

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия Союза ССР

Н. П. ЕСИКОВ

СОВРЕМЕННЫЕ
ДВИЖЕНИЯ
ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
С ПОЗИЦИЙ ТЕОРИИ
ДЕФОРМАЦИИ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Л. К. Зяткова



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1991

Современные движения земной поверхности с позиций теории деформации/Есиков Н. П.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991.— 226 с.

ISBN 5—02—029976—6.

В монографии предложена принципиально новая схема тектонофизического районирования земной поверхности. На основе новой методической системы анализа повторных геодезических измерений проведено тектонофизическое районирование в Сибири, показана перспективность этого научного направления в изучении современных тектонических движений, сейсмичности и прогнозирования землетрясений. Впервые рассмотрены разновидности горизонтальных деформаций земной поверхности: медленных тектонических, рифтогенных, вулканогенных и техногенных.

Книга предназначена для геологов, геофизиков, геоморфологов.

Табл. 11. Ил. 80. Библиогр.: 333 назв.

Р е ц е н з и я

кандидат технических наук *П. А. Карев*
доктор географических наук *О. В. Кашменская*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Научное издание

Е с и к о в Николай Петрович
СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ
ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
С ПОЗИЦИЙ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИИ

Редактор издательства С. А. Садко. Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник Н. А. Пискун. Технический редактор А. В. Сурганова
Корректор И. А. Чернова

ИБ № 42753

Сдано в набор 04.06.90. Подписано в печать 25.07.91. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,3. Уч.-изд. л. 15,4. Тираж 460 экз. Заказ № 217. Цена 6 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

Е 1804030000—148
042(02)—91 387—91 I полугодие

© Издательство «Наука», 1991

ISBN 5—02—029976—6

Изучение современных движений земной коры имеет большое научное и практическое значение, оно привлекает к себе пристальное внимание специалистов самых различных областей наук о Земле.

Николай Петрович Есиков — один из пионеров «деформационного» подхода к изучению современных движений земной коры. Его работы известны многим исследователям. Предлагаемая монография выполнена на качественно новом научном уровне изучения современных движений. В ней впервые осуществлены важные теоретические обобщения, впервые предложена единая система обработки и анализа геодезической информации.

В работе обоснована необходимость и показана эффективность анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности с позиций инвариантности и теории деформации. Разработаны новые методики определения количественных значений компонент деформаций по результатам повторных измерений пространственных, плановых и высотных геодезических сетей и способов оценки их точности. Обоснована и разработана методика тектонофизического районирования в соответствии с теориями предельного состояния среды.

Впервые для ряда тектонически различных районов СССР изучены данные о латеральном распределении интенсивности, темпах накопления вертикальных и горизонтальных деформаций земной поверхности различного генезиса. Выделены типы временного изменения скорости и эффекта накопления вертикальных компонент деформации. Установлены корреляционные связи между средними деформациями земной поверхности с сейсмической опасностью и сейсмическим фоном крупных областей. Показано существенное значение горизонтальной дилатации в процессе деформирования земной поверхности.

Выявлен быстрый переход от растяжения земной поверхности к сжатию и переориентации во времени главных осей горизонтальной деформации перед извержением вулканов. Установлена приуроченность областей с повышенной сейсмической активностью к зонам горизонтального сжатия, а зон расширения — к малоамплитудному полю новейших вертикальных движений.

Предложенный автором комплекс методик обработки и анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности используется в исследованиях на геодинамических полигонах. Карты-схемы тектонофизического районирования, приведенные в мо-

нографии, могут быть рекомендованы для сейсмического районирования, выделения скрытых зон разломов и определения их кинетических типов, а также при изучении техногенных деформаций в районах эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Автор в течение многих лет осуществлял в Институте геологии и геофизики СО АН СССР тематические и методические разработки новых научных направлений, связанных с использованием комплексных геодезических и геолого-геофизических данных о современных движениях и деформациях земной поверхности.

Интерес к этому вопросу возрастает в связи с последними катастрофическими землетрясениями в Армении, Таджикистане, а также с созданием новых геодинамических полигонов в районах активного освоения Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока. С применением комплексных дистанционных исследований, привлечением аэрокосмического материала для изучения характера проявления новейших и современных тектонических движений становится первой необходимостью использовать все имеющиеся геолого-геофизические, геодезические и геоморфологические материалы, связанные с изучением горизонтальных и вертикальных тектонических движений.

Работа подготовлена в 1982 г. к защите как докторская диссертация, получившая большое количество положительных отзывов, но безвременная кончина автора не позволила в свое время ее издать. Монография публикуется в том виде, в каком она была подготовлена автором. Дискуссионные вопросы предлагаю обсудить в печати.

Большую помощь в подготовке рукописи к изданию оказала Софья Ивановна Есикова, которая была верным другом и бесшумным помощником Николая Петровича.

Работа в свое время рассматривалась и заслушивалась на заседаниях геофизического семинара по гравиметрии и современным движениям земной коры Института геологии и геофизики СО АН СССР (под председательством чл.-кор. АН СССР Э. Э. Фотиади), на научном семинаре Института сейсмологии АН Казахской ССР (под председательством академика Ж. С. Ержанова), на семинаре отдела условно корректных задач Вычислительного центра СО АН СССР (под руководством академика М. М. Лаврентьева) и многих производственных организаций ГУГК при СМ СССР, занимающихся изучением современных тектонических движений.

Положительные отзывы были получены от докторов наук В. И. Сомова (Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР), Н. В. Яковлева (Московский институт инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии), С. К. Горелова (Институт географии АН СССР), А. П. Сквородкина (Комплексная сейсмологическая экспедиция Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР), Ш. С. Оганисяна (Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР), Г. А. Мещерякова (кафедра теории математической обработки геодезических измерений Львовского политехнического института); от кандидатов наук В. В. Тулявичюса и А. Б. Закаря-

вичюса (Вильнюсский инженерно-строительный институт), Р. Г. Лазарева (Томский государственный университет им. В. В. Куйбышева), П. А. Карева (Новосибирский институт инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии). Высокую оценку работе дали доктор наук Ю. А. Зорин, С. И. Шерман, В. С. Хромовских (Институт земной коры СО АН СССР), Г. И. Штех (Якутский государственный университет). Все они отмечали, что в работе с принципиально новых позиций разработан математический аппарат для анализа и интерпретации данных повторных геодезических измерений применительно к современным движениям земной поверхности, который получил широкое признание и находит применение при исследованиях на геодинамических полигонах предприятий ГУГК при СМ СССР.

В официальном отзыве доктор геолого-минералогических наук В. В. Кучай писал, что работа П. П. Есикова «демонстрирует качественно новый уровень исследований в изучении современных движений. Методические разработки диссертанта должны быть не только использованы при изучении современных движений на геодинамических полигонах (в первую очередь при прогнозе землетрясений), но они должны быть включены в учебники вузов. Следует рекомендовать публикацию данной работы в виде монографии».

Ведущий ученый по современным движениям земной коры член-корреспондент АН СССР, почетный доктор-инженер Дрезденского университета Ю. Д. Буланже писал: «В целом работа является вполне законченным самостоятельным исследованием, закладывающим основу для широкого изучения изменчивости полей деформаций земной поверхности по данным повторных геодезических и геофизических измерений и их связи с тектоническими процессами, в первую очередь процессами, подготовляющими землетрясения... Результаты могут быть полностью использованы широким кругом специалистов научных и научно-производственных учреждений, ведущих работы с целью изучения современных движений земной поверхности».

Предлагаемая книга, издаваемая посмертно, — память большой, трудной, но плодотворной работы ученого, чье дело продолжается огромной армией геодезистов, геологов, геофизиков, геоморфологов во всех уголках нашей страны.

Надеюсь, что монография будет способствовать дальнейшему развертыванию комплексных исследований на геодинамических полигонах и явится новым научно-теоретическим вкладом в изучение современных движений земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Задачи познания закономерностей возникновения и развития структур земной коры и условий формирования месторождений полезных ископаемых, необходимость разработки прогноза катастрофических явлений, а также охраны земной поверхности в промышленно развитых районах выдвинули в число актуальных направлений геофизических и геотектонических исследований проблему современного деформированного состояния земной коры и поверхности Земли.

Актуальность исследований обусловлена тем, что процесс тектонических деформаций во многом определяет и отражает развитие сейсмических, магматических, гидрогеологических и других процессов. Важную роль в решении этой проблемы играет изучение движений земной коры геодезическими методами. Именно на основе подобных исследований в перспективе могут быть получены ответы на ряд кардинальных теоретических вопросов о структуре региональных и локальных полей деформации, их соотношении с полями сейсмичности, вулканизмом, тектоническими структурами и т. д. Кроме того, деформации земной поверхности необходимо знать для эффективного решения широкого круга практических задач — строительства и эксплуатации крупных инженерных сооружений, разработки месторождений полезных ископаемых, охраны окружающей среды. Поэтому изучение современного деформированного состояния земной коры на основе анализа данных повторных измерений пространственных, плановых и высотных геодезических сетей является весьма актуальной и практически важной задачей геологии и геофизики.

История изучения горизонтальных деформаций земной коры начинается, видимо, с работ Т. Терады, Н. Миябе и Ц. Цубои [Terada, Miyabe, 1929; Tsouboi, 1933], когда ими были обработаны триангуляционные измерения, показавшие возникновение деформаций земной поверхности после землетрясений на полуостровах Танго в 1927 г. и Идзу в 1930 г. Спустя более сорока лет Т. Дамбара [Dambara, 1975] определил деформации в Южном Канто (п-ов Босо — залив Сагами — п-ов Идзу). В США Р. Бюрфорд с соавторами [Burford et al., 1969], используя измерения пяти линий, рассчитали деформации на одном из участков разлома Сан-Андреас, а А. Попе [Pope, 1969] — в зоне Аляскинского разрушительного землетрясения 1964 г. Подобные исследования проводились Х. Турмом в ГДР в 1974 г. [Thurn, 1974].

В СССР физические основы тектонофизики были разработаны одним из ее создателей, ведущим специалистом в этой области М. В. Гзовским и его учениками и единомышленниками [Гзовский и др., 1959; Гзовский, 1963, 1970; Гзовский, Никонов, 1969; Григорьев, Шахмурадова, 1973; Михайлова, Осокина, 1973; Осокина и др., 1976; и др.]. Однако в процессе тектонофизического анализа для оценки деформации земной коры использовался только горизонтальный градиент вертикальных движений. Исследования деформаций по данным о горизонтальных движениях в нашей стране до 1973 г. не проводились. Подобная постановка задачи была осуществлена автором [Есиков, 1973].

Под руководством Комиссии по изучению современных движений земной коры, инициатива создания которой принадлежит Ю. Д. Буланже и Ю. А. Мещерякову, в нашей стране и за рубежом проделана огромная работа, итогом которой посвящен ряд международных и национальных симпозиумов. Издана обширная литература, в том числе тематические сборники под общим названием «Современные движения земной коры», ряд монографических работ [Никонов, 1977; Павлив и др., 1977; Сомов и др., 1977; Рикитаке, 1979; Есиков, 1979; и др.].

Быстрое накопление материала в различных и удаленных друг от друга районах поставило задачу его интерпретации с единых методологических позиций с тем, чтобы не только констатировать деформации после землетрясений, но и продвинуться в понимании медленных деформаций, их внутренней структуры, динамики временного развития, связей с тектоникой, сейсмичностью, извержением вулканов и др. За последние десятилетия в связи с большими достижениями в области тектоники литосферных плит в ином свете встает вопрос о роли горизонтальных деформаций в процессе формирования и развития структур земной коры и в общем тектогенезе Земли. Вместе с тем с геотектонических позиций важное значение имеет исследование и вертикальных деформаций, доминирующих внутри литосферных плит и формирующих рельеф земной поверхности.

Основной целью настоящей работы является теоретическое обоснование и разработка методической системы анализа деформированного состояния земной коры с использованием данных повторных геодезических измерений, на этой основе исследование кинематических закономерностей, динамики развития во времени горизонтальных и вертикальных деформаций в типичных тектонических областях и выявление возможных связей современных деформаций приповерхностной части коры с элементами тектоники, сейсмичностью и извержением вулканов.

Решались следующие методические задачи:

1. Общеметодическая постановка задачи анализа геодезических данных о современных движениях и разработка методики определения количественных характеристик пространственных компонент деформации земной поверхности.

2. Постановка задачи и разработка методик определения количественных значений компонент деформации плоскопространствен-

ной модели земной поверхности по данным трилатерации, линейно-угловых измерений и нивелирования, а также разработка методики определения изгибовых деформаций земной поверхности и двухмерных деформаций вертикального разреза земной коры по данным повторных нивелировок.

3. Разработка методов оценки точности определения компонент деформации.

4. Разработка методологии тектонофизического районирования земной поверхности, включающего составление комплекса карт, отвечающих по своему содержанию определенным теоретическим представлениям о сопротивлении материалов.

Основные задачи анализа конкретных измерений состояли в следующем:

1. На основе восьмикратных нивелировок по Селенгинскому профилю в Байкальской рифтовой зоне, девятикратных в зоне сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау, двенадцатикратных в зоне сочленения Северного Памира с Южным Тянь-Шанем, семикратных в районе Баскунчакских соляно-купольных структур Прикаспийской впадины, а также по региональным профилям на территории, прилегающей к Байкальской рифтовой зоне, с однократным повторением измерений выявить пространственные особенности и динамику развития во времени процесса современного вертикального деформирования земной поверхности, его соотношение с разломами и сейсмичностью.

2. На основе повторных триангуляционных измерений — двукратных на угольных месторождениях Кузбасса, трехкратных на Толбачинском вулкане (Камчатка), четырехкратных в южной части Центрально-Сахалинского разлома, двукратных в Баргузинской впадине Байкальской рифтовой зоны и на юге Алданского щита, а также по литературным данным для Японии и США выявить закономерности горизонтальных деформаций земной поверхности разного генезиса.

Перечисленные задачи в значительной степени имеют самостоятельное значение, однако, тесно переплетаясь между собой, они определяют два главных направления исследований: разработку методической системы обработки и анализа геодезических данных о современных движениях с тектонофизических позиций и изучение кинематических закономерностей и динамики развития во времени деформаций в типичных сейсмоактивных районах.

