алтынэмель, Малайсары и Кендыктас (рис. 55). Наименьшая сейсмоактивность присуща Алма-Атинской, Иссык-Кульской впадинам и северо-западной части региона. Линии максимальной активности, как правило, ориентированы в близширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях. Близширотные аномалии эпицентров в основном приурочены к хребтам Киргизский, Заилийский, Джунгарский, Кунгей- и Терскей-Алатау. К восточной части хребтов Заилийский, Кунгей- и Терскей-Алатау тяготеют аномалии активности северо-восточного простирания. Достаточно четко проявляются линии максимальной активности северо-западного простирания. Наиболее значительная из них Чиликская зона, куда попадают эпицентры сильных землетрясений последних лет (Кокшалыские, Сарыкамышское, Жаланаш-Тюпское и др.). Другая такая зона находится в восточной части Джунгарского хребта. Менее значительные зоны северо-западного простирания отмечены в районах Алма-Аты, северо-западной оконечности оз. Иссык-Куль, Киргизского хребта и т. д. Как правило, зоны пересечения линий максимальной плотности эпицентров разных направлений характеризуются повышенными значениями плотности.

Связь между слабыми и сильными землетрясениями достаточно

Рис. 54. Карта разломно-блоковой делимости земной коры. Составили А. К. Курскеев, А. В. Тимуш: 1—3 — разломы, пересекающие поверхность: 1 — Мохо, 2 — кровлю «базальтового» слоя, 3 — кровлю «гранитного» слоя; 4 — разломы, находящиеся в седиментном слое; 5 — выходы палеозойских пород

Разломы: 1 — Северо-Киргизский; 2 — Кендыктасский; 3 — Жалаир-Найманский; 4 — Каройский; 5 — Сарыбастауский; 6 — Колшенгельский; 7 — Илийский; 8 — Турасуйский; 9 — Северо-Иссык-Кульский; 10 — Чон-Кеминский; 11 — Северо-Тянь-Шаньский; 12 — Алма-Атинский; 13 — Западно-Алма-Атинский; 14 — Поперечный Алма-Атинский; 15 — Тургенский; 16 — Чиликский; 17 — Джетыгузский; 18 — Талдысуйский; 19 — Сарыджазский; 20 — Басулытауский; 21 — Центрально-Кетменский; 22 — Алтынэмельский; 23 — Малайсаринский; 24 — Уштобинский; 25 — Даулбайский; 26 — Западно-Джунгарский; 27 — Южно-Джунгарский; 28 — Токсанбайский; 29 — Коксуйский; 30 — Мынчукурский; 31 — Центрально-Джунгарский; 32 — Арасанский; 33 — Саркандский; 34 — Алатайский; 35 — Сандыктас-Чулакский; 36 — Джунгарский

сложна. На Северном Тянь-Шане и в Джунгарии эпицентры сильных и умеренных землетрясений приурочены к областям скопления слабых толчков или к их краевым частям [238, 246]. Эти части высокоактивны и в настоящее время. Между тем существуют районы, где эпицентры сильных и умеренных землетрясений расположены в спокойном или даже пониженном современном сейсмическом поле. В качестве примера можно привести район Баканасского землетрясения 1979 г., северную часть хребта Джунгарский Алатау и северо-восточную окраину Фрунзе [246].



Рис. 55. Карта сейсмической активности (1980—1986 гг.). Построена по материалам СОМЭ ИС АН КазССР. Изолинии — активность, $\times 10^{-2}$

Анализ глубин гипоцентров показывает, что области наибольших глубин (35 км и более), как правило, малопротяженные, за исключением зоны, приуроченной к осевой части Кунгей-Алатау (длиной порядка 80 км и шириной 10—15 км) [238]. Изолинии глубин более 30 км занимают значительную площадь в пределах хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау, достигая в длину около 180 км при ширине 20—40 км. Отдельные участки меньших размеров имеются в районе Чиликской зоны и на юго-западном побережье оз. Иссык-Куль. Изолинии глубин 20 км на севере района образуют две полосы почти широтного простираения, которые в своей центральной части пересекаются с зоной северо-западного простираения. На территории хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау

изолинии глубин 20 км повторяют конфигурацию изолиний глубин 30 км и более.

Анализ данных о распределении глубин очагов слабых толчков совместно с положением эпицентров сильных землетрясений свидетельствует о том, что последние, за редкими исключениями, располагаются в пределах области, которая характеризуется более глубоким положением сейсмоактивного слоя. Фактически все сильные землетрясения хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау приурочены к зонам, где глубина очага достигает 30 км и более.

Таким образом, можно констатировать, что очаги сильных землетрясений тяготеют к тем местам, где мощность сейсмоактивного слоя наибольшая. Самые высокие значения сейсмической активности наблюдаются в районах хребтов Киргизский и Кунгей-Алатау, Борохоро. Низкие значения свойственны Алма-Атинской впадине, Северной Джунгарии и Чу-Илийским горам. Значения угла наклона γ графика повторяемости, за исключением некоторых случаев, находятся в пределах 0,43—0,5 и совпадают со значениями γ , полученными для других районов [246]. Разрушительные землетрясения с $K \geq 15$ —16 возникали в тех районах, где уровень активности A_{10} 0,09. К таким зонам относятся узлы пересечения секущих линеаментов (Чиликского, Алма-Атинского и Боомского) с зонами продольных глубинных разломов (Северо-Тянь-Шаньской, Чон-Кеминской, Южно-Иссык-Кульской).

При составлении карты долгосрочного прогнозирования землетрясений области или зоны их возможных очагов выделяются по комплексу сейсмических параметров [201, 238]. В этих целях используются повторяемости землетрясений и их изменение во времени, распределение во времени и по площади числа землетрясений, плотность очагов сейсмогенных разрывов, отношение скоростей V_p/V_s , области сейсмического молчания, изменение скорости выделения сейсмической энергии и другие. В Копетдагском районе «локализована аномальная область размером 100×500 км и высказана гипотеза о стадиях развития данной области, магнитуде и времени ожидаемого в ней землетрясения» [201, с. 137].

Степень современного деформирования горных пород определяет сейсмическую активность. Карты полей напряжений и деформаций, карты трещинообразования и сейсмодислокаций на земной поверхности содержат важную информацию о месте и силе готовящегося землетрясения [329]. Но в отрыве от геолого-геофизических данных, базируясь лишь на сейсмологических признаках, нельзя достичь высокой степени вероятности прогноза. Сейсмологические параметры позволяют только районировать территорию по степени современной подвижности структуры ЗК. При этом максимальное число слабых землетрясений наблюдается на участках дизъюнктивных узлов. При поиске сейсмологических критериев сейсмической опасности анализировался комплекс параметров, включающий сейсмический режим (зоны затишья, микросейсмичность, угол наклона графика повторяемости, форшоки), скорости сейсмических

волн, динамические параметры очагов землетрясений (сброс напряжения, угловая частота и др.) и параметры механизмов очагов землетрясений (отношение количества очагов с нормальной подвижкой к общему их числу, изменение азимута простираения плоскостей разрыва, изменение ориентации осей сжатия и растяжения).

Сейсмическое затишье. На основе пространственного распределения очагов землетрясений А. С. Сыдыковым и А. Б. Садыковой [317] выделялись зоны и для них строились пространственно-временные графики сейсмичности. Длина таких зон колеблется от 30—40 км (для землетрясений с $K \approx 9—10$) до 400—600 км (для землетрясений с $K \approx 12—13$). По графикам исследовались параметры сейсмического цикла на разных энергетических уровнях, последовательность высвобождения сейсмической энергии, динамика развития областей сейсмического затишья. Для каждой зоны определялись длительности существования активной и пассивной фаз, а также линейные размеры участков, где характер протекания сейсмичности одинаков. Те участки, для которых заканчивался период покоя или еще не завершился активный период, считались местами возможного возникновения сильных землетрясений. Время и магнитуда оценивались по длительности периодов активизации и покоя. При этом учитывалась предыстория развития сейсмического процесса.

По такой методике А. С. Сыдыков и А. Б. Садыкова [317] на северо-востоке Тянь-Шаньского сейсмогена выделили семь участков, где, по их мнению, вероятность возникновения сильных землетрясений в ближайшие 3—4 года велика.

Активизация слабой сейсмичности. Иногда перед сильными землетрясениями возрастает число слабых [113]. За 1,5 года перед сильным землетрясением, которое произошло в Чон-Кеминской зоне 31 декабря 1982 г., заметно возрос уровень слабой сейсмичности [266].

На территории Северо-Тянь-Шаньского и Терскойского мегаблоков количество слабых землетрясений в последние 10 лет продолжает расти (см. главу 4). Подобная картина наблюдалась и для Джунгарского Алатау, что позволило Н. Н. Михайловой [226] выделить здесь ряд сейсмоопасных участков.

Пространственно-временные изменения в условиях сейсмотектонического деформирования. Как указывалось в главе 4, в пределах ЗК преобладают деформации сжатия. С 1970 по 1987 г. оси напряжения сжатия были ориентированы в основном в меридиональном и субмеридиональном направлениях, а оси растяжения — в широтном и субширотном направлениях [56, 57]. Плоскости разрывов согласуются главным образом с элементами простираения новейших разрывных нарушений.

Как ожидалось из теоретических разработок (см. главу 6), очаги сильных землетрясений чаще всего возникают в местах

смены типа деформации. Таковыми являются узлы сочленения разноориентированных разрывных нарушений.

Пространственно-временные изменения V_p/V_s . Выявлены длиннопериодические вариации этого параметра, связанные с эффектами глобального характера (см. главу 4). Сильные землетрясения происходят преимущественно вблизи зон, которым соответствуют пониженные значения V_p/V_s .

8. 2. Оценка сейсмopotенциала структур земной коры

Качественная оценка сейсмopotенциала СП сейсмогенерирующих структур производится в основном на основе использования связи землетрясений с интенсивностью неотектонических движений, которая определяется по двум показателям: амплитуде общего поднятия H и величине относительного смещения смежных блоков h [185]. Между магнитудой землетрясений M_{\max} и ИНД существует связь (рис. 56), выражающаяся в увеличении магнитуды M с ростом абсолютной величины ИНД от 0 до 4 км. В областях орогенов, где в позднем плейстоцене и голоцене развивались активные разрывы, что сопровождалось резким ослаблением несущей способности пород, и где по разрывам отмечаются импульсные современные движения, росту ИНД соответствует убывание M_{\max} .

Безусловно, достоверность оценки M_{\max} косвенными методами невелика. Для ее повышения необходимо разработать способы определения СП с учетом современной реальной сеймотектонической и динамической обстановки в ЗК, где происходит землетрясения. Ранее было показано, что в пределах Северо-Тянь-Шаньского и Джунгарского орогенов земная кора состоит из неоднородностей (блоки, волноводы и др.), динамика которых определяет ее сейсмичность. Подчеркивалось также, что соотношение иерархических уровней делимости вещества («кусковатости») подчиняется определенной закономерности и близко к 1:3. Как было выяснено в главе 5, дискретность размеров, дискретность в расположении геофизических неоднородностей и интенсивность их современного дислокационного процесса зависят от дискретности и энергоемкости воздействующих на них (на неоднородности) источников энергии.

В целом современная ЗК представляет собой иерархически упорядоченную систему структурных элементов (мегаблоков, блоков, разломов и т. д.), которые состоят из различных геологических образований (этажей, ярусов, комплексов и т. д.) с разным планом деформации. На всю эту систему действует пульсирующее знакопеременное поле напряжений. В результате геологические тела накапливают энергию, подвергаются многократным деформациям. Разрядка накопленной энергии происходит в дислокационных зонах. Дислокационный процесс — это процесс сдвигового вязкого

приразломного течения, сопровождаемого приразломным смятием пород [258].

Естественно предполагать, что чем крупнее блоки, тем больше потребуется энергии для того, чтобы их деформировать, привести в движение (сдвиг) (см. главу 5). Выделяемая при этом сейсмическая энергия будет пропорциональна размерам деформируемых блоков и слоев, подвергаемых смятию. В большем по объему теле накопится больше энергии деформации и, следовательно, при землетрясениях ее высвободится больше. Такая энергия тратится не только на дислокационный процесс, но и на миграционно-диффузионный, тепловой и другие процессы.

Величина запасенной геологическими телами упругой энергии, будучи пропорциональной их размерам, зависит и от их физических характеристик. М. А. Садовский [287] на экспериментальных сейсмических материалах показал, что размер (объем) сейсмического очага (в нашем понимании очаг — зона дислокации) с энергией сейсмических волн E и характерным временем развития процесса τ связаны следующим образом:

$$\lg E = \lg V + 2;$$

$$\lg \tau = \frac{1}{3} \lg E - 3,42. \quad (8.1)$$

Для очагов с объемом $V \sim L^3$ (L — средний поперечник очага) магнитуда M и время τ определяются формулами

$$M = 2 \lg L [\text{км}] + 4,13; \lg \tau [\text{годы}] = \lg L + 0,25. \quad (8.2)$$

Размеры очага, по мнению М. А. Садовского, можно установить по карте эпицентров [средний размер области, где образовалось поле (пятно) эпицентров]. Более точную, на наш взгляд, информацию о размерах сейсмоактивизирующихся структурных элементов можно получить при совместном рассмотрении карты сеймотектоники и эпицентров (плотности, активности и т. д.). С одной стороны, такой подход более приемлем для регионов, где сейсмоактив-

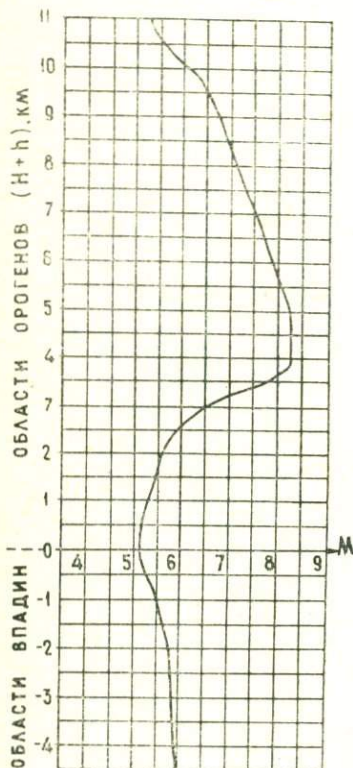


Рис. 56. Связь магнитуды (M) землетрясений с интенсивностью новейших движений (по А. В. Тимуху, 1988 г.)

ные структуры простираются на большие расстояния. С другой стороны, слабая сейсмичность (землетрясения с $K \geq 10$) в основном «контролирует» степень тектонической активности зон разрывных нарушений, которые ограничивают блоки.

По формуле (8.2) нами рассчитаны максимальные магнитуды структурных элементов ЗК Северо-Тянь-Шаньского и Джунгарского орогенов (рис. 57). Наиболее высокие M_{\max} характерны для Заилийского и Кунгейского блоков, с запада и востока ограниченных Боомской и Чиликской поперечными зонами. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что максимальные землетрясения здесь произошли в 1887 г. (Верненское с $M=7,3 \pm 0,5$), в 1889 г. (Чиликское с $M=8,3$) и в 1911 г. (Кеминское с $M=8,2 \pm 0,3$). Их магнитуды практически совпадают с расчетными данными. Значения M_{\max} , полученные расчетным путем для сейсмогенерирующих структур Северного Тянь-Шаня, довольно хорошо совпадают с M_{\max} , определенными графическим способом. Такая сходимость позволяет использовать данные об ИНД для оценки СП в слабо изученных регионах. С востока к Заилийскому и Кунгейскому блокам примыкает Кетменский блок. Расчетная M_{\max} для него 5,5—6,0.