Практическое значение работы состоит в том, что предложенный комплекс методик обработки и анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности может быть широко использован в разноцелевых исследованиях на геодинамических полигонах. Карты тектонофизического районирования могут быть рекомендованы для использования при сейсмическом районировании, выделении скрытых зон разломов, при разработке различных мероприятий в районах эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Методические разработки автора внедрены в практику работ на Южно-Якутском, Камчатском, Алма-Атинском полигонах пред-

приятый ГУГК при СМ СССР, на Кузбасском полигоне при изучении техногенных деформаций.

Структура работы определяется постановкой задачи и последовательностью ее решения. Вначале излагаются общие теоретические положения и разрабатываются новые методики исследований (I часть), а затем выполняется анализ материалов наблюдений на ряде геодинамических полигонов (II часть).

В теоретическом отношении предлагаемая монография отражает методологическую систему анализа и обобщений геодезических данных о современных движениях земной коры, фундаментом которой являются принципы инвариантности определяемых величин, теория деформаций, метод конечных элементов и гипотеза локально-однородного деформирования.

Разработанная автором совокупность методик определения количественных значений компонент деформации приповерхностной части земной коры по данным геодезических измерений и методика тектонофизического районирования, разработанная в соответствии с теориями предельного состояния в локальной области среды, имеют большое практическое значение.

В геотектоническом плане впервые отражены вскрытые пространственно-временные закономерности современного процесса горизонтальных и вертикальных деформаций земной поверхности в ряде тектонически различных регионов.

Автор благодарен члену-корреспонденту АИ СССР Э. Э. Фотиади за всестороннюю помощь при подготовке работы.

В процессе исследований автору оказали помощь и содействие член-корреспондент АН СССР Ю. Д. Буланже, кандидаты технических наук П. А. Атрушкевич, П. А. Остропико, А. К. Певнев, Т. В. Гусева, научные сотрудники СахКНИИ ДВО АН СССР Н. Ф. Василенко, В. П. Семакина и др.

Часть работы выполнялась в содружестве со специалистами предприятия ГУГК при СМ СССР В. А. Лазаренко, М. П. Карташовым, В. А. Шульманом, Ю. П. Никитенко, Г. А. Шароглазовой, Г. В. Бочаровым, Е. П. Чуприной, Н. Н. Замаевым.

При подготовке и написании работы автор имел плодотворные дискуссии с докторами технических наук В. В. Бузуком, В. К. Панкрушиным, К. Л. Проворовым, М. Т. Прилепиным, с доктором физико-математических наук Ю. П. Сковородкиным, с докторами геолого-минералогических наук В. А. Николаевым, А. А. Никоновым, кандидатами технических наук П. А. Атрушкевичем, М. Г. Герасименко, Т. В. Гусевой, В. В. Злотиным, Я. В. Наумовым, А. К. Певневым, В. М. Сигаловым, В. И. Сомовым, Г. Д. Ушаковым, В. Б. Энманом, П. А. Остропико.

Автор выражает глубокую признательность всем, кто проявил внимание к его работе.

МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава I

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ АНАЛИЗА
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ§ 1. ЛИНЕЙНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ВЕКТОРНОГО ПРОСТРАНСТВА
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Понятие векторных функций одного векторного аргумента является весьма важным для многих разделов геометрии, механики и физики. Важнейшие из таких функций — линейные, связанные с тензорами второго ранга, по вполне понятным причинам находят применение при анализе современных движений земной коры и ее поверхности.

В линейном пространстве L считается заданной векторная функция A векторного аргумента \bar{x} , если каждому вектору x этого пространства в начальный момент времени t_0 поставлен в соответствие некоторый вектор $\bar{u} = A(\bar{x})$ того же пространства в текущий момент времени t .

Векторная функция A называется линейной, если ей присущи два следующих свойства:

$$A(\bar{x} + \bar{y}) = A(\bar{x}) + A(\bar{y}),$$

$$A(\alpha \cdot \bar{x}) = \alpha A(\bar{x}),$$

где \bar{x} и \bar{y} — два любых вектора пространства, L и α — любые действительные числа.

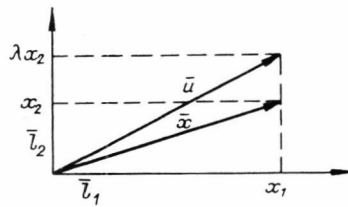
Линейную вектор-функцию A называют линейным преобразованием пространства L , а также линейным оператором этого пространства.

Первое из свойств геометрически означает, что диагональ параллелограмма, построенного на векторах \bar{x} и \bar{y} , при линейном преобразовании A переходит в диагональ параллелограмма, построенного на векторах $\bar{u} = A(\bar{x})$ и $\bar{v} = A(\bar{y})$.

Второе свойство означает, что если длину вектора \bar{x} увеличить в α раз, то длина вектора $\bar{u} = A(\bar{x})$ увеличится во столько же раз.

Из свойств линейного преобразования вытекает, что коллинеар-

Рис. 1.1. Геометрическое растяжение плоскости в направлении, параллельном вектору \bar{l}_2 .



ные векторы переходят в коллинеарные, а компланарные — в компланарные.

Рассмотрим несколько примеров линейных преобразований, важных при изучении современных движений земной коры в двухмерном пространстве L_2 , где задан ортонормированный базис (\bar{l}_1, \bar{l}_2) .

1. Пусть вектору \bar{x} , $\bar{x} = x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2$ ставится в соответствие вектор $\bar{u} = A(\bar{x}) = x_1\bar{l}_1 + \lambda x_2\bar{l}_2$. Преобразование A представляет собой геометрическое растяжение (сжатие) плоскости L_2 в направлении, параллельном вектору \bar{l}_2 (рис. 1.1).

Преобразование A будет линейным. Действительно,

$$A(\bar{x} + \bar{y}) = (x_1 + y_1)\bar{l}_1 + \lambda(x_2 + y_2)\bar{l}_2 = (x_1\bar{l}_1 + \lambda x_2\bar{l}_2) + (y_1\bar{l}_1 + \lambda y_2\bar{l}_2) = A(\bar{x}) + A(\bar{y});$$

$$A(\alpha\bar{x}) = \alpha x_1\bar{l}_1 + \lambda(\alpha x_2\bar{l}_2) = \alpha(x_1\bar{l}_1 + \lambda x_2\bar{l}_2) = \alpha \cdot A(\bar{x}).$$

2. Пусть каждому вектору \bar{x} плоскости L_2 ставится в соответствие вектор \bar{u} , получающийся из вектора \bar{x} поворотом его на угол α . Такое преобразование также будет линейным и носит название преобразование поворота (рис. 1.2).

3. Преобразование, которое вектору $\bar{x} = x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2$ ставит в соответствие вектор $\bar{u} = (x_1 + kx_2)\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2$, носит название преобразование сдвига. Его линейность можно показать аналогично первому случаю. При этом преобразовании конец вектора перемещается по прямой, параллельной оси ox_1 , на величину kx_2 (рис. 1.3, а); квадрат, построенный на векторах \bar{l}_1 и \bar{l}_2 , переходит в параллелограмм, построенный на векторах \bar{l}_1 и $\bar{l}_2 + k\bar{l}_1$ (рис. 1.3, б).

4. Если любому вектору \bar{x} пространства L_2 ставится в соответствие вектор $\lambda\bar{x}$, то это преобразование $\bar{x} = \lambda\bar{x}$ также будет

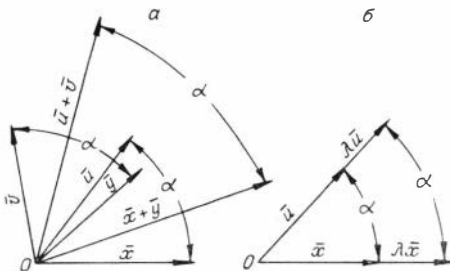


Рис. 1.2. Преобразование поворота.

а — исходное состояние;
б — после поворота на угол α .

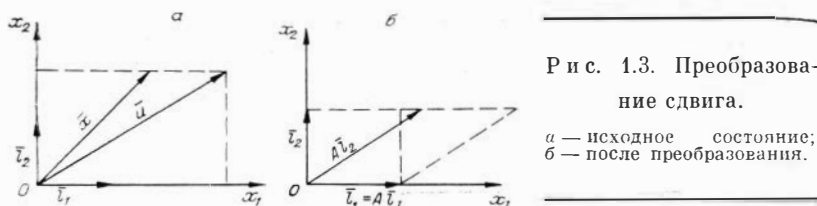


Рис. 1.3. Преобразование
ние сдвига.

a — исходное состояние;
б — после преобразования.

линейным: $A(\bar{x} + \bar{y}) = \lambda(\bar{x} + \bar{y}) = \lambda\bar{x} + \lambda\bar{y} = A(\bar{x}) + A(\bar{y})$, $A(\alpha\bar{x}) = \alpha A(\bar{x}) = \lambda(\alpha\bar{x}) = \alpha(\lambda\bar{x}) = \alpha A(\bar{x})$.

Подобное преобразование называется гомотетией и геометрически означает однородное растяжение или сжатие всех векторов пространства с одинаковым коэффициентом растяжения.

Пусть произвольный вектор \bar{x} разложен по некоторому ортонормированному базису $(\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3)$ пространства L_3 , $\bar{x} = x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2 + x_3\bar{l}_3$. Рассмотрим линейное преобразование $\bar{u} = A(\bar{x})$, где $\bar{u} = u_1\bar{l}_1 + u_2\bar{l}_2 + u_3\bar{l}_3$, $A(\bar{x}) = A(x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2 + x_3\bar{l}_3) = x_1A(\bar{l}_1) + x_2A(\bar{l}_2) + x_3A(\bar{l}_3)$. Если теперь разложение векторов $A(\bar{l}_1)$, $A(\bar{l}_2)$, $A(\bar{l}_3)$ по исходному базису записать в виде

$$\begin{aligned} A(\bar{l}_1) &= a_{11}\bar{l}_1 + a_{21}\bar{l}_2 + a_{31}\bar{l}_3, \\ A(\bar{l}_2) &= a_{12}\bar{l}_1 + a_{22}\bar{l}_2 + a_{32}\bar{l}_3, \\ A(\bar{l}_3) &= a_{13}\bar{l}_1 + a_{23}\bar{l}_2 + a_{33}\bar{l}_3 \end{aligned}$$

и подставить в выражение для вектора $A(\bar{x}) = \bar{u}$, то легко убедиться, что

$$\begin{aligned} u_1 &= a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3, \\ u_2 &= a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3, \\ u_3 &= a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3. \end{aligned}$$

Из последних соотношений видно, что всякому линейному преобразованию A пространства L_3 с заданным базисом соответствует определенная квадратная матрица (a_{ij}) третьего порядка. И наоборот, если дана квадратная матрица (a_{ij}) третьего порядка, то при заданном базисе ей будет соответствовать определенное линейное преобразование.

При рассмотрении линейного преобразования $\bar{u} = A(\bar{x})$ на плоскости L_2 с базисом (\bar{l}_1, \bar{l}_2) легко видеть, что ее линейное преобразование может быть записано в виде

$$\begin{aligned} u_1 &= a_{11}x_1 + a_{12}x_2, \\ u_2 &= a_{21}x_1 + a_{22}x_2. \end{aligned}$$

Вообще в n -мерном линейном пространстве L_n линейное преобразование $\bar{u} = A(\bar{x})$ при заданном базисе $\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3, \dots, \bar{l}_n$ может быть записано в виде $u_i = a_{ik}x_k$, где индексы i и k принимают зна-

чения от 1 до n и по индексу k производится суммирование, а $(a_{ik}) = M$ — квадратная матрица

$$M = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_{n1} & a_{n2} & \dots & a_{nn} \end{pmatrix}.$$

§ 2. БИЛИНЕЙНЫЕ ФОРМЫ И ЛИНЕЙНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ. ТЕНЗОРЫ ВТОРОГО РАНГА

Известно, что если каждому вектору \bar{x} линейного пространства L поставить в соответствие некоторое число φ , то скалярная функция $\varphi = \varphi(\bar{x})$ векторного аргумента x называется линейной функцией (формой) при наличии у нее следующих свойств:

- 1) $\varphi(\bar{x} + \bar{y}) = \varphi(\bar{x}) + \varphi(\bar{y})$,
- 2) $\varphi(\lambda\bar{x}) = \lambda\varphi(\bar{x})$.

Скалярную же функцию $\varphi = \varphi(\bar{x}, \bar{y})$ двух векторных аргументов \bar{x} и \bar{y} называют билинейной формой, если она линейна по каждому своему аргументу:

- 1) $\varphi(\bar{x}_1 + \bar{x}_2, \bar{y}) = \varphi(\bar{x}_1, \bar{y}) + \varphi(\bar{x}_2, \bar{y})$,
- 2) $\varphi(\lambda\bar{x}, \bar{y}) = \lambda\varphi(\bar{x}, \bar{y})$,
- 3) $\varphi(\bar{x}, \bar{y}_1 + \bar{y}_2) = \varphi(\bar{x}, \bar{y}_1) + \varphi(\bar{x}, \bar{y}_2)$,
- 4) $\varphi(\bar{x}, \lambda\bar{y}) = \lambda\varphi(\bar{x}, \bar{y})$.

Относя линейное пространство L_3 к прямоугольной декартовой системе координат с базисом $(\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3)$ и находя выражение билинейной формы $\varphi = \varphi(\bar{x}, \bar{y})$ в этой системе координат, будем иметь $\bar{x} = x_i\bar{l}_i$, $\bar{y} = y_j\bar{l}_j$, и так как функция φ линейна относительно обоих своих аргументов, то $\varphi(\bar{x}, \bar{y}) = \varphi(x_i\bar{l}_i, y_j\bar{l}_j) = x_i y_j \varphi(\bar{l}_i \bar{l}_j)$.

Обозначая значения билинейной формы φ от базисных векторов \bar{l}_i, \bar{l}_j через a_{ij} , получим $\varphi(\bar{l}_i, \bar{l}_j) = a_{ij}$. Тогда функция $\varphi(\bar{x}, \bar{y})$ запишется в следующем виде: $\varphi = a_{ij}x_i y_j$, т. е. $\varphi = a_{11}x_1 y_1 + a_{12}x_1 y_2 + a_{13}x_1 y_3 + a_{21}x_2 y_1 + a_{22}x_2 y_2 + a_{23}x_2 y_3 + a_{31}x_3 y_1 + a_{32}x_3 y_2 + a_{33}x_3 y_3$, а коэффициенты этой формы можно записать в виде квадратной матрицы третьего порядка:

$$M = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix}.$$

Таким образом, в пространстве L_3 билинейной форме φ соответствует в каждом базисе определенная матрица третьего порядка. Нетрудно показать, что коэффициенты билинейной формы на

плоскости L_2 можно записать в виде квадратной матрицы второго порядка.

Рассмотрим, как преобразуются коэффициенты билинейной формы $\varphi(\bar{x}, \bar{y})$ при преобразовании базиса. В новом базисе $(\bar{l}'_1, \bar{l}'_2, \bar{l}'_3)$ эта форма запишется в виде $\varphi = a_{i'j'}x_{i'}y_{j'}$, где $a_{i'j'} = \varphi(\bar{l}'_{i'}, \bar{l}'_{j'})$. Но при переходе к новому базису $\bar{l}'_{i'} = \gamma_{i'i}\bar{l}_i$, где $\gamma_{i'i} = \cos(\bar{l}'_{i'}, \bar{l}_i)$. Поэтому из основных свойств билинейной формы вытекает, что

$$a_{i'j'} = \varphi(\gamma_{i'i}\bar{l}_i, \gamma_{j'j}\bar{l}_j) = \gamma_{i'i}\gamma_{j'j}\varphi(\bar{l}_i, \bar{l}_j) = \gamma_{i'i}\gamma_{j'j}a_{ij}.$$

Следовательно, при переходе к новому базису коэффициенты билинейной формы преобразуются по следующему закону:

$$a_{i'j'} = \gamma_{i'i}\gamma_{j'j}a_{ij}.$$

Значение билинейных форм зависит только от значений их векторных аргументов, т. е. только от значений векторов \bar{x} и \bar{y} , но не зависит от того, в каком базисе рассматриваются эти векторы, т. е. билинейные формы определены инвариантным способом. Так как при переходе к новому базису координаты векторов меняются, то при этом будут меняться и коэффициенты билинейных форм по приведенному выше закону.

Совокупность коэффициентов инвариантной билинейной формы представляют собой очень важный геометрический или физический объект (в зависимости от природы исследуемого явления)— тензор второго ранга.

Аналогичные определения можно дать и при рассмотрении полилинейных форм.

Пусть теперь \bar{x} и \bar{y} — два произвольных вектора линейного пространства, L_3 и A — линейное преобразование этого пространства. Образум скалярное произведение векторов \bar{x} и $\bar{u} = A\bar{y}$. Тогда выражение $\varphi = \bar{x} \cdot \bar{u} = \bar{x} \cdot A(\bar{y})$ будет скалярной функцией векторных аргументов \bar{x} и \bar{y} . Можно показать, что функция φ будет билинейной формой. В самом деле:

$$1) \varphi(\bar{x}_1 + \bar{x}_2, \bar{y}) = (\bar{x}_1 + \bar{x}_2) \cdot A(\bar{y}) = \bar{x}_1 A(\bar{y}) + \bar{x}_2 A(\bar{y}) = \varphi(\bar{x}_1, \bar{y}) + \varphi(\bar{x}_2, \bar{y}),$$

$$2) \varphi(\bar{x}, \bar{y}_1 + \bar{y}_2) = \varphi(\bar{x}, \bar{y}_1) + \varphi(\bar{x}, \bar{y}_2),$$

$$3) \varphi(\alpha\bar{x}, \bar{y}) = \alpha\bar{x} A(\bar{y}) = \alpha\varphi(\bar{x}, \bar{y}),$$

$$4) \varphi(\bar{x}, \alpha\bar{y}) = \alpha\varphi(\bar{x}, \bar{y}).$$

Далее. Если в пространстве L_3 задан ортонормированный базис $(\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3)$, то $\bar{x} = x_i\bar{l}_i$; $\bar{y} = y_i\bar{l}_i$; $\bar{u} = u_i\bar{l}_i$, но так как $\bar{u} = A\bar{y}$, то $u_i = a_{ij}y_j$, где (a_{ij}) — матрица линейного преобразования A .

Теперь билинейная форма запишется в следующем виде: $\varphi = \bar{x} \cdot \bar{u} = a_{ij}x_i y_j$. Из последнего выражения ясно, что матрица коэффициентов билинейной формы φ совпадает с матрицей $M = (a_{ij})$ линейного преобразования.

Таким образом, матрица линейного преобразования представляет собой тензор второй валентности. Можно показать, что и вся-

кий тензор второго ранга определяет в линейном пространстве L_3 линейное преобразование.

В заключение заметим, что тензор как математический объект существует независимо от системы координат. Его компоненты могут иметь различные значения в разных системах координат. Однако если они заданы в одной системе, то будут определены и в любой другой, поскольку само определение этого объекта включает в себя закон преобразования его компонент.

§ 3. ОСНОВНЫЕ ИДЕИ МЕТОДА КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

При решении задач нелинейной механики сплошных сред нередко прибегают к численным методам. В этом случае независимо от формулировки задачи среда фактически аппроксимируется в процессе решения некоторой дискретной моделью. Один из таких методов, основанных на идее кусочной аппроксимации непрерывных полей, получил название метода конечных элементов. Простота и общность такого подхода делают его удобным средством решения широкого класса задач [Зенкевич, 1970; Ержанов, Каримбаев, 1975; Оден, 1976].

В противоположность классическому подходу, когда изучение сплошной среды начинают с анализа бесконечно малых элементов, устанавливая соотношения между средними значениями величин, связанных с бесконечно малыми элементами, а затем при устремлении размера элементов к нулю при неограниченном возрастании их числа получают дифференциальные уравнения в частных производных или интегральные уравнения, описывающие поведение тел, при использовании метода конечных элементов начинают с изучения свойств элементов конечных размеров. При установлении этих свойств используют и уравнения, описывающие поведение континуума, но размеры элементов остаются все время конечными. Интегрирование заменяется конечным суммированием, а дифференциальные уравнения в частных производных, например, системами алгебраических или обыкновенных дифференциальных уравнений.

Как указывают Ж. С. Ержапов, Т. Д. Каримбаев [1975] и Дж. Оден [1976], существенной особенностью такого подхода является то, что *он в принципе применим к исследованию конечных деформаций физически нелинейных анизотропных сред любой геометрической формы при произвольных краевых условиях.*

Метод конечных элементов можно трактовать как систематический способ аппроксимации непрерывной функции дискретной моделью, которая представляет собой множество значений функции в некотором конечном числе точек области ее определения в совокупности с кусочным представлением этой функции на конечном числе подобластей. Подобные подобласти называются конечными элементами.

Таким образом, процедура построения конечно-элементной модели искомой функции сводится к следующим операциям.

1. В области R определения функции F фиксируется конечное число точек, в которых определяются значения функций. Выбранные точки называются узлами.

2. Область определения функций представляется совокупностью непересекающихся подобластей — конечных элементов. Тогда моделью области определения функции становится совокупность конечных элементов, которые связаны между собой через узлы на их границах.

3. Искомую функцию аппроксимируют на каждом конечном элементе непрерывными функциями однозначно определенными значениями искомой функции (а иногда и значениями ее производных вплоть до некоторого порядка) в узловых точках этих элементов.

Важной особенностью метода конечных элементов является то обстоятельство, что при локальной аппроксимации функции на конечных элементах их можно рассматривать независимо друг от друга, т. е. каждый элемент можно рассматривать совершенно изолированным от остальной их совокупности и аппроксимацию функции выполнять с помощью ее значений в узлах.

А. Функция F в одномерном пространстве. Пусть имеется прямолинейный профиль повторного нивелирования, на котором определены вертикальные перемещения ряда дискретных реперов. Можно считать, что на вещественной оси x на интервале $[A, B]$ задана непрерывная функция $F(x)$, значения которой совпадают с величинами перемещений, определенными в конечном числе узловых точек области определения $[A, B]$, а на каждом подынтервале l функция $F(x)$ аппроксимируется некоторой функцией $f_l(x)$, где $x = x_l$ — локальные координаты точки.

Будем называть координаты реперов X относительно исходного репера глобальными, а значения функции $F(X)$ — глобальными ее значениями, являющимися элементами некоторого множества G . Вначале будем рассматривать каждый элемент l (отрезок между двумя реперами) самостоятельно с локальной системой координат x_l .

Пусть аппроксимирующая функция $f_l(x)$ в узлах 1 и 2 на концах любого подынтервала принимает значения f_l^1 и f_l^2 . Тогда совокупность этих значений на всех подынтервалах можно рассматривать как элемент некоторого множества L . Величины f_l^n ($n = 1, 2$) будем называть локальными значениями функции, соответствующими элементу l . Интервал $[A, B]$ будем отображать на подынтервалы $[a_l, b_l]$ ($l = 1, 2, \dots, m$) с помощью простых отношений инцидентности, связывающих глобальные координаты X^p различных узлов с локальными координатами x_l^n :

$$x_1^1 = X^1, x_1^2 = x_2^1 = X^2, x_2^2 = x_3^1 = X^3, \dots, x_n^2 = X^{m+1}. \quad (1.1)$$

Связь между глобальными значениями F^p ($p = 1, 2, \dots, m + 1$) с локальными значениями f_l^n ($l = 1, 2, \dots, m; n = 1, 2$) будем устанавливать также с помощью простых отношений инцидентности вида

$$f_1^1 = F^1, f_1^2 = f_2^1 = F^2, f_2^2 = f_3^1 = F^3, \dots, f_n^2 = F^{m+1}. \quad (1.2)$$

Последние соотношения непосредственно следуют из предыдущих в силу того, что значения $F(X)$ и $f_l(x)$ находятся во взаимно однозначном соответствии с точками X и x_l их областей определения.

Таким образом, окончательная модель функции $F(x)$ будет иметь следующий простой вид:

$$\bar{F}(x) = \sum_{l=1}^m \bar{f}_l(x, F^1, F^2, \dots, F^{m+1}); \bar{f}_l(x, F^1, \dots, F^{m+1}) \quad (1.3)$$

— локальные функции, выраженные через соответствующие глобальные значения.

Зависимости между связанной моделью и отдельными конечными элементами, а также между глобальными и локальными узлами математически описываются двумя простыми преобразованиями [Оден, 1976]. Пусть имеется совокупность

$$R^* = ([x_1^1, x_1^2]; [x_2^1, x_2^2], \dots, [x_m^1, x_m^2])$$

непересекающихся интервалов и пусть Λ — отображение, вкладывающее некоторый фиксированный интервал l в соответствующее место в интервале $[A, B]$. Это отображение $\Lambda: [x_l^1, x_l^2] \rightarrow [A, B]$ осуществляется следующим образом:

$$X^p = \sum_{n=1}^2 {}^l \Lambda_n^p x_l^n, \quad l - \text{фиксировано}, \quad p = 1, 2, \dots, m+1, \quad (1.4)$$

$${}^l \Lambda_n^p = \begin{cases} 1, & \text{если глобальный узел } p \text{ связанной модели} \\ & \text{соответствует локальному узлу } n \text{ элемента } l, \\ 0 & \text{— в противном случае.} \end{cases} \quad (1.5)$$

К примеру, в равенстве (1.4) для второго элемента

$$X^2 = \sum_{n=1}^2 {}^2 \Lambda_n^2 x_2^n = {}^2 \Lambda_1^2 x_2^1 + {}^2 \Lambda_2^2 x_2^2 = x_2^1,$$

$$X^3 = \sum_{n=1}^2 {}^2 \Lambda_n^3 x_2^n = {}^2 \Lambda_1^3 x_2^1 + {}^2 \Lambda_2^3 x_2^2 = x_2^2,$$

так как согласно (1.5) ${}^2 \Lambda_2^2 = {}^2 \Lambda_1^3 = 0$; ${}^2 \Lambda_1^2 = {}^2 \Lambda_2^3 = 1$.

Таким образом, отображение Λ осуществляет связывание конечно-элементной модели.

Транспозиция отображения ${}^l \Lambda_n^p$ обозначается через ${}^l \Omega_p^n$ и может быть интерпретируема как отображение множества G глобальных точек X^p в множество L локальных точек x_l^n :

$$x_l^n = \sum_{p=1}^m {}^l \Omega_p^n X^p. \quad (1.6)$$

Элементы массива ${}^l\Omega_p^n$ определяются так же, как и элементы массива ${}^l\Lambda_n^p$:

$${}^l\Omega_p^n = \begin{cases} 1, & \text{если узел } n \text{ элемента } l \text{ соответствует} \\ & \text{узлу } p \text{ связанной модели,} \\ 0 & \text{— в противном случае.} \end{cases} \quad (1.7)$$

Совокупность Ω можно рассматривать как отображение конечного подмножества $[A, B]$ в подмножестве конечных подынтервалов. Поэтому Ω можно называть разбиением $[A, B]$ на конечные элементы. Между функцией F и точками ее определения X осуществляется однозначное соответствие. Стало быть, любой глобальной или локальной точке соответствует глобальное или локальное значение функции. На это указывает идентичность отношений (1.1) и (1.2). Следовательно, для фиксированного l

$$F^p = \sum_{n=1}^2 {}^2\Lambda_p^n f_l^n; \quad f_l^n = \sum_{p=1}^m {}^l\Omega_p^n F^p. \quad (1.8)$$

Б. Функция Φ в двухмерной области. Построение конечно-элементной модели функции Φ в двухмерном пространстве осуществляется с помощью тех же приемов, что и в одномерном случае. Изучаемая область R аппроксимируется совокупностью n подобластей r_l , точки которых задаются локальными координатами $(x_l, y_l) = X_l$. Локальные аппроксимации функции Φ обозначим через $\varphi_l(X)$, а их значения в узлах X_l^N — через φ_l^N , $l = 1, 2, \dots, N_l$, где N_l — общее число узлов элемента l .

Связывание и разбиение модели осуществляется с помощью отношений инцидентности

$$X^p = \sum_{N=1}^{N_l} {}^l\Lambda_N^p X_l^N; \quad X_l^N = \sum_{p=1}^t {}^l\Omega_p^N X^p, \quad (1.9)$$

где t — общее число зафиксированных точек, X^p — точки под номером p с координатами (X^p, Y^p) .