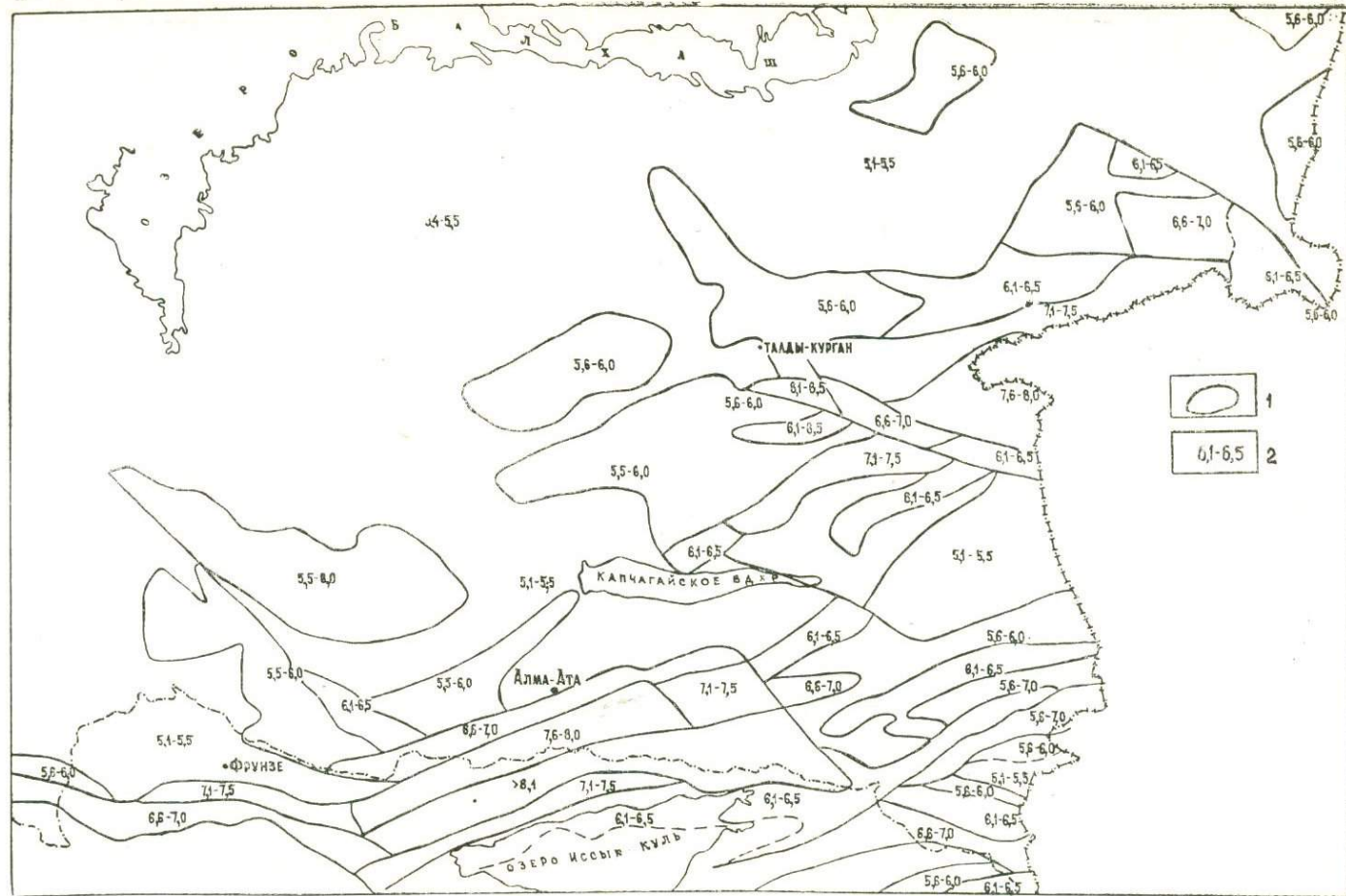
Сеймопотенциал структур Джунгарского орогена значительно ниже такового Северного Тянь-Шаня. По нашему мнению, это следствие высокой степени раздробленности ЗК (малые объемы блоков, большая степень «кусковатости»). При современной детальности исследования на территории Джунгарского орогена не удастся выделить блоки в ЗК с объемами, превышающими объемы Заилийского и Кунгейского блоков. Расчетные M_{\max} для блоков Джунгарского орогена не превышают $7 \pm 0,3$. Экспериментально зафиксированные землетрясения здесь имеют магнитуды до 6,1—6,5 [244].

8.3. Прогноз мест возникновения землетрясений с $M > 5$ по комплексным данным

В результате комплексного анализа приведенных выше экспериментальных материалов составлена карта долгосрочного прогноза сильных землетрясений для территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (рис. 58). На ней выделены зоны с наибольшей активностью в изменениях различных физических полей. Зонам даны условные наименования.

Боомская зона располагается в области сочленения хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау с Киргизским хребтом. Здесь наибольшую сейсмическую активность создают сочленения Западно-Иссык-Кульского разлома с Северо-Иссык-Кульским, Чон-Кеминским и Северо-Тянь-Шаньским разломами.

Алма-Атинская зона ограничена с запада и востока соответственно Актюз-Актасским и Талгарским (поперечным) разломами. Ее северной границей служит Алма-Атинский разлом, отделяющий



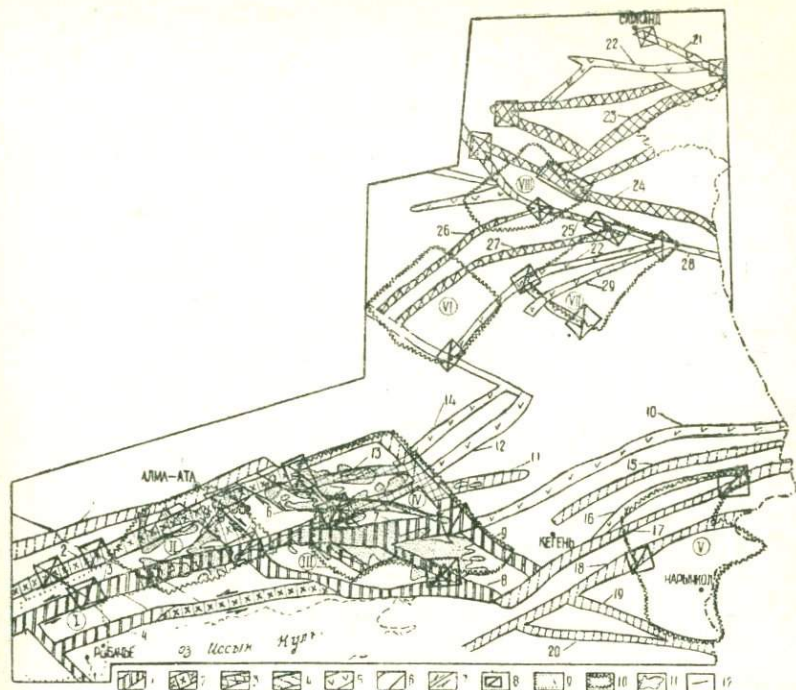


Рис. 58. Карта долгосрочного прогноза землетрясений с $M \geq 6,0$. 1—5 — максимальная магнитуда ожидаемых в сейсмогенных зонах землетрясений: 1 — более 8,0; 2 — 7,6—8,0; 3 — 7,1—7,5; 4 — 6,6—7,0; 5 — 6,1—6,5; 6 — направление сдвига; 7 — узлы пересечения активных тектонических структур; 8 — формирующиеся в настоящее время тектонические узлы [62]; 9, 10 — зоны, в которых по сейсмологическим данным (А. С. Сыдыков, А. Б. Садыкова, 1987 г.) в ближайшие 3—5 лет возможно возникновение землетрясений с $K=12-15$ и с $K=13-15$; 11 — участки распространения сейсмодислокации; 12 — отдельные разломы [62]. Зоны: I — Боомская, II — Алма-Атинская, III — Кунгейская, IV — Чиликская, V — Нарынская, VI — Алтынзельская, VII — Панфиловская, VIII — Центральная

Сейсмогенные зоны: 1 — Алма-Атинская, 2 — Заилийская, 3 — Чон-Кеминская, 4 — Кунгейская, 5 — Поперечная Алма-Атинская, 6 — Талгарская, 7 — Жаланашская, 8 — Тургенская, 9 — Чиликская, 10 — Северо-Кетменская, 11 — Торайгырская, 12 — Южно-Сюгатинская, 13 — Ассинская, 14 — Северо-Сюгатинская, 15 — Центрально-Кетменская, 16 — Южно-Кетменская, 17 — Шольадырская, 18 — Басультауская, 19 — Сарыджазская, 20 — Мушкетовская, 21 — Саркандская, 22 — Арасанская, 23 — Мынчукурская, 24 — Токсанбайская, 25 — Западно-Джунгарская, 26 — Малайсаринская, 27 — Алтынзельская, 28 — Южно-Джунгарская, 29 — Актауская

Рис. 57. Районирование территории Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского орогена и прилегающих регионов по максимальной магнитуде возможных землетрясений. Составили А. К. Курскеев, А. В. Тимуш: 1 — контуры сейсмогенерирующих структур; 2 — максимальная магнитуда

предгорную равнину от хр. Заилийский Алатау. На юге зона достигает средней части Кунгейского хребта. Наибольшую опасность представляют узлы пересечения Алма-Атинского, Заилийского и Чон-Кеминского продольных разломов с такими поперечными разломами, как Актюз-Актасский (Джалаир-Найманский), Поперечный Алма-Атинский и др. Определенного внимания заслуживают тектонические узлы, находящиеся в стадии развития. Вблизи Алматы к ним относятся Горельниковская и Северо-Талгарская зоны, а также зона, заключенная в границах Джайинско-Акбулакской системы разломов (местами максимальных концентраций напряжений являются участки пересечения тектонических границ этой зоны с Чилик-Кеминской системой разломов) [62]. Продолжают развиваться узлы сочленения Чемолган-Аксайского и Горельниковского, Горельниковского и Мынжилкинского разломов. Судя по СП, Алма-Атинская зона «способна» генерировать землетрясения с магнитудой до 8,0. В прошлом в этой зоне произошли Верненское (1887 г., $M=7,5$) и Кеминское (1911 г., $M=8,3$) землетрясения.

Кунгейская зона располагается к югу от Чон-Кеминского разлома и ограничена Поперечным Алма-Атинским (с запада) и Тургенским (с востока) разломами. К узлам пересечения этих поперечных разломов с продольными региональными разломами приурочены палеосейсмодислокации и сейсмические аномалии. Максимально возможная магнитуда землетрясений в зоне близка к 7,6—8,0.

Чиликская зона связана с одноименным поперечным линеamentом. Здесь произошло одноименное катастрофическое землетрясение 1889 г. (10—11 баллов). В плейстосейстовой области возникли многочисленные обвалы и оползни, образовались трещины шириной до 4—5 м и протяженностью до 1 км. Магнитуда оценивается как 8,5. Предполагается, что события с $M > 8,0$ могут повториться в будущем. С этой точки зрения опасны тектонические узлы, которые здесь широко распространены (см. рис. 58). Среди них в стадии развития находится узел в районе сочленения Кольсайского и Северо-Далаашикского разломов [62].

В западной части Джунгарского Алатау выделен ряд зон, где могут возникнуть сильные землетрясения. Как и на территории Северного Тянь-Шаня, сейсмическое поле «контролирует» современные движения в зонах глубинных разломов и тектонических узлов. Среди зон разломов наиболее активны Актауская (северовосточнее продолжение Чон-Кеминского разлома); Алтынэмельская, Западно-Джунгарская и Кокшеельская. Панфиловская, Центральная и Талды-Курганская зоны приурочены к Западно-Джунгарскому глубинному разлому и примыкающим к нему разломам второго и высшего порядков. Магнитуда ожидаемых землетрясений в этих зонах не превышает 6,6—7,0. Активность землетрясений здесь заметно повысилась в последние годы. Так, в Панфиловской зоне в 1984 и 1988 г. произошли землетрясения с $K=12-13$.

Следует, однако, подчеркнуть, что процесс формирования «оча-

гов» землетрясений крайне сложен и недостаточно изучен. Поэтому нет оснований утверждать, что сильные землетрясения не будут происходить на других участках, которые не показаны на рис. 58. На этом рисунке выделены места, где, судя по имеющимся экспериментальным материалам, вероятность возникновения сильных землетрясений в ближайшие годы наиболее высока.

8. 4. Прогноз времени сейсмической активизации земной коры

Для сейсмических процессов характерна цикличность, ритмичность (см. главу 4). Она порождается механизмом накопления и разрядки напряжений. В период смены цикла одного типа другим динамическое равновесие в ЗК нарушается. Из многообразия циклов важные те, которые сопровождаются сильными землетрясениями. С этой позиции и подойдем к проблеме прогноза времени землетрясения. Она включает прогноз периодов активизации сейсмичности, а в пределах этих периодов — прогноз момента возникновения отдельного землетрясения.

8.4.1. Прогноз периодов повышения сейсмичности

В результате исследования космических и геодинимических процессов между ними обнаружены связи. Теснота связей для этих процессов разная. Она, естественно, отчетливо проявляется на тех гармониках полей, которые присутствуют на «индуцирующих и индуцированных полях». Исходя из этого удалось объяснить причины смен этапов повышения сейсмичности этапами ее ослабления. При этом сейсмическая энергия характеризуется широким спектром (табл. 20). Каждая гармоника спектра в деформационной волне определяется не только особенностями геологического строения района, но и энергетическим спектром сил, под влиянием которых в недрах Земли происходят разнообразные процессы. Следовательно, зная спектральный состав и энергетические возможности таких сил, с одной стороны, и ожидаемую реакцию структурных элементов ЗК на действующие силы — с другой, можно с определенной долей вероятности предугадывать будущие этапы усиления сейсмичности. На основании такого подхода нами был предсказан очередной этап (1986—1987 гг.) усиления сейсмичности на территории Тянь-Шаньского сейсмогена [177]. Весьма существенные сейсмические события, которые произошли в 1986—1987 гг., оправдали прогноз. Тем не менее следует подчеркнуть, что приводимые далее сведения о периодах повышения сейсмичности следует рассматривать как наиболее вероятные. Они справедливы постольку, поскольку верны установленные взаимосвязи между космическими и земными явлениями и постоянны во времени ритмы природных процессов.

Активизация геодинамических процессов происходит, как показано в главах 4—6, вследствие изменения внешних сил. Трансформация внешней энергии, необходимой для ускорения внутриземных процессов, «осуществляется самой Землей» — путем изменения напряженно-деформационного состояния отдельных оболочек.

В составе временного ряда изменений скорости ω присутствуют гармоники с периодами: 9,14 и 28 суток; 0,5; 1,0 и 3,6 года; 5,7; 13;

Т а б л и ц а 20. Спектральный состав геофизических параметров

Параметр	Период, годы							
	125	62	42	18–22	11	6	1	27 сут
Число Вольфа	+	+	—	+	+	—	+	+
Атмосферная циркуляция					+		+	
Магнитное поле	+	+	—	+	+		+	+
Склонение орбиты Луны	—	—	—	+	—	—	—	—
Скорость, ω	+	+	+	+	+		+	+
Энергия, E	+	+	—	+	+	—	+	+

Примечание. Знак «плюс» — присутствие гармоники, «минус» — отсутствие.

18,6; 21,3; 31,2; 62,5 и 250 лет [176]. При этом наиболее значимой амплитудой обладают колебания с периодами 14 и 28 суток, 0,5 и 1,0 года; 21,3, 62,5 и 250 лет. Энергетические возможности этих гармоник различные.

На рис. 59 демонстрируются графики изменения среднегодовых значений длительности суток с 1800 по 1980 г. Приведены колебания ω наиболее «мощных» гармоник. Изменение кинетической энергии вращения Земли за годы максимальных вариаций продолжительности суток составляет $5,6 \cdot 10^{21}$ эрг/с (около $2,0 \cdot 10^{22}$ Дж/год). Она выше величины сейсмической энергии, которая наблюдается при катастрофических землетрясениях. Для примера укажем, что при Верненском землетрясении в 1887 г. освободилась энергия до $4 \cdot 10^{21}$ Дж [244].

Сверхдолгосрочный прогноз. Ретроспективный анализ экспериментальных материалов по сейсмичности показал, что за последние 200 лет сильные и катастрофические землетрясения на территории Тянь-Шаньского сейсмогена происходили в годы активной и синхронной «обработки» Земли Солнцем и Луной (рис. 60). Таковыми были 1885—1913, 1922—1925, 1941—1945, 1959—1961 и 1977—1979 гг. Промежуток времени с 1885 по 1913 г. совпал с периодом, когда 120—125-летняя составляющая в изменении скорости ω достигла минимального значения. Радиус Земли при этом увеличился (см. главу 4), что сопровождалось сейсмической активизацией ЗК. Такая общая активизация еще больше усилилась в периоды максимального склонения орбиты Луны (1887—1889 и 1905—1907 гг.). Именно в эти годы произошли Беловодское, Верненское, Чилик-

ское и другие землетрясения с магнитудой до 7,5—8,3. Продолжительность периода сейсмической активизации в значительной степени зависела от продолжительности совпадения действия «солнечного» и «лунного» эффектов.