Локальные значения связываются с глобальными посредством следующего отображения:

$$\Phi^p = \sum_{N=1}^{N_l} {}^l\Lambda_N^p \varphi_l^N; \quad \varphi_l^N = \sum_{p=1}^t {}^l\Omega_p^N \Phi^p, \quad (1.10)$$

а окончательная модель функции будет такова:

$$\bar{\Phi}(x) = \sum_{l=1}^n \varphi_l(X, \Phi^1, \Phi^2, \dots, \Phi^t). \quad (1.11)$$

§ 4. СИМПЛЕКСНЫЕ МОДЕЛИ

Простейшими среди всех конечных элементов являются симплексные модели. Симплексом в k -мерном пространстве называется выпуклое множество S , определяемое совокупностью $k + 1$ вершин

(узлов) M_1, M_2, \dots, M_{k+1} , не лежащих в одной $(k - 1)$ -мерной гиперплоскости. Это множество состоит из всех точек T вида $T = \sum_{i=1}^{k+1} C_i M_i$, где $C_i \geq 0$ и $\sum_{i=1}^{k+1} C_i = 1$. В евклидовом пространстве \mathcal{E}^k симплексами являются тетраэдр (4 узла) в трехмерном пространстве \mathcal{E}^3 , треугольник (3 узла) в двухмерном пространстве \mathcal{E}^2 и отрезок прямой (2 узла) в одномерном пространстве \mathcal{E}^1 .

При симплексном представлении локальные поля $u(x)$ аппроксимируются линейными относительно координат x^i функциями:

$$u(x) = a_0 + a_i x^i; \quad i = 1, 2, \dots, k, \quad (1.12)$$

где $a_0, a_1, a_2, \dots, a_k$ — $(k + 1)$ - постоянные, которые надо определить.

Если в k -мерном пространстве в $k + 1$ узловой точке зафиксировать значения функции $u(x)$, то будем иметь систему из $(k + 1)$ -го уравнения относительно $(k + 1)$ -й величины

$$u(x^M) \equiv u^M = a_0 + a_i x^{M_i}; \quad i = 1, 2, \dots, k; \quad M = 1, 2, \dots, k + 1. \quad (1.13)$$

Систему уравнений (1.13) удобно записать в матричной форме

$$\begin{pmatrix} 1 & x^{11} & x^{12} & \dots & x^{1k} \\ 1 & x^{21} & x^{22} & \dots & x^{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & x^{k+1,1} & x^{k+1,2} & \dots & x^{k+1,k} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \dots \\ a_k \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u^1 \\ u^2 \\ \dots \\ u^{k+1} \end{pmatrix} \quad (1.14)$$

или

$$Ca = u, \quad (1.15)$$

где C — матрица коэффициентов уравнений (1.14) размера $(k + 1) \times (k + 1)$. Уравнение (1.15) будет иметь единственное решение при условии, что матрица C невырождена, т. е. требуется, чтобы

$$\det C \neq 0. \quad (1.16)$$

Условие (1.16) можно трактовать как условие того, что $k + 1$ узловые точки не лежат в $(k - 1)$ -мерной гиперплоскости.

Решение уравнения (1.15) дает

$$a = u \cdot C^{-1}. \quad (1.17)$$

Последнее соотношение позволяет линейно выразить коэффициенты a_0, a_1, \dots, a_k через условные значения u^M локальной функции и координаты узловых точек x^{M_i} . Подставляя (1.17) в (1.12), после преобразования можно получить искомую локальную аппроксимацию

$$u(x) = u^M \cdot \Psi_M(X); \quad M = 1, 2, \dots, k + 1, \quad (1.18)$$

где $\Psi_M(X)$ — интерполяционные функции, линейные относительно локальных координат x^i :

$$\Psi_M(X) = a_M + b_{M_i} x^i; \quad i = 1, 2, \dots, k. \quad (1.19)$$

Величины a_M и b_M с помощью формулы (1.17) выражаются через координаты узлов x_i^M .

Если c_{ij} ($i, j = 1, 2, \dots, k + 1$) — элемент i -й строки j -го столбца матрицы C , то

$$a_M = \frac{1}{|c|} \text{cofactor}(C_{M_1}); \quad b_{M_i} = \frac{1}{|C|} \text{cofactor}(C_{M_{(i+1)}}),$$

где $|C|$ — определитель матрицы C , а cofactor — алгебраическое дополнение.

Функции $\Psi_M(X)$ обладают следующими свойствами:

$$\Psi_M(X) \geq 0, \quad \sum_{M=1}^{k+1} \Psi_M(X) = 1, \quad (1.20)$$

а для любой узловой точки

$$\Psi_M(X^k) = \delta_M^k, \quad (1.21)$$

где δ_M^k — символ Кронекера.

Таким образом, важнейшие свойства симплексной модели сводятся к следующему.

1. Число M узловых точек симплексного элемента на единицу больше размерности пространства, в котором рассматривается элемент.

2. Локальные аппроксимации $u(X)$ и интерполяционные функции $\Psi_M(X)$ являются линейными функциями локальных координат x^i .

3. В пространстве \mathcal{E}^k линейная функция определяется единственным образом посредством задания ее значений в $k + 1$ точках. Ввиду линейности локальных функций $u(X)$ на границах элемента, для соединения двух симплексных элементов необходимо задать одинаковые узловые значения соседних локальных аппроксимаций в двух точках на межэлементной границе. Стало быть, локальные поля совпадают во всех точках межэлементных границ, а глобальные базисные функции всюду непрерывны.

4. Для выполнения требования непрерывности не обязательно, чтобы границы элемента были координатными линиями.

5. Интерполяционные функции $\Psi_M(X)$ удовлетворяют соотношениям (1.20) и (1.21).

Рассмотрим частные интерполяционные функции в евклидовом пространстве $k \leq 3$.

1. Одномерное евклидово пространство. В одномерном евклидовом пространстве, как уже отмечалось, симплексная модель состоит

из двух узлов, соединенных отрезком прямой. Если обозначить ось пространства через x , то

$$|C| = L = \begin{vmatrix} 1 & x^1 \\ 1 & x^2 \end{vmatrix} = x^2 - x^1,$$

где x^1, x^2 — координаты узлов. Тогда, учитывая (1.17), получим

$$a_1 = \frac{x^2}{L}, \quad a_2 = \frac{-x^1}{L}, \quad b_{11} = \frac{-1}{L}, \quad b_{21} = \frac{1}{L}.$$

Следовательно, согласно (1.19), $\Psi_1(X) = \frac{x^2 - x}{L}$ и $\Psi_2(X) = \frac{x - x^1}{L}$, а $\Psi_1(X) + \Psi_2(X) = 1$. Как видно, это известные интерполяционные функции Лагранжа.

II. Симплекс в двухмерном пространстве. В двухмерном евклидовом пространстве (x, y) симплекс — это треугольник с тремя узлами. Матрица (1.14) запишется в этом случае в виде

$$\begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 \\ 1 & x_2 & y_2 \\ 1 & x_3 & y_3 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \end{vmatrix}. \quad (1.22)$$

Если вершины треугольника пронумеровать по правилу правой руки, то детерминант матрицы будет равен удвоенной площади треугольника S . Интерполяционные функции в двухмерном случае будут иметь следующий вид: $\Psi_1 = a_1 + b_{11}x + b_{12}y$; $\Psi_2 = a_2 + b_{21}x + b_{22}y$; $\Psi_3 = a_3 + b_{31}x + b_{32}y$, а их коэффициенты принимают значения

$$\{a_N\} = \frac{1}{2S} \begin{bmatrix} x_2y_3 - x_3y_2 \\ x_3y_1 - x_1y_3 \\ x_1y_2 - x_2y_1 \end{bmatrix}, \quad \{b_{Ni}\} = \frac{1}{2S} \begin{bmatrix} y_2 - y_3 & x_3 - x_2 \\ y_3 - y_1 & x_1 - x_3 \\ y_1 - y_2 & x_2 - x_1 \end{bmatrix},$$

где $N = 1, 2, 3, i = 1, 2$.

Если три интерполяционные функции сложить, то получим постоянное значение на всем треугольнике. Сложенные же интерполяционные функции после их предварительного умножения на условные значения функций u^N дают приближенное значение представляемой функции.

Что касается наиболее выгодной формы симплекса в \mathcal{E}^2 , то Синг [Singe, 1957] показал, что следует избегать треугольников с заостренными малыми внутренними углами и что наименьшую погрешность при симплексной аппроксимации дают равносторонние треугольники.

III. Симплекс в трехмерном пространстве. В трехмерном евклидовом пространстве, как отмечено, подобная модель представляет

собой тетраэдр, имеющий четыре узла. В этом случае матрица (1.14) имеет вид

$$C = \begin{vmatrix} 1 & x^{11} & x^{12} & x^{13} \\ 1 & x^{21} & x^{22} & x^{23} \\ 1 & x^{31} & x^{32} & x^{33} \\ 1 & x^{41} & x^{42} & x^{43} \end{vmatrix},$$

а коэффициенты

$$a_N = \frac{1}{6C} \varepsilon_{Nrst} \varepsilon_i h x^{ri} x^{sj} x^{tk}; \quad b_{N_i} = -\frac{1}{6C} \varepsilon_{Nrst} \varepsilon_{mjk} \beta_i^{rm} \beta_i^{sj} \beta_i^{tk},$$

где ε_{ijk} и ε_{Nrst} соответственно трех- и четырехмерные перестановочные символы, обозначающие знаки перестановок: $N, r, s, t = 1, 2, 3, 4$; $i, j, k = 1, 2, 3$; $\beta_i^{rm} = x^{rm} \rightarrow (i = m)$; $\beta_i^{rm} = 1$, если $i \neq m$, c — детерминант матрицы C .

§ 5. КОНЕЧНО-ЭЛЕМЕНТНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ПОЛЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Если двухмерную среду в начальный момент времени t_0 разбить на треугольные элементы конечных размеров (рис. 1.4) и обозначить перемещение вершин треугольника i, j, k через $u_i, v_i; u_j, v_j; u_k, v_k$ (рис. 1.5), то перемещения в пределах рассматриваемого треугольного элемента i, j, k можно задать в виде линейных зависимостей от координат

$$u = \alpha_1 x + \alpha_2 y + \alpha_3; \quad v = \beta_1 x + \beta_2 y + \beta_3, \quad (1.23)$$

где $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ и $\beta_1, \beta_2, \beta_3$ в пределах каждого элемента сохраняют постоянные значения.

Поскольку зависимости являются уравнениями прямых (при u и v постоянных), совмещение вершин двух соседних элементов (скажем, i и j) обеспечивает совместность перемещений на общей границе этих элементов (на рис. 1.4 они заштрихованы). Это объясняется тем, что через две точки можно провести лишь одну прямую.

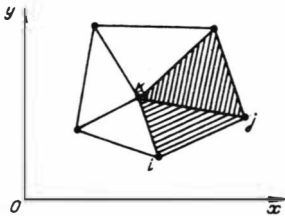


Рис. 1.4. Совокупность конечных элементов в двухмерном пространстве.

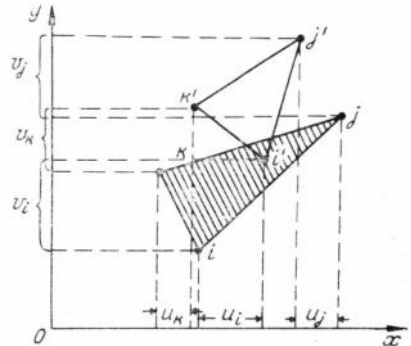


Рис. 1.5. Симплекс в двухмерном пространстве.

В соответствии с зависимостями (1.12) соотношение (1.23) показывает, что в пределах каждого элемента деформация будет однородна. Коэффициенты α_i и β_i можно определить, если известны перемещения вершин элемента.

Записывая в конкретной форме уравнения (1.23) для перемещений вершин (в дальнейшем будем использовать также термин «узлы») i, j, k , получим

$$\begin{aligned} u_i &= e_{11}x_i + e_{12}y_i + \alpha_1, \\ u_j &= e_{11}x_j + e_{12}y_j + \alpha_2, \\ u_k &= e_{11}x_k + e_{12}y_k + \alpha_3. \end{aligned} \quad (1.24)$$

Аналогичная система уравнений, но с другими коэффициентами, запишется и для v .

Используя правило Крамера, найдем

$$e_{11} = \frac{\begin{vmatrix} 1 & u_i & y_i \\ 1 & u_j & y_j \\ 1 & u_k & y_k \end{vmatrix}}{2\Delta}, \quad e_{12} = \frac{\begin{vmatrix} 1 & x_i & u_i \\ 1 & x_j & u_j \\ 1 & x_k & u_k \end{vmatrix}}{2\Delta}, \quad \alpha_1 = \frac{\begin{vmatrix} u_i & x_i & y_i \\ u_j & x_j & y_j \\ u_k & x_k & y_k \end{vmatrix}}{2\Delta},$$

где $2\Delta = \begin{vmatrix} 1 & x_i & y_i \\ 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_k & y_k \end{vmatrix}$ — удвоенная площадь треугольника i, j, k , а пря-

мые скобки обозначают определитель. Аналогично находятся и коэффициенты уравнений для v .

Если раскрыть определители в числителях предыдущих выражений и подставить значения e_{11} , e_{12} , α , e_{21} , e_{22} , β в (1.24), то для u и v получим формулы

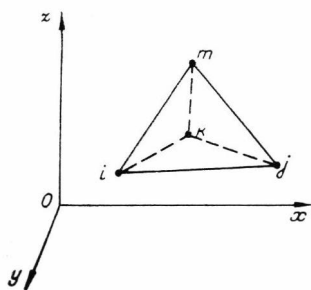
$$u = \frac{1}{2\Delta} [(a_i + b_i x + c_i y)u_i + (a_j + b_j x + c_j y)u_j + (a_k + b_k x + c_k y)u_k]; \quad (1.25)$$

$$v = \frac{1}{2\Delta} [(a_i + b_i x + c_i y)v_i + (a_j + b_j x + c_j y)v_j + (a_k + b_k x + c_k y)v_k].$$

Здесь использованы следующие обозначения: $a_i = x_i y_k - x_k y_i$; $b_i = y_j - y_k$; $c_i = x_k - x_j$. Коэффициенты a, b, c с другими индексами получатся с помощью циклической перестановки.