В начале XIX в. кривая сейсмической энергии E достигла максимума в 1904 г. Если предположить, что повторяемость геофизических процессов носит постоянный характер (закон природы), то

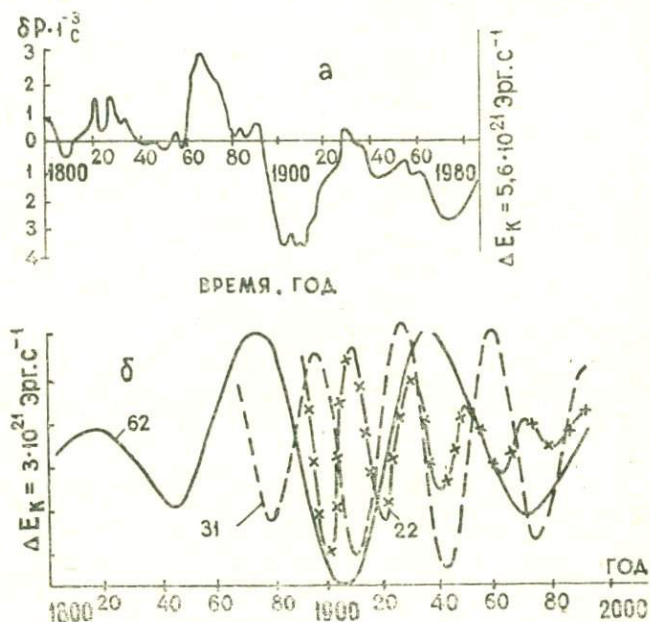


Рис. 59. Изменение продолжительности суток (а) (по Н. С. Сидоренкову, 1988 г.) и гармонических колебаний (б) с периодами 62, 31 и 22 года

счередной этап резкого усиления землетрясений может наступить через 120—125 лет, т. е. в 2015—2030 гг. К этому времени изменение кинетической энергии Земли, обусловленное изменением гравитационно-ротационного режима, может достигнуть максимума. Иными словами, вероятность того, что ЗК на территории Тянь-Шаньского сейсмогена в начале XXI в. вступит в очередной «опасный период» и сейсмическая активность здесь достигнет своего «апогея» в 20—30-х годах, довольно велика.

С точки зрения сверхдолгосрочного прогноза существенную роль в развитии сейсмических процессов могут сыграть Алма-Атинская, Кемин-Ушконурская, Чилик-Кеминская и Чиликская и др. зоны глубоких разломов.

По геологическим данным землетрясения с магнитудой до 7,5—8,0 могут возникать в зонах Каракастекского, Алма-Атинского, Бескарагайского, Кольсайского, Байсорун-Чиликского, Жаланап-

Чиликского, Кенсуйского, Бороталинского и других разломов. Новейшие деформации и дислокации устойчиво развиваются в зонах Бескарагайского, Кольсайского, Чилик-Кеминского, Байсорун-Чиликского разломов.

Определенную опасность представляют зоны сочленения Кольсайского разлома с Байсорун-Чиликским, Майбулакским и Северо-Далаашикским. В зоне Северо-Далаашикского разлома происходит ломка своеобразных структурно-тектонических барьеров и формирование сложнопостроенного узла [7]. В этом узле располагается эпицентр Карасайского палеоземлетрясения ($M \approx 8,0$) [62].

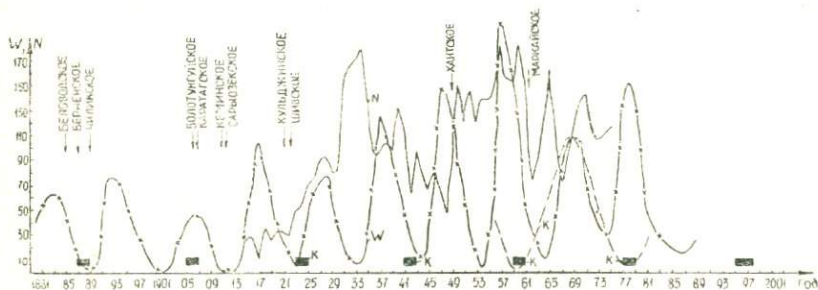


Рис. 60. Связь сейсмической энергии E с числом Вольфа W и склонением орбиты Луны γ

В узлах пересечения Чиликской поперечной зоны с новейшими разломами тянь-шаньской ориентации можно ожидать формирования «очагов» наиболее сильных землетрясений.

В Джунгарском Алатау крупные остаточные деформации в породах жесткого цоколя в изобилии наблюдаются (Н. М. Чабдаров) на участках сочленения трех крупных зон разломов — Солдатсайского (Западно-Джунгарского), Южно-Джунгарского и Текели-Усекского, в районе пересечения Сандыктас-Чулакского и Арасан-Чулакского разломов, вблизи причленения Коксуатского и Сандыктас-Чулакского разломов к Алаколь-Джунгарскому (Главному Джунгарскому). Район к югу от Южно-Джунгарского разлома и восточнее его стыка с Солдатсайским испытывает дифференцированные движения [109]. В полосе от Южно-Джунгарского разлома приблизительно до линии горы Актау — пос. Коктал — г. Панфилов происходит интенсивное поднятие, а южнее, до р. Или — погружение.

Долгосрочный прогноз. В нашем столетии наибольшие изменения в гравитационно-ротационном режиме Земли, по-видимому, произойдут в 1996—1998 гг. В эти годы ожидается очередное совпадение «лунного» и «солнечного» эффектов, а продолжительность земных суток уменьшится на 0,3—0,5 мс.

Ретроспективный анализ сейсмических материалов показал (см. главу 4), что в годы совпадения названных эффектов в ЗК Тянь-Шаньского сейсмогена возникали землетрясения с магнитудой до 7—7,5.

В связи с убыстрением скорости ω , начавшимся в 1971—1972 гг., усиливается процесс сжатия Земли. Тангенциальная составляющая деформирующей силы в зоне критических параллелей достигнет «наибольшей» величины [313]. В результате на широте $40 \pm 5^\circ$ возрастут скорости относительного смещения блоков. О степени и времени активизации дислокационных зон можно судить, например, по временному и пространственному изменению сейсмического поля. Максимальное количество землетрясений (слабой и средней интенсивности) будет фиксироваться, по-видимому, вдоль зон, где происходят лево- или правосторонние сдвиги, и в тектонических узлах. Наступление временного «затишья» в сейсмической деятельности в уже активизировавшихся зонах или узлах может свидетельствовать о начале формирования «очага» землетрясений (механизм сцепления неровностей блоков). К 1996—1998 гг. кинетическая энергия вращения Земли E_k возрастет до 10^{20} Дж. Раньше при перераспределении такой энергии в ЗК возникали землетрясения с магнитудой более 7.

Практически все сейсмогенерирующие зоны, приведенные на рис. 58, могут активизироваться. Среди них определенного внимания заслуживают те тектонические узлы, которые находятся в стадии развития.

Среднесрочный прогноз включает уточнение и выбор участков (или зон) в тех областях сейсмической активизации, которые установлены на стадии долгосрочного прогнозирования. В зонах, отнесенных к разряду сейсмоопасных, следует организовать комплексные наблюдения временных изменений различных геофизических полей (см. табл. 19). При интерпретации результатов измерений важно учесть зависимость степени активности сейсмогенерирующих структур от их пространственной ориентации по отношению к Солнцу и Луне. Дело в том, что на территории ТШС сейсмогенные структуры, сосредоточенные западнее Памиро-Балхашского линеймента и ориентированные с северо-запада на юго-восток, проявляют наибольшую активность главным образом до апреля (рис. 61). Восточнее Кокшальско-Джунгарского линеймента сосредоточены сейсмогенные структуры, простирающиеся в северо-восточном направлении. Они в основном активизируются летом. Наконец, структуры, находящиеся между названными линейментами, активизируются как в зимне-весенний период, так и в летний.

Судя по расчетам (см. главу 5), при удлинении суток на 1 мс (амплитуда сезонных вариаций порядка 0,7—0,8 мс) в ЗК возникают напряжения порядка 0,4—0,6 мбар. Величины их невысокие, но скорости нарастания ($1 \cdot 10^{-5}$ мбар/с) сезонных напряжений почти на порядок выше тех, что наблюдались в конце XIX в. ($5 \times$

$\times 10^{-6}$ мбар/с), когда произошел ряд катастрофических землетрясений. Безусловно, сезонные деформационные волны не проникают на значительные глубины в ЗК (см. главу 5). Они «возбуждают» лишь ее верхнюю часть. Этим, по-видимому, объясняются сдвиги во времени периодов активизации сейсмичности структур с различными пространственными ориентациями.

Существование годовых и сезонных «аномалий» в сейсмическом поле, а также в вариациях геофизических и других полей создает трудности при среднесрочном прогнозе землетрясений. Тем не менее при благоприятных условиях на фоне сезонных «аномалий»

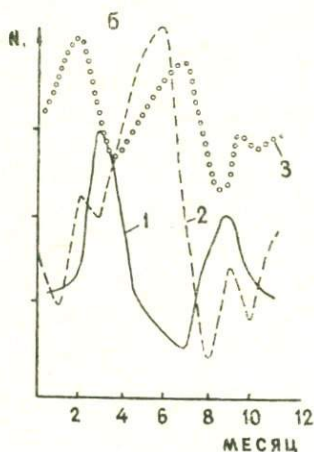
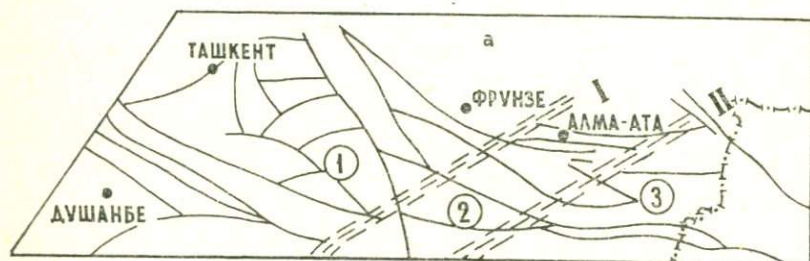


Рис. 61. Сезонное распределение числа землетрясений N с $K \geq 11$ на территории Тянь-Шаньского сейсмогена, возникших в 1980—1987 гг. Линеаменты: I — Памиро-Балхашский, II — Кокшальско-Джунгарский. Гистограммы 1, 2 и 3 на рис. б соответствуют участкам 1, 2 и 3 на рис. а (по Н. Б. Узбекову, 1988 г.)

за несколько месяцев до основного толчка были зафиксированы заметные отклонения от ожидаемых изменений геофизических, гидрогеохимических и других полей (см. главу 1). Так, на Алма-Атинском полигоне за несколько месяцев до Жаланаш-Тюпского ($M \approx 6,8$; 1978 г.) и Новогоднего ($M \approx 5,2$; 1982 г.) землетрясений наблюдались аномалии в сейсмическом поле (наступление «затишья» по землетрясениям с «более» низким энергетическим уровнем; резкое возрастание их непосредственно в очаговой области перед основным толчком, и др.) [113, 226].

Краткосрочный прогноз — наиболее ответственный этап в системе сейсмопрогноза. Здесь речь идет о предсказании моментов, мест и сил возникновения землетрясений в ближайшие недели, сутки, часы (см. табл. 19). Несмотря на то, что в разных странах мира выполнен большой объем научно-исследовательских работ по теоретическому моделированию физических процессов подготовки землетрясений и поиску их информативных предвестников, желаемых успехов достичь не удается (см. главу 1). В некоторой степени восполнить этот недостаток позволяют результаты экспериментальных наблюдений на прогностических полигонах Средней Азии и Казахстана.

Спектральный анализ среднесуточных значений модуля геомагнитного поля T за период 1981—1986 гг. (данные получены на Алма-Атинском полигоне) показал, что в его вариациях присутствуют гармоники с периодами 12—15 и 20—35 суток. Среди них доминирует 27-суточная гармоника. Была изучена связь между моментами возникновения землетрясений ($K > 12$), происшедших на территории Тянь-Шаньского сейсмогена с 1981 по 1986 г., с особенностями магнитных вариаций с периодами 27 суток [48, 178]. Оказалось, что землетрясения возникают в основном в периоды протекания рассматриваемых вариаций, причем после достижения полем минимального значения — на восходящей ветви аномалий поля T (рис. 62). Как правило, на спаде месячной гармоника, предшествующей «сейсмоопасному» периоду, регистрируется одна или несколько магнитных бурь*. Судя по результатам статистической обработки указанных выше материалов, вероятность «обнаружения» цели составляет 0,87, а вероятность пропуска ее — 0,13. Следовательно, месячная гармоника поля T может быть использована при краткосрочном прогнозировании вероятного периода (на ближайшие 12—18 суток) возникновения землетрясений. Но район и силу ожидаемого толчка по геомагнитным вариациям пока определить не удастся. Этот пробел может быть восполнен при сочетании геомагнитного метода с другими методами (см. табл. 19). Прежде всего, в этот комплекс нужно включить такие виды исследования, которые наиболее чувствительны к резким изменениям скорости деформации пород (развитие дислокационного процесса на стадии разрыва межблоковых связей — срыв). Такого состояния следует ожидать в сейсмической и электромагнитной эмиссии, которые являются прямым проявлением изменения напряжений и деформации (см. главу 6). Из этих соображений создавались комплексные геомагнитные и электромагнитные станции на Алма-Атинском и Ташкентском полигонах [2, 179].

При проведении непрерывных наблюдений (1979—1983 гг.) за вариациями ЕИЭМ поля на территории Алма-Атинского полигона были зарегистрированы два аномальных возмущения в интенсивно-

* В ряде случаев бури наблюдались после минимума магнитного поля.

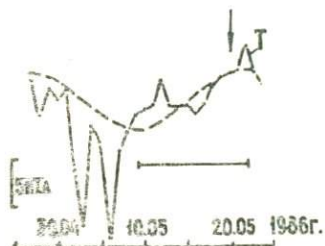
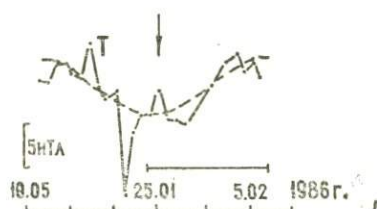
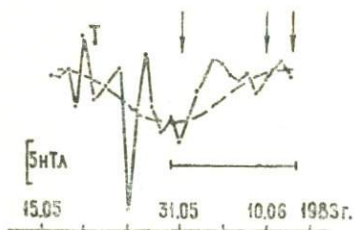


Рис. 62. Примеры прогнозирования периодов сейсмической опасности по аномалиям геомагнитного поля. Пунктир — месячная гармоника T ; горизонтальный отрезок — прогнозируемый период; штрихи — дни магнитных бурь; стрелки — моменты возникновения землетрясений

сти электромагнитного излучения, превышающих в $(10-100) \cdot 10^3$ раз средний уровень суточных и сезонных вариаций (см. главу 1). Первая аномальная вариация предшествовала семибалльному Баканасскому землетрясению (1979 г.), вторая — землетрясению, которое произошло к югу от оз. Иссык-Куль 5 июля 1980 г. Аналогичные вариации ЕИЭМ поля наблюдались и на территории Узбекистана [2, 347]. Здесь зафиксированы возмущения электромагнитного поля накануне ряда ощутимых и сильных землетрясений (Газлийское, 1976; Исфара-Баткенское, 1977; Таваксайское, 1977; Назарбекское, 1980; Чимшонское, 1982 и др.). Характерное время проявления эффектов от нескольких часов до 5—6 суток. Величина отношения аномальных эффектов к фоновым 3—4. Аномалии в ЕИЭМ поле, которые предшествовали землетрясению и сопровождали его, «формировались» на восходящих ветвях 27-суточных гармоник геомагнитного поля.

В уточнении времени и места возникновения землетрясений важную роль могут сыграть данные о деформациях пород. Так, на территории Алма-Атинского полигона в ряде случаев землетрясениям с $K \geq 12$ (в радиусе до 150—170 км от регистрирующей аппаратуры) предшествовали заметные аномалии в деформации пород (рис. 63). Хотя их интенсивность не превышала 10^{-9} (по данным А. В. Тихомирова, 1988 г.), «появление» таких непродолжительных возмущений в деформации пород в те сутки, которые по геомагнитным или другим данным объявлены сейсмоопасными, нельзя считать случайным явлением. В изменении гидрогеодинамического поля в подземных водах существенных аномалий накануне рассмотренных землетрясений не наблюдалось.

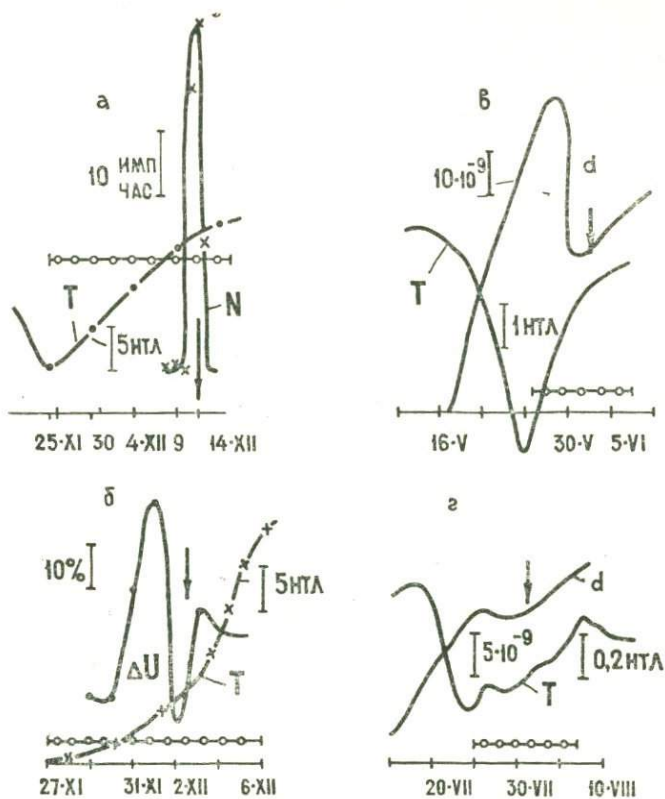
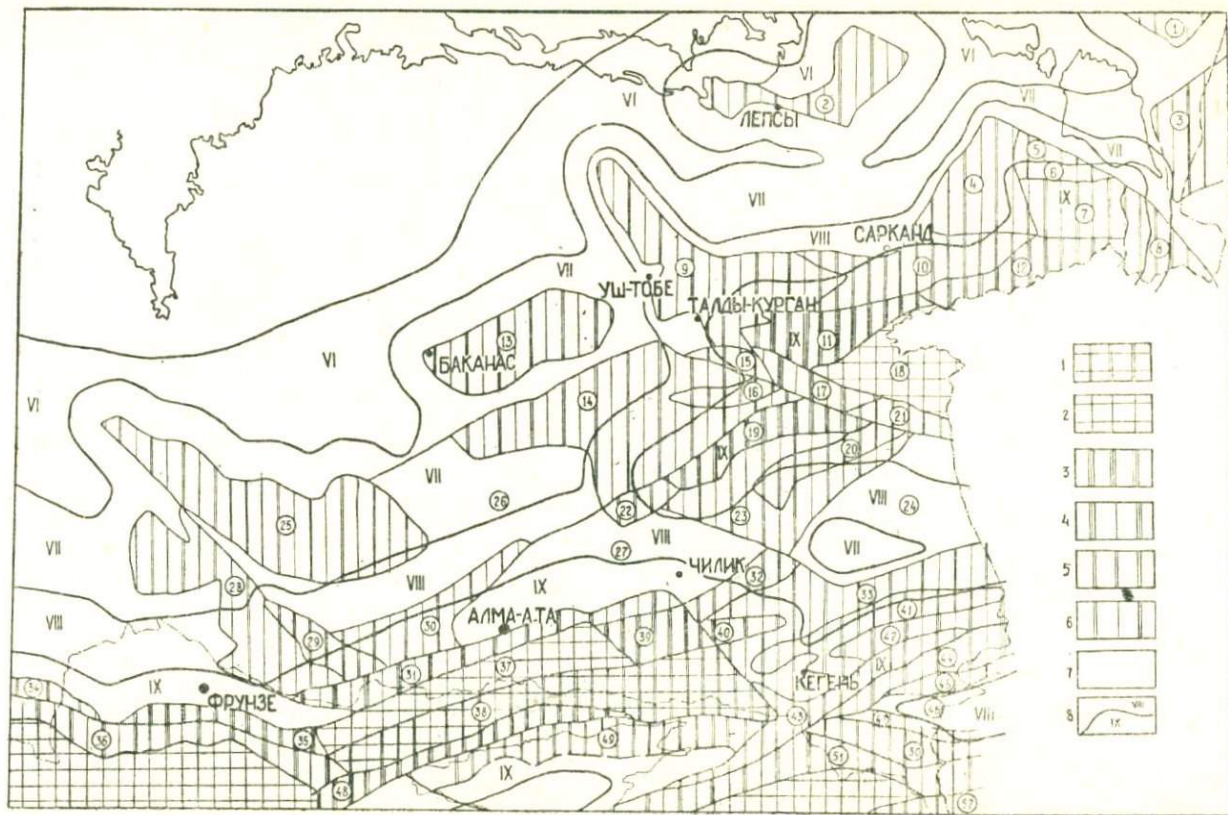


Рис. 63. Изменение деформации d , модуля геомагнитного поля T и импульсного электромагнитного поля (N — число импульсов, ΔU — напряженность поля) накануне землетрясений: a — Ферганского (11.XII.1978 г., $M=4,7$); $б$ — Алайского (2.XII.1978 г., $M=6,4$); $в$ — Северо-Тянь-Шаньского (2.VI.1982 г., $K=12$); $г$ — Терской (30.VIII.1984 г., $K=12$)

8. 5. Интенсивность сейсмического воздействия землетрясений

Одним из важных элементов прогноза землетрясений является оценка интенсивности их сейсмического воздействия (в баллах) на геологические образования, слагающие верхнюю часть ЗК, и на объекты, располагающиеся на них. Решение этой задачи осуществляется с помощью сейсмического районирования. В СССР выполняются три вида сейсмического районирования: общее, детальное и микросейсморайонирование.



Общее сейсмическое районирование (ОСР) служит для целей планирования развития народного хозяйства в масштабах страны и республики [132]. К настоящему времени картой ОСР (в масштабе 1 : 5 000 000) охвачена вся территория СССР. На ней выделены зоны наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) с $M > 6,1$, оценена вероятность возникновения разрушительных землетрясений в разных участках ВОЗ в ближайшие десятилетия, а для зон с интенсивностью 7, 8 и 9 баллов рассчитана средняя повторяемость сотрясений.

Сейсмическое микрорайонирование (СМР) осуществляется в целях оценки влияния местных геологических условий (состав, строение, уровень грунтовых вод, рельеф и т. п.) на сейсмический эффект. Оно проводится в крупных масштабах.

Переход от ОСР к СМР осуществляется через детальное сейсморайонирование. «ДСР имеет задачей выявление и оценку характеристик сейсмогенерирующих зон, сейсмические события в которых представляют опасность для проектируемых объектов. Под объектом понимается как отдельное сооружение, так и комплекс сооружений, населенный пункт или район перспективного народнохозяйственного освоения» [14, с. 186]. Карты ДСР, составляемые в масштабах от 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000, должны заменять карты ОСР и служить нормативной основой при выборе в конкретных районах благоприятных мест для строительства объектов и оценке сейсмических воздействий на них.

Для сейсмоопасных районов Казахстана работа по составлению карты ДСР нами совместно с А. В. Тимушем была начата в 1982—1985 гг. Первая такая карта составлена для территории Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского орогена (рис. 64).

Содержание карты определяется практическим ее назначением для проектирования строительства возможных народнохозяйствен-

Рис. 64. Сейсмическое районирование юго-востока Казахстана. Составили А. К. Курскеев, А. В. Тимуш: 1—7 — сейсмогенные зоны и магнитуда ожидаемых землетрясений в них: 1 — более 8,0; 2 — 7,6—8,0; 3 — 7,1—7,5; 4 — 6,6—7,0; 5 — 6,1—6,5; 6 — 5,6—6,0; 7 — менее 5,5; 8 — районы прогнозируемой интенсивности землетрясений в баллах сейсмической шкалы MSK—64 и их границы

Сейсмогенные зоны (цифры в кружках): 1 — Бармакумская, 2 — Лепсинско-Аркарлинская, 3 — Арасантауская, 4 — Шинжалинская, 5 — Буламбайская, 6 — Акжарская, 7 — Коксуатская, 8 — Теректинская, 9 — Ушкара-Конуртауская, 10 — Жельдыкарагайская, 11 — Бесбасканская, 12 — Таस्ताуская, 13 — Таукумская, 14 — Кокшеельско-Малайсаринская, 15 — Жалгызгагашская, 16 — Котырканская, 17 — Южно-Джунгарская, 18 — Борохоринская, 19 — Алтынэмельская, 20 — Катутауская, 21 — Бурханская, 22 — Шолакская, 23 — Калканактауская, 24 — Панфиловская, 25 — Чу-Илийская, 26 — Каройская, 27 — Капчагайская, 28 — Кендыктасская, 29 — Жетыжольская, 30 — Дегересская, 31 — Алма-Атинская, 32 — Сюгатинская, 33 — Сюгаты-Кольжатская, 34 — Ойталская, 35 — Северо-Киргизская, 36 — Центрально-Киргизская, 37 — Зайлийская, 38 — Кунгейская, 39 — Караская, 40 — Торайгырская, 41 — Северо-Кетменская, 42 — Центрально-Кетменская, 43 — Шольвадырская, 44 — Басулытауская, 45 — Сумбинская, 46 — Текесская, 47 — Нарынкольская, 48 — Коксуйская, 49 — Северо-Иссык-Кульская, 50 — Баян-кольская, 51 — Кокжарская, 52 — Иныльчекская

чных объектов, хотя она не является еще нормативным документом. По мере обобщения и анализа дополнительных данных карта будет уточняться по части как сейсмогенных зон, так и зон ожидаемой интенсивности землетрясений. Предлагаемая карта включает интенсивность землетрясений в баллах сейсмической шкалы МК-64; сейсмическую активность A_{10} в подзонах равной интенсивности; зоны ожидаемых сеймотектонических остаточных деформаций; возможные сейсмообусловленные процессы и явления; оценку пригодности территории для строительства в зависимости от уклонов местности. Далее приведем краткую характеристику районов с различной ожидаемой интенсивностью (бальность) землетрясений.

Районы с возможной интенсивностью землетрясений до 9 баллов охватывают горные хребты Северного Тянь-Шаня и Джунгарии, а также узкие полосы предгорных равнин (см. рис. 64). Их границы определены исходя из положения сейсмогенных зон с максимальной магнитудой 7,0 и более. Однако потенциальная сейсмическая опасность в пределах 9-балльного района неодинакова. Наибольшая она в хребтах Заилыйский и Кунгей-Алатау, где на основании инструментальных исследований сейсмическая активность $A_{10}=0,2-0,3$. Менее активны сейсмогенные структуры на северо-западном и восточном флангах Северного Тянь-Шаня. Так, для подрайона, связанного с Жетыжольской зоной, $A_{10}=0,05$. Такова же активность восточного фланга (Северо-Центрально-Кетменская, Шольдадырская сейсмогенные зоны).

Различаются по сейсмической активности 9-балльные подрайоны Джунгарии. Наиболее опасны ($A_{10}=0,1$) Тоқсанбайская и восточный фланг Южно-Джунгарской сейсмогенных зон. На юг и на север от них активность снижается. В Алтынэмельской зоне, например, при предполагаемой магнитуде $M=6,6-7,0$ сейсмическая активность $A_{10}=0,1$. Еще больше она снижается в северном направлении, составляя соответственно в Мынчукурской и Арасанской сейсмогенных зонах 0,06, Саркандской и Сандыктас-Чулакской — 0,04, а в Колпаковских и Джунгарской — 0,02 и менее. Такое несоответствие оценки ожидаемой интенсивности землетрясений и сейсмической активности потенциально опасных сейсмогенных зон может быть следствием либо временного затишья в тектонической активности земной коры данного района, либо недостаточно густой сети регистрирующих станций и их удаленности от этих зон. В пользу такого заключения свидетельствует общая картина снижения значений A_{10} с удалением от хребтов Заилыйский и Кунгей-Алатау, где развернута наиболее густая сеть сейсмологических станций.

В пределах 9-балльных районов разнообразны грунтовые условия, что может создать вариации сейсмической интенсивности даже на близлежащих участках. Значительную площадь составляют выходы скальных интрузивных и терригенных пород в горных районах, где они подвергались интенсивному расчленению и вывет-

риванию. Уклоны поверхности рельефа здесь превышают допустимые строительные нормы и для массового освоения непригодны; возможны сейсмообусловленные процессы и явления. Выделены зоны ожидаемых необратимых деформаций, которые могут быть связаны с сейсмогенными структурами.

На предгорных равнинах наилучшие грунтовые условия наблюдаются в полосе шлейфа конусов выноса, сложенных разнообломочными породами (валунно-галечниками и галечниками с маломощным чехлом суглинков), которые по сейсмическим свойствам могут быть отнесены ко II категории. За пределами конусов выноса распространены лёссы и лёссовидные суглинки, отнесенные к III категории. Суглинки, супеси и пески пойм и первого комплекса надпойменных террас, а также обводненные грунты на более высоких уровнях также отнесены к III категории.

Районы с ожидаемой интенсивностью землетрясений до 8 баллов приурочены к снижающимся отрогам горных хребтов, где падает интенсивность неотектонических движений и в связи с этим — сейсмогенный потенциал тектонических структур. К их числу относятся Кендыктасская, Малайсаринская, Шолакская, Солдатсайская сейсмогенные зоны. Кроме того, выделяется полоса ожидаемых 8-балльных транзитных сотрясений от сейсмогенных зон из 9-балльных районов.

Среди 8-балльных районов также выделяются подрайоны с различной сейсмической активностью, причем проявляется описанная выше общая закономерность, выражающаяся в уменьшении ее расчетных значений на северо-запад и север от хребтов Тянь-Шаня. Конкретные значения A_{10} для отдельных подрайонов указаны на рис. 64.

Грунтовые условия 8-балльных районов разнообразны, что связано и с различной степенью обнаженности территории, и с особенностями фациальной дифференциации континентальных отложений кайнозоя. На водоразделах хр. Кендыктас из-под очень маломощного чехла рыхлых отложений выходят граниты и гранито-гнейсы, отнесенные к I категории грунтов по сейсмическим свойствам. Во II категорию включены грубообломочные щебенистые отложения аллювиально-пролювиальных предгорных шлейфов, обычно почти не обводненные. К III категории отнесены аллювиальные пески, супеси и суглинки пойм и первых надпойменных террас, а также рыхлые пески внутренних частей Чуйской, Южно-Прибалхашской и Саркандской впадин. Остаточные деформации возможны только непосредственно в сейсмогенных зонах, в которых не рекомендуется строительство различных видов объектов.

Районы с интенсивностью землетрясений до 7 баллов прослеживаются полосой от 10 до 75 км на предгорных равнинах. Они не связаны непосредственно с сейсмогенными зонами, а характеризуются транзитными сотрясениями. Исключение составляют Таукумская и Ушкаринская зоны, в которых прогнозируется возможность возникновения землетрясений с магнитудой до 5,5.

В Таукумской зоне такое событие уже отмечалось (Баканасское землетрясение 1979 г. с $M=5,5$). Выделяются подрайоны с сейсмической активностью от 0,04 до 0,01.

В 7-балльных районах широко распространены грунты III категории, представленные аллювиальными и эоловыми песками, супесями и суглинками. В дельтах рек Или, Каратал, Аксу и других часто встречаются заболоченные участки, а также поймы и первые надпойменные речные и озерные террасы с глубиной залегания грунтовых вод менее 5 м. Наблюдаются также участки с выходами сильно расчлененных скальных пород, приуроченных к мелкосопочникам Чу-Илийских гор, аллювиально-пролювиальные щебенистые шлейфы конусов выноса и глинистые породы денудированных выходов неогена.