Формулы (1.25) позволяют выразить перемещения в любой точке внутри треугольного конечного элемента через перемещения его вершин. Используя формулы (1.13) деформации внутри конечного элемента, можно выразить через перемещения его узлов в следующем виде:

$$\begin{aligned} E_x &= \frac{1}{2\Delta} (b_i u_i + b_j u_j + b_k u_k), \\ E_y &= \frac{1}{2\Delta} (c_i v_i + c_j v_j + c_k v_k), \\ \gamma_{xy} &= \frac{1}{2\Delta} (c_i u_i + c_j u_j + c_k u_k + b_i v_i + b_j v_j + b_k v_k). \end{aligned} \quad (1.26)$$



Р и с. 1.6. Симплекс в трехмерном пространстве.

При анализе современных движений земной коры в трехмерном пространстве целесообразно также использовать симплексные конечные элементы — тетраэдры (рис. 1.6). Выражая компоненты перемещения узлов такого элемента уравнениями вида

$$u = \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y + \alpha_4 z,$$

$$v = \beta_1 + \beta_2 x + \beta_3 y + \beta_4 z,$$

$$w = \gamma_1 + \gamma_2 x + \gamma_3 y + \gamma_4 z,$$

можно представить перемещения в пределах каждого тетраэдра, на которые разбита рассматриваемая область, через соответствующие перемещения его вершин (узлов) в следующей форме:

$$u = \frac{1}{6V} [(a_i + b_i x + c_i y + d_i z) u_i + (a_j + b_j x + c_j y + d_j z) u_j + \\ + (a_k + b_k x + c_k y + d_k z) u_k + (a_m + b_m x + c_m y + d_m z) u_m],$$

где

$$a_i = \begin{vmatrix} x_j & y_j & z_j \\ x_m & y_m & z_m \\ x_k & y_k & z_k \end{vmatrix}; \quad b_i = \begin{vmatrix} 1 & y_j & z_j \\ 1 & y_m & z_m \\ 1 & y_k & z_k \end{vmatrix}; \\ c_i = \begin{vmatrix} x_j & 1 & z_j \\ x_m & 1 & z_m \\ x_k & 1 & z_k \end{vmatrix}; \quad d_i = \begin{vmatrix} x_j & y_j & 1 \\ x_m & y_m & 1 \\ x_k & y_k & 1 \end{vmatrix},$$

а V — объем тетраэдра, определяемый обычным путем. Формулы для остальных коэффициентов могут быть получены с помощью циклической перестановки индексов.

§ 6. ПОВЫШЕНИЕ ПОРЯДКА АППРОКСИМАЦИИ

В обычном треугольном конечном элементе распределение деформаций принимается однородным. Очевидно, что это может привести к существенным погрешностям, в частности вблизи особенностей поля, и в этих местах сетку конечных элементов необходимо сгущать. На практике вся сложность задачи состоит в том, что априори не известен характер поля деформаций. Однако, исходя из геологических и геофизических данных, можно выбрать области, где желательно задаваться более сложным деформированным состоянием в пределах одного конечного элемента и тем самым повышать порядок аппроксимации.

1. Увеличение числа вершин. Пусть перемещения в пределах каждого элемента задаются в виде следующих полиномов:

$$\begin{aligned}u &= a_1 + a_2x + a_3y + a_4xy, \\v &= b_1 + b_2x + b_3y + b_4xy.\end{aligned}\tag{1.27}$$

Здесь имеется уже восемь коэффициентов, для определения которых необходимо задать систему из восьми уравнений, т. е. следует иметь перемещения в четырех точках.

В четырехугольнике общего типа, не считая прямоугольник со сторонами, параллельными осям координат, совмещение узловых перемещений не сохраняет свойства неразрывности перемещений вдоль каждой общей стороны двух четырехугольников, и поэтому приходится считаться с возможными разрывами перемещений вдоль общих сторон между узловыми точками двух конечных элементов [Тимошенко, Гудьер. 1975].

Аналогично можно сформулировать зависимости для конечных элементов в виде многоугольников с числом сторон более четырех, а также для криволинейных фигур.

2. Введение промежуточных точек. Повышение порядка аппроксимации можно осуществить введением промежуточных точек на сторонах многоугольников, в которых сопрягаются наряду с вершинами аппроксимирующие функции.

Так, для треугольного элемента можно принять следующее выражение для компонент перемещения:

$$\begin{aligned}u &= a_1 + a_2x + a_3y + a_4x^2 + a_5xy + a_6y^2, \\v &= b_1 + b_2x + b_3y + b_4x^2 + b_5xy + b_6y^2.\end{aligned}\tag{1.28}$$

Для определения 12 коэффициентов $a_1, b_1 \dots$ требуется иметь смещение в шести точках. Три точки будут служить вершины треугольника, а три другие можно выбрать на серединах его сторон. Такое задание перемещений, как и для обычного треугольника, обеспечивает непрерывность перемещений. Действительно, на сторонах треугольника координаты x и y связаны линейной зависимостью $y = kx + b$. Если подставить эту зависимость в первое уравнение из (1.28), то составляющая смещения по оси x выразится в виде квадратной параболы $u = A + Bx + Cx^2$.

Коэффициенты A, B и C однозначно определяются заданием перемещений в трех точках. Стало быть, задание смещений трех точек, лежащих на одной прямой, позволяет обеспечить непрерывность перемещений и вдоль прямой, соединяющей эти точки. То же справедливо и для компоненты v .

Использование метода конечных элементов в изложенном виде может быть источником погрешностей: на границах конечных элементов, как в случае произвольного четырехугольника, не всегда обеспечивается неразрывность деформаций. Для обеспечения неразрывности деформаций требуется сопрягать на границах конечных элементов также и производные от аппроксимирующих функций.

Если для всех конечных элементов аппроксимирующие функции содержат n неизвестных коэффициентов и если в отдельных точках наложено m условий, вытекающих от сопряжения производных от перемещений, то для отыскания всех коэффициентов придется добавлять $n - m$ точек, в которых следует сопрягать собственно перемещения [Тимошенко, Гудьер, 1975].

§ 7. СПЛОШНАЯ СРЕДА. МАСШТАБЫ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассмотрим некоторый участок земной коры. В процессе его современных движений этот участок не только перемещается как целое, но и изменяет объем и форму. Поэтому при изучении современных движений невозможно ограничиваться рамками только механики жесткого тела, а для описания изменений и их связей со свойствами земной коры, геофизическими и другими полями необходимо использовать понятия и представления механики сплошной среды. Однако в первую очередь выясним, в каком смысле должен пониматься термин «сплошная среда» в данном случае.

Физически земная кора никогда не представляет собой континуума, и поэтому нельзя говорить о ее бесконечно малых элементах, как они понимаются в математической теории сплошной среды. В геофизике сама сплошность имеет иное содержание, чем в классической теории механики сплошной среды, а понятие сплошной, непрерывной среды является только моделью земной коры. Вместе с этим понятие бесконечно малых частиц служит моделью реальных частей земной коры [Костров, 1975].

Чтобы реальные участки земной коры могли играть роль бесконечно малых частиц, они должны иметь такие размеры, которые в некотором отношении были бы безразличны. Когда речь идет о деформациях коры, размеры участков должны быть такими, чтобы, во-первых, изменение их формы и объема (или площади в двухмерном случае) было бы достаточно просто описать и, во-вторых, существенное для наших конкретных целей в этом изменении не должно сильно варьировать, если размеры этих участков уменьшить или увеличить в несколько раз.

Если нас интересует, как изменяются деформации рассматриваемой тектонической структуры или отдельного региона в различных частях, то участки должны быть не слишком велики, чтобы можно было следить за изменением формы и объема или площади от одного места структуры к другому. Если достаточно крупные части структуры или области изменяют свои деформации по-разному, то, выбирая достаточно малые части, можно прийти к тому, что внутри каждого участка взаимное положение его частей не будет зависеть от их размеров.

Вводя сплошную среду в качестве модели реальных тектонических структур, надо иметь в виду, что «бесконечно малые участки» на самом деле изображают физически малую величину, которая должна быть не только достаточно малой, но и достаточно большой,

чтобы быть представительной, т. е. чтобы интересующие нас свойства не зависели в каких-то пределах от ее размеров [Костров, 1975].

Так, для описания тектонических деформаций земной поверхности мы не можем брать элементарные участки размером в несколько сантиметров или даже несколько метров, поскольку они не будут представительными для областей порядка сотен метров и километров. В этом случае очевидно, что уменьшение элементарного участка в несколько раз приведет к тому, что преобладающими окажутся микролокальные, обусловленные экзогенными процессами деформации.

Таким образом, в различной постановке задачи «сплошная среда» должна состоять из «элементарных участков» различного масштаба.

Для полного описания деформаций исследуемой области в некоторый фиксированный момент времени t (будем называть такое состояние актуальным) необходимо задать положение элементарного участка относительно его положения в исходный момент времени (начальное состояние). Поскольку элементарные участки могут иметь различные размеры, то целесообразно задать это положение для центра тяжести этих участков в некоторой декартовой системе координат.

Несколько слов относительно выбора элементарного участка при изучении деформаций земной коры по данным геодезических измерений. Геодезические способы наблюдений накладывают свой отпечаток на выбор элементарного участка «сплошной среды». В первую очередь это относится к анализу повторных наблюдений государственных геодезических сетей, поскольку последние строились в основном для удовлетворения практических нужд картосоставления. Поэтому расстояния между пунктами сетей задавались не из расчета «физически малых элементов», а из других соображений. В этом случае мы оказываемся перед фактом, когда положение некоторых элементарных участков не будет описываться повторными наблюдениями. Иное дело исследования на специализированных геодинимических полигонах, где наблюдения ставились с целью выяснения движений отдельных структур.

Теория линейной деформации заключается в том, что градиенты компонент перемещения считаются малыми так, что можно пренебречь их произведениями, а ими самими — по сравнению с единицей. Как подчеркнуто Б. В. Костровым [1975], физический смысл имеет не деформация в точке, а средняя деформация.

Производные смещений u_{ij} суть пределы

$$u_{ij} = \lim_{|\Delta x| \rightarrow 0} \frac{\Delta u_i}{\Delta r_j},$$

где $|\Delta x|$ — расстояние между точками тела, а Δu — их относительные перемещения. Поскольку элементарные участки, принимаемые за физически бесконечно малые, должны быть достаточно велики,

эти пределы пужно понимать асимптотически: при уменьшении расстояния $|\Delta x|$ и мееется такой диапазон его изменения (порядка размера участков, принимаемых за физически бесконечно малые), в котором отношение $\Delta u_i / \Delta x_i$ изменяется несущественно, так что этим изменением можно пренебречь. В таком случае можно мысленно устремить $|\Delta x|$ к нулю, а получающееся при этом значение деформации в точке окажется равным средней деформации на расстоянии порядка элементарного размера и будет зависеть от выбора этого размера.

Если рассматривать большой (размером в десятки и сотни километров) регион, то очевидно, что он может состоять из многих отдельных блоков, содержать разломы и другие неоднородности строения различных масштабов. Тогда если говорить о деформациях этого объема в больших масштабах, то в качестве элементарного участка надо выбирать такие объемы, которые бы содержали много структурных элементов — блоков, разрывов и т. п., т. е. чтобы форма и размер этих «частиц» были для нас несущественными.

Такие деформации будут существенно отличаться от тех деформаций, которые можно получить, если выбрать «частицы» размером в несколько метров или несколько десятков сантиметров и тем более в несколько сантиметров.

Таким образом, по отношению к тектонической деформации большого района может быть много «микродеформаций» разного масштаба.

Так, при изучении современных движений земной коры наклономерные данные описывают (частично) деформацию земной поверхности на участке, определяемом его постаментом. Эти данные могут быть представительными для участков в несколько метров или, в крайнем случае, несколько десятков метров. Ясно, что судить по этим измерениям о тектонических деформациях района в несколько километров и тем более в несколько десятков километров нельзя, так как такие области описываются различными моделями сплошной среды с различными мерами деформации.

Результаты исследований тектонических деформаций с помощью деформографов на базе 25—30 м могут быть представительными уже для районов в несколько сот метров, а возможно, и первых километров. И только геодезические измерения, выполняемые на значительно больших базах, можно использовать для описания деформаций регионального плана. Будучи дискретными во времени и пространстве, геодезические методы обладают тем преимуществом, что в значительно меньшей степени зависят от местных условий, чем измерения на малых базах. Однако трудоемкость этих методов приводит к значительному интервалу времени между повторными наблюдениями и позволяет определить только осредненные характеристики движений. Чтобы более полно использовать эти данные при решении многих задач геологии и геофизики, необходимы не только повышение точности геодезических измерений, усовершенствование инструментов и методов наблюдений, но и разработка методов специального анализа результатов наблюдений.

ОБЩИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Теория деформации, как и теория напряжений, разработана независимо от свойств материала, ее построения являются чисто геометрическими и единственными условиями, которые должны выполняться, — условия непрерывности и совместности деформаций на всех стадиях. При решении многих практических задач деформацию горных пород можно считать непрерывной, хотя, если иметь в виду внутреннее изменение вещества, никакая деформация реальных тел, и в частности земной коры, не может быть полностью непрерывной, особенно если она является остаточной деформацией и включает такие механизмы, как пластическое течение кристаллов, проскальзывание на границах зерен, атомная диффузия, дробление и т. п.

Таким образом, если приповерхностная часть земной коры претерпевает деформацию, то это не означает, что в ней не появляются нарушения сплошности. Деформация сопровождается развитием разномасштабных и разноориентированных трещин, по которым происходят микроперемещения, вносящие вклад в количественные оценки деформации. В самом общем виде деформация рассматривается как изменение конфигурации и объема тела, а ее простейшее представление — это рассмотренные в гл. I взаимно однозначные геометрические преобразования, в которых преобразованные координаты точек являются функциями координат начального состояния.