Районы с интенсивностью землетрясений до 6 баллов протягиваются полосой от 15 до 85 км в пределах денудационных и аккумулятивных равнин Чу-Илийского водораздела, Южно-Прибалхашской, Саркандской и Алакольской впадин. Здесь условно выделены сейсмогенные зоны с ожидаемой магнитудой до 4,5—5,0, связанные с незначительно проявленными новейшими разломами (Бурубайтальская, Хантауская, Сарытумская, Илийская, Лепинская, Арганатинская). С некоторыми из них связано локальное увеличение плотности эпицентров слабых землетрясений. Под кайнозойскими отложениями во впадинах смещения фундамента установлены геофизическими методами. Вблизи Ушкаринской зоны имеются современные тектонические разрывные деформации.

Грунтовые условия характеризуются наличием всех трех категорий грунтов по сейсмическим свойствам. Наиболее широко распространены песчаные и супесчаные грунты с эоловой переработкой, а также скальные грунты. Выделяются участки интенсивного расчленения рельефа вдоль тектонического уступа Джалаир-Найманской зоны разломов, а также обширные площади распространения бугристо-грядового рельефа.

8.6. Концепция дальнейшего развития сейсмологических исследований

Как отмечалось во введении, вопросы прогнозирования места, силы и времени возникновения разрушительных землетрясений, предотвращения экономического ущерба от них сегодня являются самыми актуальными. К сожалению, для жителей сейсмоактивных регионов пока нет гарантий безопасности. Пробелы в области разработки научных методов оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений ярко проявились после Спитакского (7 декабря 1988 г.) и Гиссарского (9 января 1989 г.) землетрясений.

Чтобы беда не застала врасплох, как это случилось в Армении или Таджикистане, необходимы радикальные меры по пересмотру существующих ныне научных направлений в сейсмологии. Приори-

тет, по нашему мнению, нужно отдавать фундаментальным исследованиям, связанным с разработкой научных основ прогноза землетрясений, с предотвращением социально-экономического ущерба от них и созданием службы сейсмопрогноза. Исходя из этого рекомендуются следующие основные направления, на реализации которых следует сосредоточить внимание в ближайшие годы.

1. Проблемы взаимоотношения геологической среды и сейсмичности (сейсмогеология). Генетическая связь сейсмических процессов с особенностями строения и состава земной коры, а также с тектоническими процессами, сопровождающимися землетрясениями, до сих пор не раскрыта. Возникают принципиально важные вопросы: каковы особенности строения, состава и физического состояния земной коры геологических неоднородностей, в пределах которых происходят современные геодинамические процессы? Какое место занимают в истории геологического развития тектоносферы сейсмопоояса, сейсмогенные структуры или элементы ЗК? Каково внутреннее строение сейсмоактивных зон и в каких геологических условиях возникает землетрясения?

2. Энергетика сейсмических процессов (сейсмоэнергетика). Наиболее контрастно сейсмические процессы происходят в областях интенсивного проявления современных движений структурных элементов земной коры. Причины их взаимодействия и активизации глубинных процессов необходимо искать не только в недрах Земли. В связи с этим важно решение таких вопросов, как определение основных источников энергии сейсмических процессов и роли космических факторов в их проявлении, пути формирования геофизических неоднородностей (в частности, сейсмогенных слоев, зон) в верхней мантии или в земной коре (под действием как внутриземных, так и внеземных источников энергии).

3. Изменение сейсмического и флюидного режимов, геофизических характеристик и современных движений земной коры геодинамическими процессами (сейсмогеодинамика). Области активного проявления новейшей и четвертичной тектоники характеризуются повышенными сейсмичностью и скоростями движений земной поверхности, изменением температуры, уровня и состава подземных вод, вариацией геофизических характеристик земной коры. Кроме того, такие области отличаются повышенной реакцией на гравитационное притяжение Луны и Солнца. Но фундаментальной особенностью временно́го изменения сейсмичности, геофизических характеристик и флюидного режима земной коры является синхронность, одновременность проявления в них так называемых аномалий, с одной стороны, и с другой — их периодический или квазипериодический характер. Следует также обратить внимание на присутствие в гармониках земных процессов тех гармоник, которые доминируют в вариациях космических процессов. Здесь необходимо выяснить, каковы механизмы отражения «продуктов» формируемых в ЗК современными геодинамическими процессами,

в геофизических и других полях и какие вклады вносят сейсмические процессы в вариации различных полей, наблюдаемых вблизи земной поверхности.

4. Проблемы прогноза последствий сейсмических процессов и предотвращения ущерба от землетрясений и их вторичных факторов (сейсмопрогноз). Землетрясения сопровождаются нарушениями экологии геологической среды (обвалы, оползни, селевые потоки, трещины и т. д.), в результате чего народному хозяйству наносится огромный ущерб. Чтобы максимально уменьшить его, необходимо ускорить решение проблем по прогнозу сейсмообуславливающих инженерно-геологических процессов (совершенствование методов оценки сейсмических воздействий на геологическую среду и реакции этой среды на землетрясения, разработка методов защиты от нарушений геологической среды и т. д.), сейсмических воздействий на сооружения (разработка сейсмологических основ рационального размещения строительных объектов в сеймоопасных районах, создание моделей сейсмических воздействий на сооружения с учетом геологических условий районов (площадок) строительства и др.), социального и экономического ущерба от землетрясений (создание методов прогнозирования ущерба и разработка мероприятий по его уменьшению, разработка методики оповещения населения о предстоящих землетрясениях и т. д.).

5. Проблемы создания службы прогноза землетрясений. Существующие ныне в сейсмоопасных регионах наблюдательные сети не обеспечивают получения качественных материалов, связанных с сейсмичностью земной коры (литосферы). В ближайшие годы технически невозможно создать, например на всей территории Средней Азии и Казахстана, оптимальную сеть наблюдений. Поэтому целесообразно придать ей гибкий характер, позволяющий адекватно реагировать на изменяющуюся сейсмическую обстановку. В связи с этим рекомендуется двухэтапная стратегия прогноза землетрясений.

Первый этап — прогноз возможных областей и периодов сейсмической активизации — требует образования сети комплексных наблюдений за изменением напряженно-деформационного состояния земной коры сейсмопоясов, зон. Пункты наблюдений за изменением различных физических параметров должны быть размещены в пределах не только тектонически активных структурных неоднородностей, но и прилегающих к ним регионов.

Второй этап — прогноз землетрясений. В зонах (районах), где наступила сейсмическая активизация (или затишье), необходимо организовать комплексные наблюдения за изменением тех параметров, которые в геологических условиях данного региона наиболее чувствительны к процессам подготовки землетрясения.

Прогноз землетрясений предусматривает непрерывные процессы получения и обработки экспериментальных материалов, принятия решения о времени наступления ожидаемого события. Безусловно, все эти процессы должны быть автоматизированы, что требует создания специальных систем анализа и прогноза.

Результаты исследований, выполненных при разработке главных проблем сейсмопрогноза: **где, когда и почему возникают землетрясения**, позволяют прийти к следующим основным выводам:

1. Сильные и катастрофические землетрясения зарождаются в тектоносфере Земли, где в современную эпоху происходят интенсивные процессы по преобразованию структурного скелета (каркаса) и минералогического состава горных пород. На территории Казахской ССР и прилегающих союзных республик Средней Азии такой глубинной структурой, принципиально отличающейся от прилегающих геологических структур своим строением, физическим состоянием, способностью аккумулировать энергию и генерировать землетрясения и вариации геофизических полей, является Тянь-Шаньский сейсмоген.

2. Землетрясения служат показателем тектонической активности литосферы. Необходимые для возникновения движений структурных элементов геодинамические условия создаются внутренними и внеземными силами. В этом аспекте, литосфера и окружающая ее среда представляют собой единую динамическую систему, составляющие которой, взаимодействуя друг с другом, изменяются во времени и развиваются. Среди внешних факторов, выводящих ее из покоя или равновесия и, следовательно, способствующих повышению сейсмической активности земной коры, наибольшую роль играют изменения гравитационно-ротационного режима Земли. Механизмы передачи внешней энергии Земле и преобразования энергии, поступившей извне в земную кору (литосферу), разнообразны.

3. Возбуждаемые внеземными источниками напряжения «раскачивают» структурные элементы земной коры, создают инерционные колебания, вызывая деформационные волны, которые распространяются не только в горизонтальном направлении. Они проникают в глубь Земли. При этом «родоначальные» разломы (либо обновившиеся в альпийском этапе тектогенеза докембрийские и палеозойские, либо вновь заложенные) и плоскости разделов между структурными комплексами (этажами, ярусами и т. д.) служат

«рельсами», по которым смещаются структуры. Следовательно, земная кора является «живой» геологической средой.

4. Новый подход к геологической среде как к среде, состоящей из постоянно движущихся блоков и слоев, позволил весь комплекс современных тектонических и геофизических явлений объяснить с единой позиции — с позиции современного корообразования. В современном формировании земной коры (рост ее объема, образование новых и обновление старых разрывных нарушений и др.) участвуют внеземные источники энергии (производят структурные преобразования: трещины, разрыхление — фазовые переходы) и внутриземные (осуществляют вещественные преобразования — метаморфизм и др.). Продукты преобразования увеличивают объем, вызывают восходящие движения структурных элементов.

5. Тектонические следствия суммарных движений ЗК зависят от генезиса обуславливающих их сил. Движения, которые вызваны процессами направленного и структурного преобразования низов коры и верхней части верхней мантии («медленные» движения), сопровождаются изменением лика Земли. На «медленные» движения накладываются «быстрые», обусловленные космическими факторами. Космические факторы повышают скорость «медленных» движений и тем самым играют роль регулятора ритма тектонической жизни.

6. Главный механизм возникновения землетрясения — дислокационный процесс (изменение формы залегания тел, сдвиги, течения и т. д.). Формы проявления этого процесса определяются не только термодинамическими особенностями среды, но и особенностями энергии, которые ими «управляют». Дискретность и кратная цикличность воздействующих на земную кору внешних гармоник порождают соответствующую дискретность в современном строении литосферы и динамики ее структурных элементов. Оказалось, что длиннопериодические гармоники внешних волн охватывают практически все слои тектоносферы.

7. Дислокационные зоны и прилегающие к ним геологические образования выступают областями активизации сейсмичности. В области активизации каждое землетрясение — всего лишь «взрыв», в результате которого освобождается часть накопленной энергии. В период сейсмической активности может произойти несколько десятков землетрясений.

8. Дискретность во времени сейсмической активности обусловлена необходимостью, с одной стороны, накопления достаточного объема продуктов структурного и минералогического преобразования, вызывающих напряженное состояние, и с другой — величиной и скоростью изменения поступающей в литосферу внешней энергии, которая может служить в качестве спускового механизма разрядки накопленной ранее энергии.

9. Синхронность проявления сейсмических процессов и вариаций геофизических и других полей на станциях, удаленных на значительные расстояния, свидетельствует об общности источников

энергии, под воздействием которых они формируются. Среди них важную роль играют дополнительные энергии, возникающие в недрах Земли из-за изменения ее фигуры и ротационного режима. Наблюдаемая периодичность в геофизических явлениях (сейсмичности, вариаций полей и др.) отражает реакцию земной коры и ее отдельных элементов на воздействие этих сил.

10. Современные успехи науки позволяют предсказать периоды повышения сейсмической активности земной коры. Для этого необходим совместный анализ экспериментальных материалов, полученных при проведении комплексных наблюдений на прогнозических полигонах, и данных о влиянии космических сил на Землю. На основе такого подхода в юго-восточной части Казахстана выделены зоны, для которых вероятность возникновения сильных землетрясений велика, и намечены промежутки времени, в течение которых они могут происходить. Судя по этим данным, земная кора не только указанной территории, но и Средней Азии в целом к настоящему времени вступила в «опасный период» и сейсмическая активность достигнет своего апогея в начале XXI в. На фоне такого общего повышения сейсмичности в 1996—1998 гг. следует ожидать проявления очередной «вспышки».

11. Существующая ныне методология прогнозных исследований нуждается в корректировке. Дело в том, что на прогнозических полигонах наблюдательная аппаратура размещена вблизи земной поверхности, поэтому полезная, с точки зрения сейсмологии, информация затушевывается помехами, обусловленными климатическими и другими факторами. Вклад последних в «формирование» различных аномалий очень велик. Чтобы избавиться от них, измерительную аппаратуру необходимо устанавливать в глубоких скважинах, пробуренных не только в сейсмогенных узлах и зонах, но и в асейсмичных районах. Краткосрочные прогнозы времени и силы возникновения землетрясений могут быть выполнены по результатам комплексных исследований в таких локальных зонах.

12. Исследование землетрясения как геологического явления представляет большой интерес для науки. Но нужно помнить и о его социально-экономических последствиях. Выполненный прогноз периодов повышения сейсмической активности требует заблаговременного принятия мер по уменьшению и предотвращению ущерба от последствий землетрясений. Одним из важных мероприятий в этом плане является проектирование сейсмостойкого строительства и размещение разного вида объектов в строгом соответствии со специальными картами сейсмической опасности застраиваемой территории.

В заключение следует отметить, что в предлагаемой вниманию читателя работе сделана попытка осветить основные вопросы сейсмогеологии. Безусловно, по мере получения новых экспериментальных материалов эти вопросы будут уточняться. Имеющиеся к настоящему времени довольно многочисленные разрозненные материалы о тектонических, сейсмических, геофизических явлениях

в земной коре, а также о современных движениях земной поверхности истолковываются с позиции их обусловленности процессами современного корообразования, вызванного, в свою очередь, совместными «усилиями» внутриземных и внеземных источников энергии. Кроме того, в ней доказана необходимость коренного пересмотра существующих ныне в сейсмологии научных направлений. В ближайшие годы приоритет должен быть отдан фундаментальным исследованиям, связанным с разработкой научной основы прогноза землетрясений и предотвращения социально-экономического ущерба от них.

1. Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата, 1980. 176 с.
2. Абдуллабеков К. Н. Электромагнитные явления, связанные с сейсмотектоническими процессами в земной коре Узбекистана: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М., 1987. 42 с.
3. Абдуллабеков К. Н. и др. Магнитотеллурические исследования в эпицентральной зоне Таваксайского землетрясения // Исфарино-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 г. Ташкент, 1981. С. 149—151.
4. Абдуллабеков К. Н., Максудов С. Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. Ташкент, 1975. 128 с.
5. Авагимов А. А. Временные флюктуации электропроводности горных пород сейсмоактивной зоны // II Всесоюзный съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Тбилиси, 1981. Т. 1. С. 90—91.
6. Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М., 1974. С. 133—180.
7. Акишев Т. А. и др. Геофизические поля и сейсмичность Алма-Атинского региона / Акишев Т. А., Розенблат М. М., Попов А. К., Антоненко А. Н. Алма-Ата, 1988. 144 с.
8. Алдамжаров К. Б. и др. Изучение современных движений земной поверхности. Алма-Ата, 1986. 164 с.
9. Альмуханбетов Д. А. Расслоенность верхней мантии по материалам магнитотеллурического зондирования // Чу-Илийский рудный пояс. Алма-Ата, 1979. С. 161—174.
10. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харкинов В. В. Электропроводность верхней мантии о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 38.
11. Амирханов Х. И. и др. Тепловой режим осадочных толщ. Махачкала, 1972. 112 с.
12. Антонова Л. В. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М., 1978. 156 с.
13. Аптекман Ж. Я. и др. Некоторые данные о процессах в эпицентральной зоне Газлийских землетрясений 1976 г. // Эпицентральная зона землетрясений. М., 1978. Вып. 19. С. 44—56.
14. Аптикаев Ф. Ф. и др. Методические рекомендации по детальному сейсмическому районированию // Детальные инженерно-сейсмологические исследования. Вопросы инженерной сейсмологии. М., 1986. Вып. 27. С. 184—212.
15. Арабаджи М. С. В недрах голубого континента. М., 1988. 142 с.
16. Артемьев М. Е., Кабан М. К., Чесноков Е. М. Плотностные неоднородности мантии Земли. Океанические районы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 2. С. 21—30.
17. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., 1979. 328 с.
18. Артюшков Е. В., Магницкий В. А. Некоторые общие вопросы динамики // Тектоносфера. М., 1978. С. 487—541.