Как уже отмечалось, состояние деформации полностью характеризуется смещением всех точек рассматриваемой области. Эти смещения образуют векторные поля. Для большинства деформаций смещения точек являются функциями координат, в частности для однородной деформации — линейными функциями. Заметим, что под однородной деформацией понимается такая деформация, когда плоскости и прямые остаются таковыми после деформации. Параллельные плоскости и параллельные прямые после деформации остаются параллельными. Сфера после деформации становится эллипсоидом. Для этого случая деформация в любом направлении будет одинакова для всех точек деформируемой среды. Следовательно, два геометрически подобных и подобным образом ориентированных элемента области остаются после деформации геометрически подобными.

§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПО ДАННЫМ ПОВТОРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ СЕТЕЙ

Исследованиями установлено, что современные движения земной коры распространены повсеместно. Это позволяет каждой точке земной коры и ее поверхности поставить в соответствие относящийся

к данному моменту времени тензор деформации. Не вдаваясь в производство работ по определению пространственных векторов движения геодезических пунктов и полагая, что их комплекс надлежаще выполнен, рассмотрим методику определения компонент деформации в трехмерном пространстве L_3 .

Обозначим через x, y, z координаты пунктов в произвольной ортогональной системе координат, а через u, v, w — смещения пунктов по соответствующим осям. Поскольку по имеющимся в настоящее время данным деформацию коры за небольшие промежутки времени можно считать малой, то, полагая, что она носит локально-однородный характер, т. е. смещения являются линейными функциями координат, можно записать

$$\begin{aligned} u_i &= e_{11}x_i + e_{12}y_i + e_{13}z_i + a, \\ v_i &= e_{21}x_i + e_{22}y_i + e_{23}z_i + b, \\ w_i &= e_{31}x_i + e_{32}y_i + e_{33}z_i + c. \end{aligned} \quad (2.1)$$

Уравнения (2.1) представляют собой линейную зависимость между компонентами двух векторов — радиуса-вектора $\bar{R}(x, y, z)$ i -го пункта геодезической сети и соответствующего вектора смещения $\bar{r}(u, v, w)$. В этом случае совокупность коэффициентов e_{ij} представляет собой тензор второго ранга в пространстве L_3 .

Очевидно, что для определения коэффициентов e_{ij} необходимо иметь минимум 12 уравнений. Поскольку для одного пункта можно составить только три уравнения, для определения всех коэффициентов необходима геодезическая сеть, состоящая минимум из четырех пунктов, т. е. конечный элемент в виде тетраэдра, не считая пункта, принятого за начало координат.

Из решения системы уравнений (2.1) определяется система девяти коэффициентов e_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$), которую для удобства представим в виде матрицы

$$\|T_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix}. \quad (2.2)$$

Из формул (2.1) видно, что частные производные смещений по координатам дают коэффициенты e_{ij} при соответствующих координатах:

$$\frac{\partial u^X}{\partial x} = e_{11}; \quad \frac{\partial v^X}{\partial y} = e_{22}, \dots, \quad \frac{\partial w^X}{\partial z} = e_{33}. \quad (2.3)$$

Матрица $\|T_{ij}\|$ является тензором частных производных смещений по осям координат, однако необходимо отметить, что смещения u^X, v^X и w^X носят условный характер, так как они сами определяются через компоненты e_{ij} . Полученный таким образом тензор $\|T_{ij}\|$ для определенности будем относить к центру тяжести пространственных геометрических фигур, составленных этими пунктами.

Согласно принципу Коши — Гельмгольца, любое движение деформируемой среды в любой момент времени можно описать наложением параллельного переноса, определяемого вектором $\bar{V} \cdot \Delta t$ (\bar{V} — вектор скорости), вращательного движения и чистой деформации. Тензор $\|T_{ij}\|$ описывает одновременно вращение и чистую деформацию, стало быть, он не является симметричным. Поэтому прежде всего необходимо выполнить операции симметрирования и альтернирования, т. е. получить его симметричную и кососимметричную части.

Заметим, что в общем случае операция симметрирования выполняется с помощью перестановки пары индексов и последующего сложения полученного тензора с исходным тензором. В результате получается симметричный относительно принятой пары индексов тензор. Альтернирование заключается в перестановке пары индексов и последующего вычитания полученного тензора из исходного, при этом получается антисимметричный тензор относительно принятой пары индексов [Аквис, Гольдберг, 1969; Борисенко, Тарапов, 1966]. Выделим из T_{ij} симметричную и кососимметричную его части. Как было отмечено,

$$\|T_{ij}\| = \|a_{ij} + \omega_{ij}\|, \quad (2.4)$$

где
$$a_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} + e_{ji}); \quad \omega_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} - e_{ji}) \quad (2.5)$$

представляют собой компоненты симметричного и кососимметричного тензоров соответственно. Выполняя операцию (2.5) с компонентами матрицы (2.2), получим

$$\|a_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}; \quad (2.6)$$

$$\|\omega_{ij}\| = \begin{vmatrix} () & \frac{e_{12} - e_{21}}{2} & \frac{e_{13} - e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} - e_{12}}{2} & () & \frac{e_{23} - e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} - e_{13}}{2} & \frac{e_{32} - e_{23}}{2} & () \end{vmatrix}.$$

Изменение метричных свойств (длин и углов), т. е. чистая деформация области, включающей в себя принятые в обработку пункты, по смещениям которых рассчитываются компоненты тензора $\|T_{ij}\|$, определяются только симметричным тензором $\|a_{ij}\|$. Кососимметричный же тензор $\|\omega_{ij}\|$ не влияет на изменение метричных свойств области, а определяет ее вращение как абсолютно твердого тела [Сокольников, 1971].

Удвоенные компоненты кососимметричного тензора с точностью до множителя ε_{hij} (ε_{hij} — кососимметричные символы Кронекера, принимающие значения $+1$ или -1) совпадают с компонентами вектора $\text{rot } \bar{r}^X$ по осям координат:

$$\begin{aligned}\text{rot}_x \bar{r}^X &= \frac{\partial w^X}{\partial y} - \frac{\partial v^X}{\partial z} = e_{32} - e_{23}, \\ \text{rot}_y \bar{r}^X &= \frac{\partial u^X}{\partial z} - \frac{\partial w^X}{\partial x} = e_{13} - e_{31}, \\ \text{rot}_z \bar{r}^X &= \frac{\partial v^X}{\partial x} - \frac{\partial u^X}{\partial y} = e_{21} - e_{12}.\end{aligned}$$

Вектор \bar{r}^X из наблюдений не определяется, а получается из обработки. Его компоненты u^X , v^X , w^X таковы, что

$$\frac{\partial u^X}{\partial x} = e_{11}, \quad \frac{\partial v^X}{\partial y} = e_{22}, \quad \frac{\partial w^X}{\partial z} = e_{33}.$$

Определим главные, или собственные, значения симметричного тензора $\|a_{ij}\|$, они и будут главными значениями деформации. Для этого надо решить характеристическое уравнение

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} - \lambda & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (2.7)$$

третьей степени относительно λ .

Поскольку тензор $\|a_{ij}\|$ симметричен и отнесен к ортогональной системе координат, то корни уравнения (2.7) будут вещественными числами.

Разворачивая определитель (2.7), найдем

$$\lambda^3 - J_1 \lambda^2 + J_2 \lambda - J_3 = 0; \quad J_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33};$$

$$J_2 = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & e_{33} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}; \quad (2.8)$$

$$J_3 = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}.$$

Левая часть кубического уравнения не зависит от выбора системы координат, как не зависят и корни этого уравнения скаляры $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$. Коэффициенты уравнения, согласно теореме Виетта, имеют вид $J_1 = \lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3$; $J_2 = \lambda_1 \cdot \lambda_2 + \lambda_1 \lambda_3 + \lambda_2 \lambda_3$; $J_3 = \lambda_1 \times \lambda_2 \cdot \lambda_3$ и также не зависят от координатной системы, т. е. являются инвариантами тензора деформации $\|a_{ij}\|$.

Итак, из решения уравнения (2.8) определяются главные значения деформации $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$. При этом могут представиться три случая [Аквис, Гольдберг, 1969].

I. $\lambda_1 \neq \lambda_2 \neq \lambda_3$. Такому соотношению корней уравнения будет соответствовать единственная система главных значений деформации, состоящая из трех взаимно ортогональных направлений.

II. $\lambda_1 \neq \lambda_2$, но $\lambda_2 = \lambda_3$. Два главных направления определяются любыми двумя взаимно ортогональными направлениями, перпендикулярными первому.

III. $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$. Любое направление тензора $\|a_{ij}\|$ будет главным направлением деформации, т. е. тензор будет шаровой.

Если обозначить через $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}$ векторы, определяющие главные направления тензора $\|a_{ij}\|$, то компоненты каждого из векторов будут удовлетворять системе трех однородных уравнений при различных значениях λ , в частности для вектора A по матрице (2.6) получим

$$\begin{aligned} (e_{11} - \lambda_1) A_x + \frac{1}{2} (e_{12} + e_{21}) A_y + \frac{1}{2} (e_{13} + e_{31}) A_z &= 0, \\ \frac{1}{2} (e_{21} + e_{12}) A_x + (e_{22} - \lambda_1) A_y + \frac{1}{2} (e_{23} + e_{32}) A_z &= 0, \\ \frac{1}{2} (e_{31} + e_{13}) A_x + \frac{1}{2} (e_{32} + e_{23}) A_y + (e_{33} - \lambda_1) A_z &= 0. \end{aligned} \quad (2.9)$$

Из решения системы уравнений (2.9) при различных λ определяются компоненты векторов $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}$ и их направления, т. е. направления главных осей деформации. К примеру, направление первой главной оси однозначно определится из следующих равенств:

$$\begin{aligned} \frac{A_x}{\begin{vmatrix} (e_{22} - \lambda_1) & \frac{(e_{23} + e_{32})}{2} \\ \frac{(e_{32} + e_{23})}{2} & (e_{33} - \lambda_1) \end{vmatrix}} &= \frac{A_y}{\begin{vmatrix} \frac{(e_{23} + e_{32})}{2} & \frac{(e_{21} + e_{12})}{2} \\ (e_{33} - \lambda_1) & \frac{(e_{31} + e_{13})}{2} \end{vmatrix}} = \\ &= \frac{A_z}{\begin{vmatrix} \frac{(e_{21} + e_{12})}{2} & (e_{22} - \lambda_1) \\ \frac{(e_{31} + e_{13})}{2} & \frac{(e_{32} + e_{23})}{2} \end{vmatrix}} \end{aligned} \quad (2.10)$$

Откуда, например, направление проекции вектора \bar{A} на плоскость xoy вычислится из соотношения

$$\varphi_{12} = \text{arctg} \frac{\frac{1}{4}(e_{23} + e_{32})(e_{31} + e_{13}) - \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12})(e_{33} - \lambda_1)}{(e_{22} - \lambda_1)(e_{33} - \lambda_1) - \frac{1}{4}(e_{23} + e_{32})(e_{32} + e_{23})}. \quad (2.11)$$

Поскольку тензор $\|a_{ij}\|$ симметричный, он содержит только шесть независимых компонент, три из которых (e_{11}, e_{22}, e_{33}) определяют относительное удлинение области вдоль осей x, y, z соответственно и называются линейными компонентами деформации. Остальные три, состоящие из полусумм компонент общей матрицы $\|T_{ij}\|$, называются сдвиговыми компонентами этого тензора [Сокольников, 1971; и др.].

Определим угловые компоненты деформации, характеризующие искажение прямых углов между направлениями, параллельными соответствующим осям координат, e_{xy}, e_{yz}, e_{zx} . Так как в общем случае

$$e_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}, \quad e_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \quad (2.12)$$

то из матрицы (2.6) найдутся

$$e_{xy} = e_{12} + e_{21}; \quad e_{yz} = e_{23} + e_{32}; \quad e_{zx} = e_{13} + e_{31}. \quad (2.13)$$

Относительное изменение элементов объема в каждой области, для которой из обработки геодезических наблюдений получен тензор $\|T_{ij}\|$, а следовательно, и $\|a_{ij}\|$, определяется следующим отношением:

$$\frac{V - V_0}{V_0} = e_{11} + e_{22} + e_{33} = \Theta, \quad (2.14)$$

где V_0 — объем элемента данной области до деформации, V — объем того же элемента после деформации. Величина, стоящая в левой части уравнения (2.14), выражает собой изменение объема на единицу объема, которую называют объемной дилатацией, или коэффициентом объемного расширения. Ее значение равно следу тензора $\|a_{ij}\|$, т. е. тензору нулевой валентности, полученному при свертывании двухвалентного тензора деформации [Акивис, Гольдберг, 1969]:

$$\Theta = \Sigma e_{ii} = \text{Spr} a_{ij} \quad (i = 1, 2, 3). \quad (2.15)$$

Скалярное поле, описываемое формулами (2.14) или (2.15), есть не что иное, как дивергенция некоторого векторного поля $\bar{r}^X(u^X, v^X, w^X)$, частные производные компонент которого по осям x, y, z равны коэффициентам e_{11}, e_{22}, e_{33} , полученным из решения уравнений системы (2.1), т. е.

$$\frac{\partial u^X}{\partial x} = e_{11}; \quad \frac{\partial v^X}{\partial y} = e_{22}; \quad \frac{\partial w^X}{\partial z} = e_{33}, \quad (2.16)$$

$$e_{11} + e_{22} + e_{33} = \text{div} \bar{r}^X.$$

Определенным типам деформации земной коры будут соответствовать положительные или отрицательные значения дивергенции этого векторного поля. При $\operatorname{div} \bar{r}^X > 0$ будет наблюдаться расширение района, при $\operatorname{div} \bar{r}^X < 0$ — сжатие. Если же дивергенция будет равна нулю ($\operatorname{div} \bar{r}^X = 0$), то подобное поле должно являться вихрем некоторого другого векторного поля \bar{P} [Аквис, Гольдберг, 1969]: $\bar{r}^X = \operatorname{rot} \bar{P}$, называемого векторным потенциалом поля \bar{r}^X . В этом случае в прямоугольной системе координат компоненты вектора $\bar{r}^X (u^X, v^X, w^X)$ будут иметь следующий вид:

$$u^X = \frac{\partial P_z}{\partial y} - \frac{\partial P_y}{\partial z}, \quad v^X = \frac{\partial P_x}{\partial z} - \frac{\partial P_z}{\partial x}, \quad w^X = \frac{\partial P_y}{\partial x} - \frac{\partial P_x}{\partial y}.$$

Векторный потенциал для ограниченных пространств можно определить с точностью до градиента произвольной функции f при дополнительных условиях относительно производных $\frac{\partial u^X}{\partial x}$, $\frac{\partial v^X}{\partial y}$, $\frac{\partial w^X}{\partial z}$ и др.

Следует заметить, что ротационные движения являются, видимо, одним из существенных факторов динамики земной коры регионального и локального характера. Так, анализируя голоценовые и позднечайнозойские движения по расположению океанических хребтов и зон современного горизонтального сжатия в альпийских складчатых поясах, N. Ravoni [1971] наметил два центра региональной ротации — в центральной части Тихого океана и в Центральной Африке. L. Bendefy [1969] установил интенсивность и характер вращательных движений на относительно небольшой территории в районе Будапешта. На основе изменения широты разных обсерваторий С. А. Whitten [1970] не исключает возможного вращения Азии, Европы и Северной Америки со средней скоростью $3,2 \div 4,1 \cdot 10^{-4}$ /год. Не исключено также, что отклонение меридиональных сторон египетских пирамид на 4 мин к западу от истинного направления меридиана вызвано вращением Сахарской плиты в связи с развитием рифта Красного моря [Pawly, Abrachamsen, 1975]. Вращение возможно на сочленении Туранской плиты с Тянь-Шаньским орогеном [Мавлянов, Ишмухамедов, 1972], астрономические данные не противоречат представлениям о вращении Сибирской платформы [Есиков, Панкрушин, 1969]. С. И. Субботин [Иванов, Адамович, 1973] высказал предположение о поступательно-вращательных движениях блоков тектоносферы, приводящих к современным вертикальным и горизонтальным движениям земной коры. Возможно, что современные движения являются следствием вихревых систем литосферы, существующих в настоящее время [Слензак, 1972].

Тензору $\|a_{ij}\|$, выделенному из $\|T_{ij}\|$ с помощью операции (2.5), можно дать геометрическую интерпретацию с помощью характеристической поверхности второго порядка

$$a_{ij}x_i x_j = 1. \quad (2.17)$$

Как видно, тензорная поверхность будет с центром симметрии в начале координат. Если главные значения деформации $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ окажутся все положительными, то эта поверхность будет эллипсоидом, а $1/\lambda_1^{1/2}, 1/\lambda_2^{1/2}, 1/\lambda_3^{1/2}$ — отрезки, отсекаемые на главных осях деформации тензорной поверхностью. При $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$ поверхность превращается в эллипсоид вращения, а при $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3 = 1$ — в шар.

Если два из чисел λ_i будут положительными, а одно отрицательным, характеристическая поверхность будет однополостным гиперboloидом, если же одно из них положительное, а два отрицательные, то поверхность будет двуполостным гиперboloидом, и, наконец, если все три корня уравнения (2.17) окажутся отрицательными, характеристическая поверхность будет мнимым эллипсоидом.

Рассмотрим теперь формулу (2.6) — кососимметричный тензор $\|\omega_{ij}\|$, компоненты которого $\omega_{ij} = -\omega_{ji}$, а $\omega_{ii} = 0$. Как было отмечено, он порождает малый поворот области как абсолютно твердого тела вокруг оси, определяемой $\bar{\omega} = \omega_k e_k$, ($k = 1, 2, 3$), где e_k — орт определяемой оси, а

$$\omega_k = \frac{-1}{2} \varepsilon_{kij} \omega_{ij}, \quad (2.18)$$

здесь ε_{kij} — кососимметричные символы Кронекера.

Используя компоненты тензора (2.6), можно получить

$$\omega_{xoy} = -\frac{1}{2} \left(\frac{e_{21} - e_{12}}{2} \right); \quad \omega_{xoz} = \frac{1}{2} \left(\frac{e_{13} - e_{31}}{2} \right); \quad \omega_{yoz} = \frac{1}{2} \left(\frac{e_{32} - e_{23}}{2} \right), \quad (2.19)$$

где $\omega_{xoy}, \omega_{xoz}, \omega_{yoz}$ — углы поворота соответственно в плоскостях xoy, xoz, yoz вокруг осей z, y, x .

Мы рассмотрели случай, когда компоненты тензора $\|T_{ij}\|$ вычисляются по минимально необходимому числу пунктов (тетраэдр). При большем числе пунктов в геодезической сети будет требоваться применение способа наименьших квадратов. Эту методику мы рассмотрим ниже на примере двухмерного пространства.

В заключение отметим, что тензор чистой деформации можно разделить на изотропную и девиаторную части. Это свойство особенно важно при рассмотрении изотропных сред, так как по закону Гука, девиаторные деформации пропорциональны девиаторным напряжениям, а изотропные деформации — изотропным напряжениям. Изотропная часть тензора деформации, называемая иногда октаэдрической или средней нормальной деформацией, представляет собой рассмотренную выше чистую дилатацию. Девиаторная часть — чисто сдвиговая деформация без изменения объема — важна в теории пластичности, где изменения объема не рассматриваются, так как коэффициент Пуассона принимается равным 0,5.

§ 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ
ИЗ НАБЛЮДЕНИЙ ПЛАНОВОГО ПОЛОЖЕНИЯ ПУНКТОВ

Состояние деформации, при котором одна из главных деформаций константа, называют плоской деформацией. Подобное состояние можно допустить при анализе горизонтальных компонент современных движений земной поверхности [Terada, Miyabe, 1929; Tsouboi, 1933; Frank, 1966; Burford et al., 1969; Pope, 1969; Есиков, 1973; Thurm, 1977; и др.].

Полагая, как и в случае L_3 , что деформация носит однородный характер для участка с тремя или более соседними пунктами, можно записать систему уравнений следующего вида:

$$u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a; \quad v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_i + b. \quad (2.20)$$

Разобьем рассматриваемую область с N триангуляционными или трилатерационными пунктами на части, содержащие по три пункта. Для каждого пункта такой группы можно составить уравнения вида (2.20). Для большей детальности группы точек можно формировать из двух предыдущих, уже ранее включенных в одну из групп, и одной последующей (случай простого разбиения), либо из одной предыдущей и двух последующих (скользящее разбиение). В первом случае будет получено $k = (N - 2)$, а во втором при N четном $k = N/2 - 1$ и при N нечетном $k = (N + 1)/2 - 1$ систем по шесть уравнений вида (2.20) в каждой. Из решения этих систем будет получено k величин, каждая из которых представляет собой тензор второго ранга на плоскости с матрицей из четырех компонент:

$$\|T_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{vmatrix}. \quad (2.21)$$

Таким образом, поле векторов смещений, полученное из наблюдений планового положения пунктов геодезической сети, определяет собой плоское поле деформаций, которое, как и в случае L_3 , будем относить для определенности к центрам плоских геометрических фигур, вершинами которых являются взятые в обработку пункты:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i. \quad (2.22)$$

В частности, для треугольника в формулах (2.22) $n = 3$.

В общем случае для определения компонент тензора $\|T_{ij}\|$ можно принимать $n > 3$ точек. Очевидно, что тогда будет получена переопределенная система уравнений (2.20) и для вычисления компонент надо использовать способ наименьших квадратов.

Используя формулы (2.4) и (2.5), матрицу симметричного тензора, описывающего чистую деформацию, в случае L_2 получим в следующем виде:

$$\|a_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} \end{vmatrix}, \quad (2.23)$$

а матрицу кососимметричного тензора, определяющего поворот, в виде

$$\|\omega_{ij}\| = \left\| \begin{array}{cc} 0 & \frac{e_{12} - e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} - e_{12}}{2} & 0 \end{array} \right\|. \quad (2.24)$$

В пространстве L_2 корни характеристического уравнения найдутся из определителя

$$\left| \begin{array}{cc} e_{11} - E & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} - e_{12}}{2} & e_{22} - E \end{array} \right| = 0. \quad (2.25)$$

Решая характеристические уравнения (2.25) для каждой группы точек и обозначая корни уравнения через E_1 и E_2 , получим максимальное растяжение

$$E_1 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} + \sqrt{\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4}}; \quad (2.26)$$

минимальное растяжение

$$E_2 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} - \sqrt{\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4}}, \quad (2.27)$$

или

$$E_1 = \frac{\Theta}{2} + \frac{\gamma_m}{2}; \quad E_2 = \frac{\Theta}{2} - \frac{\gamma_m}{2},$$

где $\Theta = e_{11} + e_{22}$; $\gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{1/2}$; $\gamma_1 = e_{11} - e_{22}$; $\gamma_2 = e_{12} + e_{21}$.

Величины Θ и γ_m характеризуют соответственно среднее расширение и максимальный сдвиг района с группой n точек; γ_1 и γ_2 — компоненты сдвига. Ориентация главных осей чистой деформации полностью определяется углами φ_i , которые составляют оси максимальных растяжений E с осью начальной системы координат, и найдется из уравнения

$$\operatorname{tg} 2\varphi = \frac{e_{12} + e_{21}}{e_{11} - e_{22}}; \quad \varphi = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\gamma_2}{\gamma_1}. \quad (2.28)$$

Вращение района определится из кососимметричного тензора (2.24)

$$\omega = \frac{1}{2} (e_{12} - e_{21}). \quad (2.29)$$

Приведем формулы для определения компонент тензоров в пространстве L_2 при различных способах обработки поля смещений.

I. Если компоненты тензора $\|T_{ij}\|$ определяются по трем пунктам, то, согласно формулам (2.20) для любого треугольника, можно записать систему, состоящую из шести уравнений

$$u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a; \quad v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_i + b. \quad (2.30)$$

Обозначим определитель системы (2.30) через $|\mathcal{D}_3|$, тогда получим

$$e_{ij} = \frac{|\mathcal{D}_{ij}|}{|\mathcal{D}_3|}; \quad |\mathcal{D}_3| = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}, \quad (2.31)$$

где определители $|\mathcal{D}_{ij}|$ получены из определителя системы $|\mathcal{D}_3|$ заменой столбца, составленного из коэффициентов при определяемом неизвестном, столбцом, составленным из свободных членов u_i или v_i .

II. При определении компонент тензоров по n пунктам ($n > 3$) система уравнений (2.20), как уже отмечалось, оказывается переопределенной. В этом случае компоненты e_{ij} необходимо подобрать так, чтобы выполнилось условие

$$\sum_{i=1}^n \{[u_i - f(x, y, e_{ij}, a)]^2 + [v_i - \varphi(x, y, e_{ij}, b)]^2\} = \min. \quad (2.32)$$

В формуле (2.32) через f и φ обозначены левые участки уравнений (2.30). Составляя и решая систему нормальных уравнений по известным правилам, найдем

$$e_{11} = \frac{\begin{vmatrix} \Sigma x_i u_i & \Sigma x_i y_i & \Sigma x_i \\ \Sigma y_i u_i & \Sigma y_i^2 & \Sigma y_i \\ \Sigma u_i & \Sigma y_i & n \end{vmatrix}}{|\mathcal{D}_n|}, \quad e_{12} = \frac{\begin{vmatrix} \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i u_i & \Sigma x_i \\ \Sigma x_i y_i & \Sigma y_i u_i & \Sigma y_i \\ \Sigma x_i & \Sigma u_i & n \end{vmatrix}}{|\mathcal{D}_n|}, \quad (2.33)$$

$$e_{21} = \frac{\begin{vmatrix} \Sigma x_i v_i & \Sigma x_i y_i & \Sigma x_i \\ \Sigma y_i v_i & \Sigma y_i^2 & \Sigma y_i \\ \Sigma v_i & \Sigma y_i & n \end{vmatrix}}{|\mathcal{D}_n|}, \quad e_{22} = \frac{\begin{vmatrix} \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i v_i & \Sigma x_i \\ \Sigma x_i y_i & \Sigma y_i v_i & \Sigma y_i \\ \Sigma x_i & \Sigma v_i & n \end{vmatrix}}{|\mathcal{D}_n|},$$

где

$$|\mathcal{D}_n| = \begin{vmatrix} \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i y_i & \Sigma x_i \\ \Sigma x_i y_i & \Sigma y_i^2 & \Sigma y_i \\ \Sigma x_i & \Sigma y_i & n \end{vmatrix}.$$

Таким образом, используя теорию малых деформаций, метод конечных элементов и модель локально-однородного деформирования, по данным о современных горизонтальных движениях земной коры, отдельным участкам земной поверхности рассматриваемой области можно поставить в соответствие тензор второго ранга, т. е. задать тензорное поле второй валентности, анализ которого позволит выявить пространственную структуру деформаций земной поверхности и, стало быть, получить новую информацию о кинематике земной коры.

Аналогичным образом можно выполнить анализ деформаций поверхности и по данным повторных нивелировок. Карты изолиний

одинаковой скорости можно рассматривать как трехмерное пространство (L_3'), когда смещения по осям x и y равны нулю, а отдельные профили нивелировок — как двухмерное пространство (L_2'), когда смещения реперов вдоль по линии нивелирования равны нулю.

Как отмечено, при определении тензорного поля деформаций земной коры оно предполагалось локально-однородным, таким, тензор которого менялся только от центра к центру геометрических фигур сети. Связь поля со временем не вводилась. Такое поле называют стационарным [Акивис, Гольдберг, 1969]. Если же тензор поля зависит не только от положения фигуры в пространстве, но и от времени, как это и подтверждают данные о современных движениях коры, то поле будем называть нестационарным. Следовательно, компоненты нестационарного поля будут функциями координат центров фигур и времени t

$$e_{ij} = e_{ij}(x, y, z, t). \quad (2.34)$$

Заметим, что понятие стационарного и нестационарного тензорных полей в некоторой степени отличается от подобных понятий, введенных в теории случайных процессов.

Скорость изменения поля деформаций во времени можно описать частными производными $\partial e_{ij}/\partial t$, которые, как нетрудно видеть, снова образуют тензорное поле той же валентности, что и исходное поле.

Таким образом, если имеются многократные повторные наблюдения какой-либо геодезической сети, то анализ тензорного поля частных производных позволит выявить и временную структуру деформаций земной поверхности.

Слабые стороны двухмерной модели в различных геолого-геофизических исследованиях хорошо известны. Тем не менее использование хотя и несовершенных количественных характеристик деформации земной коры может служить существенным дополнением к обычно практикуемым векторным схемам.