19. Арцимович Л. А. Что каждый физик должен знать о плазме? М., 1977. 112 с.
20. Аршавская Н. И., Киреев И. А., Любимова Е. А. Тепловой поток и сейсмичность депрессий Средней Азии. М., 1983. 46 с. Деп. в ВИНТИ, № 5504—83.
21. Арье А. Г. Физические основы фильтрации подземных вод. М., 1984. 101 с.
22. Астахов А. В. Курс физики. М., 1977. Т. 1. Механика. Кинетическая теория материи. 384 с.
23. Атрушкевич П. А., Остропики П. А. Геодинамические исследования на Алма-Атинском полигоне. М., 1984. 172 с.
24. Ахмедсафин У. М. и др. Формирование, прогноз, управление режимом подземных вод конусов выноса / Ахмедсафин У. М., Шлыгина В. Ф., Шестаков Ф. В., Мирлас В. М. Алма-Ата, 1978. 154 с.
25. Бакулин П. И., Кононович Э. В., Мороз В. И. Курс общей астрономии. М., 1977. 544 с.
26. Барсуков О. М. Изменения ρ_E во времени — возможный критерий прогноза землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 7. С. 86—88.
27. Барсуков О. М. Поиск электрических критериев прогноза землетрясений // Экспериментальная сейсмология. М., 1971. С. 392—398.
28. Башкирев Б. Г. Новейшее минералообразование и физико-химические изменения руд и горных пород месторождения Текели. М., 1976. 130 с.
29. Башкирев Б. Г. Условия формирования и прогнозирования штокверков систем: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1987. 370 с.
30. Безуглая Л. С., Сковородкин Ю. П. Длиннопериодные геомагнитные вариации перед Алайским землетрясением 1978 г. // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 5. С. 1099—1011.
31. Бекжанов Г. Р. и др. Тектоническое строение Казахстана / Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. Д., Сердюков М. К., Углин А. Ф. Алма-Ата, 1973. 170 с.
32. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1962. 585 с.
33. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1965. 220 с.
34. Белоусов В. В. и др. Глубинное строение Центральной Азии по геотраверсу Тянь-Шань — Памир — Гималаи // Тезисы 27-го Международного геологического конгресса. М., 1984. Т. IX. С. 258—259.
35. Белявский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., 1981. 432 с.
36. Бендат Дж., Пирсол А. Применение корреляционного и спектрального анализа. М., 1983. 312 с.
37. Береснев Б. И. и др. Пластичность и прочность твердых тел при высоких давлениях / Береснев Б. И., Мартынов Е. Д., Родионов К. П., Булычев Д. К., Рябинин Ю. Н., М., 1970. 162 с.
38. Берч Ф. Твердые тела под высоким давлением. М., 1976. С. 17—26.
39. Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геолкома. Новая сер. 1914. Вып. 89. 203 с.
40. Болт Б. Землетрясения: Общедоступный очерк. М., 1981.
41. Борисов С. О. Глубинный тепловой режим и его связь с геолого-геофизическими параметрами земной коры Средней Азии: (на примере отдельных районов): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент, 1983.
42. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., 1974. 175 с.
43. Бреусов Н. Г. О роли атмосферы в формировании избыточных напряжений в земной коре // Сейсмотектонические и геофизические исследования в Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньском регионе. М., 1986. С. 96—119. Деп. в ВИНТИ, № 5586—В86.
44. Брун Дж. Н. Физика сильных движений, вызванных землетрясениями // Сейсмический риск и инженерные решения. М., 1981. С. 129—161.
45. Буланже Ю. Д. Непривлинные изменения силы тяжести // Повторные гравиметрические наблюдения. М., 1980. С. 4—21.

46. Буланже Ю. Д. Некоторые результаты изучения непривливых изменений силы тяжести // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 93—98.
47. Булин Н. К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // Геотектоника. 1971. № 3. С. 3—15.
48. Бушуев А. В., Узбеков Н. Б. Связь вариаций геомагнитного поля и сейсмического режима на периодах 10—35 суток // Сейсмотектонические и геофизические исследования в Джунгаро-Северо-Тянь-Шанском сейсмоактивном регионе. М., 1986. С. 130—136. Деп. в ВИНТИ, № 5586—В86.
49. Бюллетень землетрясений СССР. М., 1977—1985.
50. Васильева О. С. Механизм формирования геомагнитных предвестников землетрясений // Результаты комплексных исследований в сейсмоактивных районах Казахстана. Алма-Ата, 1984. С. 125—130.
51. Ватанабе Т. Прогноз землетрясений. Токай: Тэцубо добаку // РЖ. 09. Геофизика. 1982. № 5. С. 20.
52. Ватанабе Х., Каналюри Х., Кейлис-Борок В. И., Ротвайн И. М. Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений. Япония и Южные Курилы // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. М., 1982. С. 3—11 (Вычисл. сейсм.; Вып. 14).
53. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., 1969. 130 с.
54. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1969. 172 с.
55. Витинский Ю. И. Солнечная активность. М., 1983. 192 с.
56. Власова А. А. и др. Макросейсмическое описание землетрясений // Землетрясения Средней Азии и Казахстана 1979 г. Душанбе, 1981. 38 с.
57. Власова А. А., Михайлова Н. Н., Садыкова А. Б. Исследование сейсмоструктурной деформации на Северном Тянь-Шане // Результаты комплексных исследований в сейсмоактивных районах Казахстана. Алма-Ата, 1984. С. 11—17.
58. Воларович М. П. и др. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах / Воларович М. П., Байюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. М., 1974. 186 с.
59. Волкова Н. А. Модель теплопроводности земной коры Охотоморского региона // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 92—97.
60. Воробьев А. А. Преобразование видов энергии в земной коре. Электризация пород и разряды в них. Томск, 1973. С. 11.
61. Галкин И. Н. Геофизика Луны. М., 1978. С. 175.
62. Галич В. А. Тургенские сейсмодислокации и сейсмоструктурные условия их возникновения // Региональная геология и геофизика Казахстана. Алма-Ата, 1987. С. 103—113.
63. Геология СССР. М., 1971. Т. X. Южный Казахстан. Кн. 2. С. 286.
64. Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981. 167 с.
65. Геофизика дна океана. М., 1979. Т. II. С. 416.
66. Герасимов И. П., Ратцман Е. Я. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964. С. 12—18.
67. Гзовский М. В. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., 1971. С. 5—37.
68. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., 1975. С. 536.
69. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М., 1985. С. 286.
70. Гирс А. А. Солнечно-атмосферные связи и их роль в долгосрочных гидрометеорологических прогнозах // Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. Л., 1974. С. 307—337.
71. Глебовицкий В. А. Принципы и методы палеогеотермического анализа // Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981. С. 5—11.
72. Годисов Н. П., Персияникова Н. Р. Исследование главных составляющих в движении полюса по международным данным // Проблемы астрометрии. М., 1984. С. 137—141. (22-я Астрономическая конференция СССР. Москва, 1—5 июня 1981 г.).
73. Головкин В. П., Коломийцева Г. И., Ротанова Н. М. Вековые вариации

геомагнитного поля и электропроводность нижней мантии Земли // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1983. С. 29—41.

74. Горан М. Эволюция расширяющейся Земли. М., 1984. 112 с.

75. Горбунова И. В. Детальное изучение сейсмичности Северного Тянь-Шаня // Тр. ИФЗ АН СССР. 1962. № 25(192). С. 24—36.

76. Гордиенко В. В., Загородняя О. В. Тепловой поток Прикаспийской впадины // Материалы конф. «Геотермические исследования Средней Азии и Казахстана. ГИСА К-83». Ашхабад, 1983. С. 44—45.

77. Горшков Г. П. О сейсмическом районировании Средней Азии // Тр. СИ АН СССР. 1938. № 79(6). С. 67—71.

78. Горшков Г. П., Крестников В. Н. О геологических критериях сейсмичности // Сейсмическое районирование территории СССР. М., 1980. С. 24—32.

79. Горшков Г. П. Региональная сейсмоструктура территории юга СССР. Альпийский пояс. М., 1984. С. 272.

80. Гохберг М. Б., Гуфельд И. Л., Добровольский И. П. Источники электромагнитных предвестников землетрясений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 2. С. 323—325.

81. Гохберг М. Б. и др. Результаты регистрации оперативного электромагнитного предвестника землетрясений в Японии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 2. С. 85—87.

82. Гохберг М. Б. и др. О связи АЭМИ с деформациями при подготовке землетрясений // Прогноз землетрясений. 1986. № 3. С. 288—300.

83. Григоров О. Н. и др. Электрокинетические свойства капиллярных систем / Григоров О. Н., Козьмина З. П., Маркович А. В., Фридрихберг Д. А. М.; Л., 1956. 352 с.

84. Губин И. Е. Сейсмоструктурный метод сейсмического районирования // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1950. № 13(140). С. 1—53.

85. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., 1960. 464 с.

86. Губин И. Е. Геология и землетрясения // Сейсмоструктура южных районов СССР. М., 1978. С. 5—26.

87. Губин И. Е. Три предсказанных землетрясения // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 3. С. 670—673.

88. Губин И. Е. Некоторые проблемы сейсмоструктуры // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе, 1981.

89. Губин И. Е. Закон сейсмоструктуры и его значение // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1216—1220.

90. Губин И. Е. Результаты генетического сейсмоструктурного районирования (долгосрочного прогноза сейсм) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 5. С. 1178—1181.

91. Гусева Т. В. и др. Основные черты тектоники района Гармского полигона (Таджикистан) // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 133—139.

92. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., 1963. 264 с.

93. Дарвин Дж. Г. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. М., 1965. 251 с.

94. Дерягин Б. В., Коротова Н. А., Смилга В. Г. Адгезия твердых тел. М., 1979. 279 с.

95. Джекобс Дж. Земное ядро. М., 1979. 304 с.

96. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложение. М., 1972. 287 с.

97. Добровольский И. П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М., 1984. 188 с.

98. Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Зависимость скорости упругих волн и плотности горных пород от кристаллических особенностей минералов // Геология и геофизика. 1969. № 4. С. 45—56.

99. Дучков А. Д., Соколова Л. С. Температура у нижней границы Западной Сибири по геотермическим данным // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск, 1982. С. 118—126.

100. Дучков А. Д., Соколова Л. С. Современные температуры земной коры Алтае-Саянской области и их сопоставление с палеотемпературами // История

развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран Восточной Европы. М., 1985. С. 40—46.

101. Дюфур М. С., Кольцов А. Б., Котов Н. В. Термодинамические условия формирования метаморфической зональности альпийских комплексов Восточного Памира и Срединного хребта Камчатки // Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981. С. 67—76.

102. Дьюн Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М., 1974. С. 191—219.

103. Дьяков А. В. Использование информации активности Солнца в гидрометеорологическом прогнозировании на длительные сроки (1940—1972 гг.) // Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. Л., 1974. С. 307—313.

104. Егоров Ал. К. Упругие деформации вращающегося сферического тела в ньютоновом поле притягивающих центров: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Алма-Ата, 1981. 24 с.

105. Елькин А. И. О возможности долгосрочного прогноза катастрофических землетрясений. М., 1978. 24 с. Деп. в ВИНТИ, № 1754—78.

106. Ержанов Ж. С., Гарагаш И. А. Теоретический анализ предвестниковых явлений // Результаты исследований по прогнозу землетрясений. Алма-Ата, 1980. С. 30—32.

107. Ержанов Ж. С., Калыбаев А. А. Общая теория вращения Земли. М., 1984. 254 с.

108. Ержанов Ж. С. и др. Методика исследования сейсмомагнитного эффекта на Алма-Атинском полигоне и предварительные результаты // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 77—81.

109. Ержанов Ж. С. и др. Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана / Ержанов Ж. С., Курскеев А. К., Тимуш А. В., Чабдаров Н. М. Алма-Ата, 1982. 232 с.

110. Ержанов Ж. С. и др. Геомагнитные наблюдения во время эксперимента МАССА // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 11. С. 80—82.

111. Ержанов Ж. С., Курскеев А. К., Тимуш А. В. Особенности строения земной коры и сейсмическое районирование Южного Прибалхашья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 36—44.

112. Ермилин В. И., Чигарев Н. В. Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М., 1981. 128 с.

113. Жаланап-Тюпское землетрясение. Алма-Ата, 1981. 136 с.

114. Жан Кулон. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., 1973. 232 с.

115. Жеваго В. С., Кан М. С. Тепловой режим и гидротермальная энергия недр Южного Казахстана. Алма-Ата, 1976. 122 с.

116. Зайцев Ю. И. Эхо землетрясений в космосе // Земля и Вселенная. 1987. № 3. С. 45—50.

117. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., 1977. 200 с.

118. Зисман Г. А., Тодес О. М. Курс общей физики. М., 1959. 344 с.

119. Зуев Ю. Н., Поликарпов А. А. Результаты геотермических исследований на Памире // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М., 1984. С. 107—114.

120. Зуев Ю. Н., Таль-Вирский Б. Б. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники // Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., 1977. С. 134—152.

121. Ибрагимов Р. Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, 1978. 144 с.

122. Ибрагимов Р. Н., Садыков Ю. М. Сейсмическое районирование Центральных Кызыл-Кумов // Детальное сейсмическое районирование. М., 1980. С. 74—80.

123. Иваненко Д. Д., Фролов Б. Н. Деформации Земли и современная теория гравитации // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 73—84.

124. Иванов Т. Г., Штейнберг В. В. Характеристика колебаний грунта при Газлийских землетрясениях // Вопросы инженерной сейсмологии. М., 1982. Вып. 22. С. 57—71.

125. Исаев А. Н. Оценка влияния упругих и вязкоупругих свойств Земли на неравномерность ее вращения в поле сил тяготения // Роль космических процессов в современной геодинамике. М., 1989. С. 34—40. Деп. в ВИНТИИ.
126. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М., 1979. 238 с.
127. Казаков В. В. Регулярные пространственно-временные вариации геомагнитного поля на средних широтах и их особенности в сейсмоактивном регионе: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Алма-Ата, 1983. 24 с.
128. Капица С. П. Магнитные свойства изверженных горных пород при механических напряжениях // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 6.
129. Капица Ю. М. Мантийные аномалии силы тяжести Центральной Азии и окружающих регионов вдоль профилей ГСЗ // Геофиз. журнал. 1986. Т. 8, № 4. С. 83—90.
130. Каримов К. М., Коломацкий В. Г. Особенности строения земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Казахстана по данным магнитотеллурического зондирования // Вестн. АН КазССР. 1985. № 12. С. 74—78.
131. Карта геотермического режима земной коры территории СССР. Л., 1977.
132. Карта сейсмического районирования СССР. Масштаб 1:5 000 000. М., 1984. 32 с.
133. Каталог сейсмических предвестников землетрясений. М., 1986. 268 с.
134. Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. М., 1983. 140 с.
135. Каттерфельд Г. Н. Лик Земли. М., 1962. 152 с.
136. Касахара К. Механика землетрясений. М., 1985. С. 264.
137. Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана // Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960. С. 28—72.
138. Качанов Л. М. Основы механики разрушения. М., 1974. С. 312.
139. Кейлис-Борок В. И., Кнопов Л., Ротвайн И. М. Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений в Калифорнии — Сьерра-Неваде, Новой Зеландии, Японии и Аляске // Вычислительная сейсмология. М., 1980. Вып. 13. С. 3—11.
140. Кисилев В. И. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск, 1980. С. 160.
141. Киссин И. Г. Землетрясения и подземные воды. М., 1982. С. 176.
142. Киссин И. Г., Стеглянин Ю. И. О формировании гидрогеохимических предвестников землетрясений // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М., 1985. С. 23—29.
143. Киттель Ч. Введение в физику твердого тела. М., 1978. С. 791.
144. Кнауф В. И. Типы догеосинклинального основания палеозонд Киргизского Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 45—49.
145. Кнауф В. И. и др. Строение и состав домезозойского фундамента и сейсмичность Тянь-Шаня // Геолого-геофизическое изучение сейсмоопасных зон. Фрунзе, 1984. С. 29—40.
146. Ковальский И. В. Энергетические аспекты взаимодействия межпланетной среды с геомагнитосферой // Проблемы планетарной геологии. М., 1963. С. 207—221.
147. Ковасуми Хироси. Доказательство 69-летней периодичности и угрозы разрушительного землетрясения в районе Южного Кванта и проблема принятия контрмер против него // РЖ. Геофизика. 1971, № 3Г. С. 131. (Тигаку Двасси. 1970. 79. № 3).
148. Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Современные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977. С. 113—120.
149. Кондратенко А. М., Нерсесов И. Л. Некоторые результаты изучения изменения скоростей продольных волн и отношения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне // Физика землетрясений и сейсмика взрывов. М., 1962. С. 44—52.
150. Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности // Тр. ВСЕГИНГЕО. Новая сер. 1963. № 2. С. 121—134.

151. Корнейчиков В. П. Исследование механизма формирования электромагнитного излучения горных пород в связи с прогнозированием землетрясений: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Троицк, 1985. 17 с.
152. Корифельд М. И. Электризация ионных кристаллов при пластическом деформировании // ФТТ. 1973. Т. 15, № 10. С. 24—35.
153. Крестников В. Н. Роль четвертичной тектоники в изучении прогноза сейсмической опасности (на примере Памира и Тянь-Шаня) // Геолого-геофизическое изучение сейсмоопасных зон. Фрунзе, 1984. С. 74—81.
154. Крестников В. Н. и др. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня / Крестников В. Н., Белоусов Т. П., Ермилин В. И., Чигарев Н. В., Штанге Д. В. М., 1979. 116 с.
155. Крестников В. Н. и др. Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня / Крестников В. Н., Шишкин Е. И., Штанге Д. В., Юнга С. Л. М., 1986. 56 с. Деп. в ВИНТИ, № 4686—В86.
156. Кротошкин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений // Напряженное состояние земной коры. М., 1973. С. 13—34.
157. Кротошкин П. Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В. А. Обручева и мобилизм // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 24—33.
158. Кротошкин П. Н., Ларионов Л. В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, 1977. С. 19—25.
159. Крылов С. В. и др. Недр Байкала (по сейсмическим данным) / Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. Л., Мишенькина З. Р., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Новосибирск, 1981. 105 с.
160. Кузнецов В. В. Физика Земли и Солнечной системы (модели образования и эволюции) // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1984. Вып. 639. 92 с.
161. Кулагин В. К. и др. Долгосрочные предвестники серии сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 9. С. 110—117.
162. Кулагин В. К., Халимова Х. З. Миграция очагов землетрясений средней величины в эпицентральных зонах Вахшского района Таджикской ССР и определение мест их возникновения // Прогноз землетрясений. Душанбе, 1982. № 1. С. 56—73.
163. Куликов К. А. Вращение Земли. М., 1985. 45 с.
164. Курбанов М. К., Гаипов Б. Н. Непривлиные изменения силы тяжести в районе Ашхабадского геодинамического полигона // Докл. АН СССР. 1979. № 4. С. 660—662.
165. Курскеев А. К. Геофизическая характеристика земной коры Казахстана. Алма-Ата, 1977. 270 с.
166. Курскеев А. К. О природе землетрясений и динамической модели земной коры Северного Тянь-Шаня // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 38—46.
167. Курскеев А. К. Роль геофизических методов при прогнозировании землетрясений // Прогноз землетрясений. 1982. № 2. С. 54—56.
168. Курскеев А. К. Геофизическое районирование земной коры Юго-Восточного Казахстана и сопредельных районов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 1. С. 42—52.
169. Курскеев А. К. Справочник физических свойств горных пород Казахстана. Алма-Ата, 1983. 288 с.
170. Курскеев А. К. Геотермическая модель и современное корообразование в Тянь-Шанском сегменте // Результаты комплексных исследований в сейсмоактивных районах Казахстана. Алма-Ата, 1984. С. 27—40.
171. Курскеев А. К. Современное корообразование в Юго-Восточном Казахстане и его тектонические последствия // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 20—36.
172. Курскеев А. К. О кратковременных пульсациях радиуса Земли и их геофизических последствиях // Сейсмотектонические условия возникновения землетрясений. М., 1987. Деп. в ВИНТИ, № 7095—В87.

173. Курскеев А. К., Арефьев В. Н., Штейман М. Б. Вариации гравитационного поля в зонах глубинных разломов Алма-Атинского полигона // Повторные гравиметрические исследования. М., 1981. С. 98—101.
174. Курскеев А. К., Белослюдов О. М. Вариации электротеллурического поля в Кунгей-Зайлийской сейсмогенной мегазоне и их связь с землетрясениями // Прогноз землетрясений. М.; Душанбе, 1986. № 7. С. 129—138.
175. Курскеев А. К., Бондаренко А. Т., Белослюдов О. М. Геолого-геофизический анализ электрических свойств горных пород. Алма-Ата, 1982. 172 с.
176. Курскеев А. К. и др. Временные вариации геомагнитного поля и неравномерность суточного вращения Земли / Курскеев А. К., Бреусов Н. Г., Ильина В. В., Узбекиов Н. Б. // Сейсмологические условия возникновения землетрясений. М., 1987. С. 62—77. Деп. в ВИНТИ, № 7095.
177. Курскеев А. К., Ильина В. В. Долгосрочный прогноз землетрясений в Средней Азии // Вестн. АН КазССР. 1986. № 2. С. 56—63.
178. Курскеев А. К., Бушуев А. В. Геомагнитные исследования в сейсмоактивных районах Казахстана // Сейсмогеологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1983. С. 20—36.
179. Курскеев А. К., Корнейчиков В. П. Физические основы формирования импульсного поля и прогнозирование коровых землетрясений // Вопросы сейсмогеологии орогенного пояса Казахстана. Алма-Ата, 1984. С. 51—74. Деп. в ВИНТИ, № 2001.
180. Курскеев А. К., Корнейчиков В. П. Использование метода радио-кип при прогнозировании коровых землетрясений // Там же. С. 88—102.
181. Курскеев А. К., Сидоров А. М. Роль тепла в формировании геофизических слоев в земной коре // Сеймотектонические и геофизические исследования в Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньском регионе. Алма-Ата, 1986. С. 4—12. Деп. в ВИНТИ, № 5586—В86.
182. Курскеев А. К., Сидоров А. М. Приближенные модели течения и конвективного теплопереноса в приразломных зонах // Там же. С. 13—26.
183. Курскеев А. К., Сидоров А. М. О механизме течения пород в зонах разломов и его геофизических следствиях // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 15—24.
184. Курскеев А. К., Сидоров А. М. Роль инерционных процессов в динамике структурных элементов литосферы Земли // Вестн. АН КазССР. 1989. № 6. С. 40.
185. Курскеев А. К., Тимуш А. В. Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры. Алма-Ата, 1987. 180 с.
186. Курскеев А. К., Тимуш А. В., Нысанбаев Т. Е. Геофизические критерии современной активности глубинных зон разломов Северного Тянь-Шаня // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 58—64.
187. Курскеев А. К., Шацлов В. И. Об особенностях глубинного строения зон сочленения Джунгаро-Балхашской и Северо-Тянь-Шаньской складчатых систем // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М., 1983. С. 159—167.
188. Кутас Р. И. Роль глубинных процессов в формировании геотермического режима // Проблемы физики Земли. Киев, 1966. Вып. 15. С. 110—118.
189. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, 1971. 240 с.
190. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М., 1981. 162 с.
191. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., 1980. 216 с.
192. Латынина Л. А., Кармалева Р. М. Деформографические измерения. М., 1978. 154 с.
193. Латынина Л. А. Результаты экстензометрических исследований в геодинамике: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М., 1985. 37 с.
194. Лебедев Т. С., Корчин В. А. Комплексные экспериментальные исследования упругих свойств пород в модельных РТ-условиях земной коры // Геофиз. сб. АН УССР. 1978. № 84. С. 18—26.
195. Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф. Моделирование изменений магнитных свойств магнетита для глубинных термодинамических условий Украинского щита // Геофиз. сб. АН УССР. 1972. Вып. 47. С. 33—36.
196. Лейбензон Л. С. Собрание трудов: В 4-х т. Т. 4. Гидроаэродинамика и геофизика. М., 1955. 398 с.

197. Летников Ф. А., Карпов И. К., Кисилев А. И., Шкендрий Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., 1977. 216 с.
198. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент, 1982. 248 с.
199. Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. Л., 1965. 120 с.
200. Лукк А. А. и др. Сейсмотектоническая деформация Средней Азии и Казахстана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе, 1981. С. 67—99.
201. Лыков В. И. и др. Методика выявления развивающегося землетрясения по комплексу сейсмологических параметров // Прогноз землетрясений. Душанбе; Москва, 1984. № 5. С. 127—138.
202. Лунгерсаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох // Проблемы планетарной геологии. М., 1963. С. 7—49.
203. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., 1967. 277 с.
204. Любимова Е. А. Тепловые потоки из коры и мантии континентов // Тектоносфера Земли. М., 1978. С. 370—382.
205. Любимова Е. А. Термическая история Земли // Земля и Вселенная. 1983. № 4. С. 37—41.
206. Любимова Е. А. Вариации температурного поля в сейсмоактивном районе Шеки АзССР // Результаты исследований по прогнозу землетрясений. Алма-Ата, 1980. С. 19—20.
207. Мавлянов Г. А. и др. Аномальные вариации геомагнитного поля в Восточной Фергане — предвестник Алайского землетрясения 2 ноября 1978 г. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 264, № 2. С. 294—297.
208. Магницкий В. А. Модели Земли. М., 1978. 64 с.
209. Магницкий В. А., Артюшков Е. В. Некоторые общие вопросы динамики Земли // Тектоносфера Земли. М., 1978. С. 510—530.
210. Макаров В. И. и др. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин Ю. К., Кучай В. К., Кулагин В. К. М., 1982. 115 с.
211. Максимчук В. В. Исследование особенностей вековых геомагнитных вариаций в Карпато-Балканском регионе: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1986. 15 с.
212. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., 1964. 384 с.
213. Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978. С. 65—84.
214. Мариковский П. И. Животные предсказывают землетрясения. Алма-Ата, 1985. 144 с.
215. Марков Г. А. О происхождении и закономерностях проявлений напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 32—41.
216. Мархинин Е. К. О количестве ювенильной воды, участвующей в вулканических взрывах // Докл. АН СССР. 1958. Т. 119, № 3. С. 537—539.
217. Маслов Л. А., Туезов И. К. Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных // Тихоокеанская геол. 1982. № 6. С. 56—63.
218. Мейсон Б. Основы геохимии. М., 1971. 312 с.
219. Мельхиор П. Земные приливы. М., 1968. 518 с.
220. Методы прогноза землетрясений и их применение в Японии. М., 1984. 312 с.
221. Мещеряков Ю. А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., 1961. С. 41—64.
222. Мигунов В. Н., Хромов А. А., Соболев Г. А. Естественное электромагнитное излучение и сильные землетрясения на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 93—99.
223. Милановский Е. Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсации Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 8—24.
224. Мирзобаев Х. М., Киняпина Т. А. Макросейсмическое описание земле-

трясений // Землетрясения Средней Азии и Казахстана 1980 г. Душанбе, 1982. 46 с.

225. Михайлов А. А. Земля и ее вращение. М., 1984. 80 с.

226. Михайлова Н. Н., Оспанов А. Б., Сергеев О. В. Сейсмические и гидрогеохимические предвестники землетрясений 31 декабря 1982 г. на Северном Тянь-Шане // Землетрясения Средней Азии и Казахстана в 1982 г. Душанбе, 1984. С. 173—184.

227. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977. С. 120—125.

228. Мишин С. В. Модель процесса землетрясения // Физические процессы в очагах землетрясений. М., 1980. С. 166—171.

229. Монахов Ф. И. Предвестники Шикотанского землетрясения 7 декабря 1978 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 4. С. 93—95.

230. Монахов Ф. И. и др. Предполагаемые пластические деформации земных недр, землетрясения и предшествующие им эффекты // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 10. С. 96—99.

231. Муратов М. В. Геосинклиналильные складчатые пояса Евразии // Геотектоника. 1965. № 6. С. 3—19.

232. Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Тр. Геолкома. 1890. Т. 10, № 1. 140 с.

233. Мушкетов Д. И. Сейсмическое районирование Средней Азии // Тр. СИ АН СССР. 1933. № 34, вып. 2. С. 1—26.

234. Мюллер Г., Рааб З. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях и температурах // Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах для задач сейсмологии. Ташкент, 1981. С. 203—205.

235. Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. М., 1978. 230 с.

236. Научная программа по прогнозу землетрясений / Под ред. М. А. Садовского. М., 1981. 256 с.

237. Негматуллаев С. Х., Ротвайн С. Х., Сидоренко Т. В. Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений. Памир — Тянь-Шань // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. М., 1982. С. 11—15.

238. Нерсесов И. Л., Нурмагамбетов А., Сыдыков А. Детальное изучение сейсмического режима Казахстана и прилегающих территорий. Алма-Ата, 1982. 160 с.

239. Нерсесов И. Л., Сидорин А. Я. Прогноз землетрясений методом глубинного сейсмического зондирования земной коры с использованием МГД-генератора «Памир» // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 55—58.

240. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М., 1982. С. 133—215.

241. Никонов А. А. Современные движения земной коры. М., 1979. 189 с.

242. Никонов А. А., Веселов И. А., Ваков А. В. Результаты обследования плейстоценовой области землетрясения 1 (2 ноября) 1978 г. в Алайской долине // Эффект сильных землетрясений. Вопросы инженерной сейсмологии. М., 1982. Вып. 2. С. 77—96.

243. Новосельский И. Н. Геоэлектрические особенности земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня и Памира // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М., 1984. С. 114—117.

244. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР: (с древнейших времен до 1975 г.). М., 1977. 535 с.

245. Нурмагамбетов А., Сыдыков А. Сейсмологические предвестники // Жаланащ-Тюпское землетрясение. Алма-Ата, 1981. С. 102—105.

246. Нурмагамбетов А., Сыдыков А. Особенности пространственно-временного распределения землетрясений Северного Тянь-Шаня // Геолого-геофизическое изучение сейсмоопасных зон. Фрунзе, 1984. С. 175—182.

247. Огнев В. Н., Бенькова Л. Н. Развитие, строение и отражение в структурах палеозоя докембрийского фундамента Среднеазиатского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 40—45.

248. Орлова А. В. Изменение климата Земли как показатель неравномерной

- скорости ее вращения // Проблемы планетарной геологии. М., 1963. С. 51—121.
249. Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И., Болубах К. А. Связь теплового режима земной коры и анатексиса с глубинными магматическими диапирами // Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981. С. 31—37.
250. Осика Д. Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М., 1981. 204 с.
251. Оспанов А. Б., Мизев С. А. Гидрогеохимические особенности Алма-Атинской сейсмоактивной зоны. Алма-Ата, 1985. 128 с.
252. Остропико П. А., Атрушкевич Т. А. Опыт изучения современных движений земной коры в Приалмаатинском сейсмоактивном районе // Современные движения земной коры. Новосибирск, 1978.
253. Параметры землетрясений и очаговых зон. Ташкент, 1973. 124 с.
254. Парийский Н. Н. Неравномерность вращения Земли. М., 1954.
255. Парийский Н. Н. О нерегулярных изменениях скорости вращения Земли и возможной связи их с деформациями Земли и изменениями силы тяжести // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 84—93.
256. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М., 1986. 528 с.
257. Пархоменко Э. И. Явления электризации в горных породах. М., 1968. 255 с.
258. Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., 1985. 168 с.
259. Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса // Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР. М., 1976. С. 80—91.
260. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
261. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—24.
262. Перельман М. Е., Хатиашвили Н. Г. О радиоизлучении при хрупком разрушении диэлектриков // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 4. С. 824—826.
263. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного тектогенеза. М., 1973. 318 с.
264. Петрова Г. Н. Геомагнитные исследования жидкого ядра Земли // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1983. С. 5—15.
265. Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., 1955. 552 с.
266. Покровский П. В., Шеина З. Г. Опыт применения электродиализа для изучения гипогенных минералов и горных пород // Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., 1962. С. 114—120.
267. Пономарев А. В., Соболев Г. А. Изучение естественного электрического поля в условиях Кавказа и сопоставление его изменений с местными землетрясениями // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 9. С. 75—81.
268. Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. Н. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, 1978. 166 с.
269. Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. 192 с.
270. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения литосферы в областях континентальных рифтов по данным сейсмических исследований // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, 1977. С. 130—146.
271. Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., 1968. 148 с.
272. Пьянков В. А. Пространственно-временные особенности вариаций геомагнитного поля и их связь с современными процессами в земной коре Урала: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Свердловск, 1985. 17 с.
273. Райс Дж. Механика очага землетрясения // Механика. М., 1982. Вып. 28. С. 10—132.
274. Ранцман Е. Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М., 1979. 172 с.
275. Расцветаев Л. М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., 1980. С. 139—195.

276. Раутиан Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. Экспериментальные исследования сейсмической коры. М., 1982.
277. Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М., 1980. 174 с.
278. Рейснер Г. И. Сейсмотектонические методы решения проблем общего сейсмического районирования // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 4. С. 3—16.
279. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М., 1964. 208 с.
280. Ризниченко Ю. В. Методы детального изучения сейсмичности // Тр. ИФЗ АН СССР. 1960. № 9. 327 с.
281. Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А., Болквдзе И. Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа // Исследования по физике землетрясений. М., 1976. С. 130—136.
282. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М., 1979. 388 с.
283. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., 1981. 584 с.
284. Ротанова Н. М., Пушков А. Н. Глубинная электропроводность Земли. М., 1980. 296 с.
285. Русанова О. Д., Шехтман П. А. О необратимости геологического развития Земли // Философские вопросы геологии. Свердловск, 1971. С. 30—37.
286. Садовский М. А. Предисловие // Прогноз землетрясений. 1984. № 4. С. 3—6.
287. Садовский М. А. Исследование карт эпицентров в задачах сейсмического районирования // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 3. С. 571—575.
288. Садовский М. А., Галкин И. Пути к прогнозу землетрясений // Природа. 1986. № 7. С. 2—6.
289. Садовский М. А., Соболев Г. А., Мигунов Н. И. Изменения естественно-го излучения радиоволн при сильных землетрясениях в Карпатах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 225, № 2. С. 316—319.
290. Сальников В. Е., Огаринов И. С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале // Докл. АН УССР. 1977. Т. 237, № 6. С. 1456—1459.
291. Самедов С. С., Мустафаев С. Н. Выраженность сейсмических зон Азербайджана в аномалиях геотермического поля // Уч. зап. АзГУ. Сер. геол.-геогр. 1975. № 3. С. 16—24.
292. Самсонов С. Н., Скрябин Н. Г., Соколов В. Д. Отклик атмосферы на геомагнитные возмущения // Тезисы докл. I Всесоюзного симпозиума по результатам исследований средней атмосферы. М., 1983. С. 51.
293. Сардаров С. С. Природа геотермических аномалий нефтегазовых залежей. Тепловое поле Земли // Тр. Всесоюз. конф. Махачкала, 1979. Т. 11. С. 45—53.
294. Сейсмическое районирование территории СССР. М., 1980. 308 с.
295. Семенов А. Н. Изменение отношения времен пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 4. С. 72.
296. Семенов А. С., Новожилова М. Е., Вешев А. В. Меняющееся естественное электрическое поле в Земле // Вопросы рудной геофизики. М., 1957. С. 83—113.
297. Сигалов В. М. Карта относительных скоростей современных вертикальных движений земной коры Северного Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. Новосибирск, 1978. С. 81—85.
298. Сигалов В. М. Исследование современных движений земной поверхности на геодинамических полигонах Северного Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. М., 1980. С. 184—190.
299. Сидоренков Н. С. Исследование неприливной неравномерности вращения Земли и ее связи с процессами в атмосфере: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М., 1979. 30 с.
300. Сидорин А. Я., Журавлев В. И. Оценка размеров зон подготовки землетрясений по данным электрического зондирования // Моделирование предвестников землетрясений. М., 1980. С. 45—54.
301. Сковородкин Ю. П. Явление тектономагнетизма и локальные геомагнит-

- ные вариации в сейсмоактивных зонах: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М., 1980. С. 29.
302. Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С. Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом (на примере Гармского полигона): Препринт. М., 1979. С. 12.
303. Сковородкин Ю. П., Марков Г. П. Влияние напряжений на структурно-чувствительные параметры магнетита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 12. С. 66—70.
304. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим территории СССР // Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. М., 1977. С. 52—61.
305. Соболев Г. А. и др. Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе // Физика очага землетрясения. М., 1975. С. 184—223.
306. Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в Земле. М., 1980. 204 с.
307. Соболев Г. А., Морозов В. Н. Поиск предвестников землетрясений в электротеллурическом поле // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, 1974. С. 141—151.
308. Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. Л., 1974. 484 с.
309. Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., 1966. С. 15—36.
310. Солоненко В. П. Магистраль среди живых гор // Природа. 1987. № 4. С. 48—57.
311. Сомов В. И. Современные движения земной коры // Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев, 1980. С. 139—146.
312. Справочник физических констант горных пород. М., 1969. С. 542.
313. Стовас М. В. Избранные труды. М., 1975. 155 с.
314. Строительные нормы и правила (СНиП П—А—81). М., 1982. Ч. 2, гл. 7. Строительство в сейсмических районах. 48 с.
315. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований / Соллогуб В. Б. и др. Киев, 1980. 208 с.
316. Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г. Методические рекомендации и гидрогеосейсмологические исследования. Ташкент, 1980. 52 с.
317. Сыдыков А. Закономерности проявления сейсмичности и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Тянь-Шане // Сейсотектонические и геофизические исследования в Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньском сейсмоактивном регионе. М., 1986. С. 264—270. Деп. в ВИНИТИ, № 3586—В86.
318. Сытинский А. Д. О механизме влияния солнечной активности на атмосферу и литосферу Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 1966. Т. VI, № 4. С. 726—732.
319. Сытинский А. Д. О механизме влияния солнечной активности на циркуляцию атмосферы Земли // Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. Л., 1974. С. 281—287.
320. Таль-Вирский Б. Б., Каржаев А. Т. Геофизическая модель земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М., 1984. С. 28—43.
321. Тамразян Г. П. Геологические революции и космическая жизнь Земли // Докл. АН АзССР. 1954. Т. 10, № 6. С. 433—438.
322. Тамразян Г. П. Цикличность — отражение развития Земли // Природа. 1964. № 1. С. 107—110.
323. Трапезников Ю. А. и др. О результатах режимных электрометрических наблюдений по схеме ДЭЗ на Фрунзенском прогностическом полигоне (полигон «ИВТАН-2») // Прогноз землетрясений. Душанбе; Москва, 1986. № 6. С. 107—115.
324. Трифонов В. Г. Живая тектоника голоцена // Вестн. АН СССР. 1987. № 4. С. 99—112.
325. Теркот Д., Шуберт Д. Ж. Геодинамика. М., 1985. Т. 1, 2.
326. Тимуш А. В., Тарадаева Т. В. Морфоструктура и гипоцентральное поле

Кунгей-Занлийской сейсмогенной мегазоны // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 3—14.

327. Трофимов А. К. и др. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления / Трофимов А. К., Удалов Н. Ф., Уткина Н. Г., Фортуна А. Б., Чедия О. К., Язовский В. М. Л., 1976. 128 с.

328. Тяпкин К. Ф. Тектоника плит и новая ротационная гипотеза формирования структур в земной коре // Геофиз. сб. АН УССР. 1977. Вып. 79. С. 3—14.

329. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974. 216 с.

330. Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент, 1978. 166 с.

331. Уломов В. И. Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности // Узб. геол. журн. 1987. № 6. С. 20—25.

332. Уломов В. И. Синоптический долгосрочный прогноз сейсмической обстановки // Докл. АН УзССР. 1987. № 6. С. 47—48.

333. Уразаев Б. М. и др. Сейсмическое районирование Казахстана / Уразаев Б. М., Акшиев Т. А., Нурмагамбетов А., Сыдыков А., Досымов А. Д. Алмата, 1979. 118 с.

334. Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., 1972. 158 с.

335. Уэрт Ч., Томсон Р. Физика твердого тела. М., 1969. 558 с.

336. Узда Е. Новый взгляд на Землю. М., 1980. 214 с.

337. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование в СССР. М., 1968.

338. Федотов С. А. и др. Долгосрочный и пробный краткосрочный прогноз Камчатских землетрясений // Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, 1976. С. 49—61.

339. Финкель В. М. Физика разрушения. М., 1976. 376 с.

340. Финько Е. А. Связь современных тектонических движений земной коры с новейшими структурами в предгорных и низкогорных районах Тянь-Шаня // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964. С. 218—226.

341. Фукс Г. И. Исследование граничного трения и прилипания с целью изучения взаимодействия высокодисперсных частиц // Коллоидный журнал. 1958. Т. XX, № 6. С. 748—758.

342. Ханн В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1970. № 2. С. 44—52.

343. Харин Е. П. Изменчивость передаточных функций электромагнитного поля Земли во времени // Геофиз. журн. 1981. № 3. С. 16—24.

344. Хатишвили Н. Г. К механизму экстремума электрического потенциала при деформации кристаллов // Сообщения АН ГССР. Геофизика. 1975. Т. 77, № 2. С. 353.

345. Хирт Дж., Лоте И. Теория дислокаций. М., 1972. 601 с.

346. Хоменюк Ю. В. и др. Методика оценки вероятности сильнейших землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных // Результаты комплексных геофизических исследований сейсмоопасных зон. М., 1978. С. 180—186.

347. Хусамиддинов С. С. Изучение импульсного электромагнитного поля Земли и свойств ионосферы в связи с сейсмичностью: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Ташкент, 1980. С. 19.

348. Цай Цзу-хуан, Ши Хуа-синь. Сейсмическая гидрогеология Дичжи, Чубанше, 1980. (Перевод 1 УГ—21028 ВЦПНТЛД. Гл. 1, 2. С. 1—40. 1980).

349. Цареградский В. А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. М., 1963. С. 149—221.

350. Цибульчик И. Д. Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Алтая и Саян // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975. С. 48—56.

351. Чалая И. П., Куненко М. В., Черкасова Л. М. Исследование природных условий для архитектурно-планировочного проектирования. М., 1973. 156 с.

352. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектоногенез Тянь-Шаня. Фрунзе, 1986. 318 с.
353. Челидзе Т. Л. Об электрических и электрохимических предвестниках землетрясений // Физика Земли. 1981. № 3. С. 55—59.
354. Чекунов А. В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25—41.
355. Чекунов А. В., Кучма В. Г., Сигалов Я. Б. Некоторые принципиально важные свойства разломов // Геофиз. сб. АН УССР. 1977. Вып. 77. С. 3—12.
356. Чернявский Е. А. Электрическая буря // Бюл. САГУ. 1965. № 10. С. 157.
357. Шадрин Л. Н. Кольская скважина — глубочайшая в мире // Природа. 1980. № 9. С. 116—117.
358. Шварцман Ю. Г. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня // Сейсмоструктура и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, 1980. С. 35—40.
359. Шебалин Н. В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 6. С. 12—20.
360. Щеглов В. И. Некоторые аспекты механики очага землетрясений. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Алма-Ата, 1978. 18 с.
361. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М., 1987. 384 с.
362. Шило Н. А. О механизме образования Солнечной системы // Тихоокеанская геология. 1982. № 6. С. 20—27.
363. Шлыгин А. Е. Казахстанско-Тянь-Шаньская область каледонской консолидации // Геология СССР. М., 1971. Т. X. Южный Казахстан. Кн. 2. С. 180—196.
364. Шлыгин Е. Д. О происхождении дугообразных структур Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 1—10.
365. Щерба Г. Н. Колонна преобразования земной коры. Алма-Ата, 1975. 172 с.
366. Шукин Ю. К. и др. Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М., 1984. 200 с.
367. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, 1983. 248 с.
368. Янагихара К., Иосимацу Т. Локальные изменения теллурических токов перед землетрясениями // Предсказание землетрясений. М., 1968. С. 137—139.
369. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., 1978. 592 с.
370. Яровенко Л. Н. Особенности суточных геомагнитных вариаций // Геофиз. журн. 1987. Т. 9, № 1. С. 79—83.
371. Berger R., Kaufman T. S. Radiocarbon dating of earthquakes // Radiocarbon. 1980. V. 32, N 3. P. 746—756.
372. Bolt B. A. et al. Seismicity of Northern and Central California // Bull. Seismol. Soc. America. 1971. N 61. P. 860—870.
373. Dahlen F. A. On the ratio of P-wave to S-wave corner frequencies for shallow earthquake sources // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1974. V. 64. P. 1159—1180.
374. Seismological Data of Matsuhiro earthquake swarm // Rev. Res. Disaster. Prev. Tokyo, 1968. N 7. P. 254—259.
375. Von Seggeri David, Alexander Shelton S., Baag Chang-Eob. Seismicity parameters preceding moderate to major earthquakes // J. Geophys. Res. 1981. B86, N 10. P. 9259—9267.
376. Whitcomb J. H., Franzen W. O. Time-dependent gravity in southern California, May 1974 to April 1979 // J. Geophys. Res. 1980. B85, N 8. P. 4363—4373.
377. Yamazaki Y. Electrical conductivity of strained rocks // J. Geophys. Res. 1970. V. 12. P. 785—796.

От автора	3
Глава 1. СОСТОЯНИЕ СЕЙСМОПРОГНОЗА	8
1.1. Состояние прогноза места и силы землетрясений	8
1.2. Состояние прогноза времени возникновения землетрясений	10
Глава 2. ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕ- РЫ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ПОЯСОВ	49
2.1. Лик Земли. Распределение структур материковой литосферы	49
2.2. Живая тектоника голоцена	51
2.3. Важнейшие элементы глубинной структуры литосферы	53
2.4. Геофизическая характеристика земной коры и верхней мантии Тянь- Шаньского сейсмогена	58
2.5. Слоистость литосферы и природа геофизических слоев	69
2.6. Взаимосвязь глубинных и поверхностных геологических структур	73
Глава 3. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ- ШАНЬСКОГО СЕЙСМОГЕНА	79
3.1. Эндогенные силы	79
3.2. Космические силы	88
3.3. Наблюдаемые величины избыточных напряжений в земной коре	96
3.4. Современное поле напряжений и модель напряженного состояния зем- ной коры	99
Глава 4. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ВАРИАЦИИ ГЕОФИ- ЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛИТОСФЕРЫ	105
4.1. Современные движения земной поверхности	105
4.2. Особенности распределения землетрясений	108
4.3. Подвижные зоны по неотектоническим данным	127
4.4. Современные пульсации фигуры Земли и вариации геофизических ха- рактеристик земной коры	128
4.5. Взаимосвязь между геофизическими и сейсмическими процессами	137
Глава 5. ЭНЕРГЕТИКА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	140
5.1. Представления о современном развитии земной коры и природе проис- ходящих в ней процессов	141
5.2. Геодинамическая интерпретация современных неоднородностей лито- сферы	143
5.3. Механизмы передачи солнечной и лунной энергии и неравномерность вращения Земли	149
5.4. Модель современных движений структурных элементов и сейсмодисло- каций земной коры	161

Глава 6. ПРИРОДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ	168
6.1. Существующие представления о природе коровых землетрясений	168
6.2. Где и почему возникают землетрясения?	172
6.3. Когда возникают землетрясения?	178
6.4. Генетическая классификация землетрясений	180
Глава 7. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ	182
7.1. Возникновение землетрясений и формирование предвестников при сжатии структурных элементов земной коры	182
7.2. Возникновение землетрясений и формирование предвестников при растяжении структурных элементов земной коры	198
7.3. Формирование предвестников землетрясений при оседании, опускании пород в земной коре	206
7.4. Сравнительная характеристика предвестников землетрясений, возникающих при растяжении, сжатии и обрушении пород	208
Глава 8. КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ	211
8.1. Прогноз мест сейсмической активизации (сейсмогенерирующие структуры)	213
8.2. Оценка сейсмopotенциала структур земной коры	221
8.3. Прогноз мест возникновения землетрясений с $M > 5$ по комплексным данным	223
8.4. Прогноз времени сейсмической активизации земной коры	227
8.5. Интенсивность сейсмического воздействия землетрясений	235
8.6. Концепция дальнейшего развития сейсмологических исследований	240
Заключение	243
Литература	247

Научное издание

Абдрахман Козлоевич Курскеев

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Утверждено к печати Ученым советом Института сейсмологии
Академии наук Казахской ССР*

Ведущий редактор *Т. Е. Каткова*
Художественный редактор *В. Н. Афуксениди*
Оформление художника *Н. Ф. Чурсина*
Технический редактор *Е. М. Тахметова*
Корректоры *Г. А. Вылегжанина, Т. П. Нежданова*

ИБ № 2935

Сдано в набор 01.06.89. Подписано в печать 19.10.89. УГ08212.
Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл. п. л. 16,5. Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 18,84.
Тираж 1000. Заказ 149. Цена 4 р. 10 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР
480100, Алма-Ата, ул. Пушкина, 111/113
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
480021, Алма-Ата, ул. Шевченко, 28

5267