Имея простой физический смысл, компоненты деформации земной поверхности могут использоваться при проведении сравнительного анализа движений в различных районах, облегчат поиск статистических корреляций с геологическими и сейсмическими характеристиками, а качественное рассмотрение подобных корреляций поможет выяснению физического смысла различных эмпирических соотношений.

§ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ДЕФОРМАЦИЙ И ОРИЕНТИРОВКИ ИХ ОСЕЙ БЕЗ ВЫЧИСЛЕНИЯ КООРДИНАТ ПУНКТОВ

В предыдущем разделе при определении компонент деформации предполагалось, что в начальную и повторную эпохи наблюдений вычислялись координаты пунктов геодезических сетей и тем самым определялись векторы смещений пунктов относительно начала координат. Однако главные значения деформации и направление их осей могут быть определены и без вычисления координат. Воспользуемся

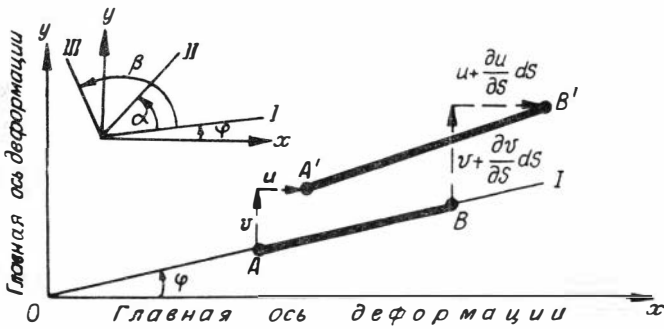


Рис. 2.1. Определение главных значений деформации из линейной розетки [по: Беляев, 1976].

для этого известным в практике способом розетки [Мейз, 1974; Беляев, 1976].

Пусть выполнены двукратные определения длины линии AB (рис. 2.1) и пусть u и v — неизвестные нам перемещения по главным осям, обозначенным через x и y . Разность отрезков $A'B'$ и AB , т. е. абсолютное приращение длины AB , в период между повторными наблюдениями равна $\frac{\partial u}{\partial S} dS \cdot \cos \varphi + \frac{\partial v}{\partial S} dS \cdot \sin \varphi$. Тогда относительное удлинение вдоль оси I линии AB будет

$$\varepsilon_I = \frac{\partial u}{\partial S} \cos \varphi + \frac{\partial v}{\partial S} \sin \varphi.$$

Учитывая, что $\frac{\partial u}{\partial S} = \frac{\partial u}{\partial x} \cos \varphi + \frac{\partial v}{\partial y} \sin \varphi$, получим для трех направлений соответственно

$$\begin{aligned} \varepsilon_I &= e_x \cos^2 \varphi + e_y \sin^2 \varphi, \\ \varepsilon_{II} &= e_x \cos^2 (\varphi + \alpha) + e_y \sin^2 (\varphi + \alpha), \\ \varepsilon_{III} &= e_x \cos^2 (\varphi + \beta) + e_y \sin^2 (\varphi + \beta), \end{aligned} \quad (2.35)$$

где e_x и e_y — главные деформации; φ — угол I направления относительно одной из главных осей; α и β — углы II и III направлений.

Таким образом, из системы уравнений (2.35) при известных углах α и β по данным относительных удлинений трех сторон могут быть определены значения главных деформаций и направления их осей без вычисления координат пунктов A , B и C .

Если между направлениями розетки углы построить равными 45° , то после преобразования формул (2.35) получим [Феодосьев, 1972]

$$e_x = \frac{\varepsilon_I + \varepsilon_{II}}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{(\varepsilon_I - \varepsilon_{III})^2 + (\varepsilon_I - 2\varepsilon_{II} + \varepsilon_{III})^2},$$

$$e_y = \frac{\varepsilon_I + \varepsilon_{II}}{2} - \frac{1}{2} \sqrt{(\varepsilon_I - \varepsilon_{III})^2 + (\varepsilon_I - 2\varepsilon_{II} + \varepsilon_{III})^2},$$

$$\varphi = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(\frac{\varepsilon_I - 2\varepsilon_{II} + \varepsilon_{III}}{\varepsilon_I - \varepsilon_{III}} \right).$$

Подобным образом можно найти рассматриваемые величины на основе повторных наблюдений трилатерации, линейных засечек и триангуляции. Однако в практике геодезических наблюдений число направлений на пунктах сети, как правило, больше трех. Тогда, очевидно, система уравнений вида (2.35) будет переопределена и для определения компонент e_x , e_y и φ необходимо использовать метод наименьших квадратов.

§ 4. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Рассмотрим теперь, как деформируется горизонтальный разрез земной коры под действием только ее вертикальных перемещений.

Пусть в плоскости xoy , совпадающей с плоскостью горизонта (на небольшом участке это может быть поверхность геоида или поверхность выравнивания, используемая геоморфологами при анализе новейших движений), расположен прямоугольный треугольный элемент $M_1M_2M_3$ (рис. 2.2). Тогда можно записать

$$\bar{R}'_1 = \bar{R}_1 + \bar{H}_1, \quad (2.36)$$

где \bar{R}_i — радиусы-векторы вершин исходного плоского горизонтального треугольника $M_1M_2M_3$; \bar{H}_1 — перемещения его вершин; \bar{R}'_1 —

радиусы-векторы вершин треугольника $M'_1M'_2M'_3$, построенного после перемещения узлов в вертикальном направлении.

Из рис. 2.2 видно,

$$\bar{T}_{12} = \bar{R}'_1 - \bar{R}'_2; \quad \bar{T}_{23} = \bar{R}'_3 - \bar{R}'_2. \quad (2.37)$$

Определим, как в результате подобных перемещений узлов элемента $M_1M_2M_3$ на величины H_1, H_2, H_3 соответственно исказится бывший прямой угол в горизонтальной плоскости, полагая, как и в предыдущих разделах, деформацию элемента однородной. Используем для этого скалярное произведение векторов \bar{T}_{12} и \bar{T}_{23} :

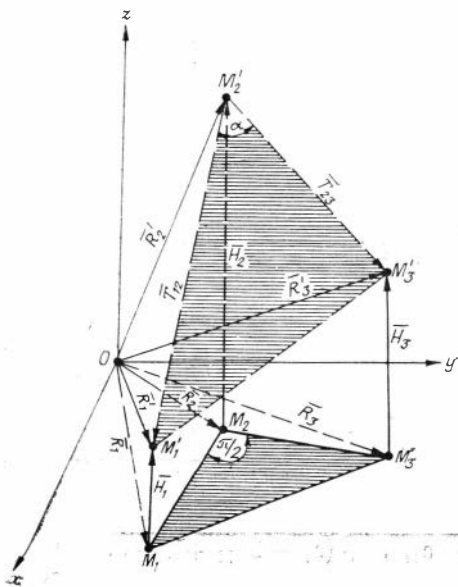


Рис. 2.2. Деформация горизонтального разреза земной коры от вертикальных перемещений.

$$\bar{T}_{12} \cdot \bar{T}_{23} = |\bar{T}_{12}| |\bar{T}_{23}| \cdot \cos \alpha. \quad (2.38)$$

Откуда по известным правилам получим

$$\cos \alpha = \frac{T_{12}^x \cdot T_{23}^x + T_{12}^y \cdot T_{23}^y + T_{12}^z \cdot T_{23}^z}{|\bar{T}_{12}| \cdot |\bar{T}_{23}|}, \quad (2.39)$$

где в числителе стоит сумма произведений проекций векторов \bar{T}_{12} и \bar{T}_{23} на соответствующие оси координат. Но так как $\bar{R}'_1 = \bar{R}_1 + \bar{H}_1$; $\bar{R}'_2 = \bar{R}_2 + \bar{H}_2$; $\bar{R}'_3 = \bar{R}_3 + \bar{H}_3$, то $\bar{T}_{12} = (\bar{R}_1 + \bar{H}_1) - (\bar{R}_2 + \bar{H}_2)$; $\bar{T}_{23} = (\bar{R}_3 + \bar{H}_3) - (\bar{R}_2 + \bar{H}_2)$. Учитывая, что $\bar{R}_i = \bar{R}_i(x_i, y_i, 0)$, $i = 1, 2, 3$; $\bar{H}_i = \bar{H}_i(0, 0, H_i)$, $i = 1, 2, 3$, а также формулу (2.39), найдем

$$\begin{aligned} \cos \alpha &= \\ &= \frac{(x_1 - x_2)(x_3 - x_2) + (y_1 - y_2)(y_3 - y_2) + (H_1 - H_2)(H_3 - H_2)}{[(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + (H_1 - H_2)^2]^{1/2} \cdot [(x_3 - x_2)^2 + (y_3 - y_2)^2 + (H_3 - H_2)^2]^{1/2}}. \end{aligned} \quad (2.40)$$

Тогда изменение исходного прямого угла

$$\gamma = \operatorname{tg} \left(\frac{\pi}{2} - \alpha \right) \approx \frac{\pi}{2} - \alpha. \quad (2.41)$$

Для определения искажения площади исходного треугольника воспользуемся векторным произведением

$$\begin{aligned} S' &= \frac{1}{2} |\bar{T}_{12}| |\bar{T}_{23}| \cdot \sin \alpha = \frac{\sin \alpha}{2} [(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + \\ &+ (H_1 - H_2)^2]^{1/2} \cdot [(x_3 - x_2)^2 + (y_3 - y_2)^2 + (H_3 - H_2)^2]^{1/2}. \end{aligned} \quad (2.42)$$

Тогда относительное изменение площади будет равно $\Theta = \frac{S' - S_0}{S_0}$,

$$\text{где } S_0 = -\frac{1}{2} [x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)] - \quad (2.43)$$

площадь исходного треугольника.

При обработке картографического материала, например топографического рельефа или схем новейших движений относительно каких-либо горизонтов, приведенные формулы можно упростить, располагая катеты исходного равнобедренного прямоугольного треугольника $M_1M_2M_3$ параллельно осям координат стандартного направления (север — юг). Это позволит представить исходный материал в виде матриц, удобных для обработки на ЭВМ.

Если обозначить через a длину катета исходного треугольника (см. рис. 2.2) и учесть, что $y_1 = y_2$; $x_2 = x_3$; $x_1 - x_2 = y_2 - y_3 =$

$= x_1 - x_3 = y_3 - y_2 = a$, то после простых преобразований получим

$$\cos \alpha = \frac{(H_1 - H_3)(H_3 - H_2)}{[a^2 + (H_1 - H_2)^2]^{\frac{1}{2}} [a^2 + (H_3 - H_2)^2]^{\frac{1}{2}}}; \quad \gamma = \left(\frac{\pi}{2} - \alpha \right);$$

$$\Theta = \frac{\sin \alpha [a^2 + (H_1 - H_2)^2]^{\frac{1}{2}} [a^2 + (H_3 - H_2)^2]^{\frac{1}{2}}}{a^2} - 1.$$

Таким образом, полученные величины γ и Θ характеризуют собой степень деформированности горизонтального разреза в результате учета только его вертикальных перемещений.

§ 5. СОСТАВЛЕНИЕ КАРТ-СХЕМ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ

Главные значения деформации, максимальный сдвиг, дилатация являются абсолютными инвариантами относительно систем координат. Рассчитанные для отдельных конечных элементов, они дают дискретное поле деформации рассматриваемой области. Количественные оценки деформационного состояния не должны, конечно, рассматриваться как иллюстрация к законченному исследованию. Они являются средством, инструментом дальнейших исследований, так как открывают возможность комплексного изучения процесса деформирования и ряда геологических ситуаций — разломной тектоники, сейсмичности, физико-механических свойств горных пород и осадочного чехла и т. п.

В этих целях для наглядного представления латерального распределения той или иной компоненты деформации их целесообразно изображать в виде карт-схем в изолиниях данной компоненты. Составление карт-схем по дискретным значениям функции в предположении ее линейности между точками с известными значениями общеизвестно, и мы не будем на нем останавливаться. В настоящем разделе рассмотрим приемы фиксации точек и определения для них количественных оценок деформации.

При симплексных моделях и прямоугольных декартовых координатах каждый конечный элемент поверхности находится в состоянии однородной деформации — градиенты деформации и компоненты тензора в пределах каждого элемента постоянны. Поэтому при наличии геодезической сети с перекрывающимися одни и те же участки земной поверхности треугольниками количественные оценки компонент целесообразно относить к центрам этих треугольников и использовать эти точки для интерполяции при построении схем.

Однако при наличии сплошной сети соответствующей конфигурации треугольники примерно одинакового масштаба можно построить из различных комбинаций пунктов. Тогда отдельные участки земной поверхности будут перекрываться некоторой совокупностью таких треугольников (рис. 2.3). Следовательно, для каждого участка компоненты деформации могут быть рассчитаны из различ-

ных комбинаций векторов перемещений. Можно заранее ожидать, что подобные значения будут различаться между собой.

Расхождения количественных оценок будет возникать по двум причинам. Во-первых, из-за ошибок полевых измерений углов и сторон, приводящих к ошибкам векторного поля, а следовательно, и поля деформации, и, во-вторых, из-за неоднородности деформирования рассматриваемой области, ограниченной сторонами 1—2, 2—3, ..., 6—1, (см. рис. 2.3): Рассчитывая компоненты деформации, например, в треугольнике 136 (рис. 2.3), мы полагаем его однородно деформируемое состояние. Но подобное же состояние предполагается и для треугольников 124, 125, 134 и 256, перекрывающих участок *S*. Возникает вопрос: какое значение компоненты следует брать для данного участка?

Очевидно, что нет никаких априорных сведений о предпочтительности той или иной оценки. Поэтому естественно приписать центру указанного участка значение, равное средневзвешенному из оценок компоненты по каждому из перекрывающих его треугольников. Разброс оценок деформации, как отмечено выше, обуславливается ошибками наблюдений и неоднородности деформирования. Доля погрешностей измерений и доля неоднородности деформирования в стандарте среднего для данного участка *S*, очевидно, по своей природе независимы между собой. Следовательно, квадрат стандарта можно рассматривать как сумму квадратов ошибки измерений и доли неоднородности деформирования по данной совокупности перекрывающихся треугольников:

$$m_{ст}^2 = m_{ош}^2 + m_n^2, \quad (2.44)$$

где $m_{ст}$ — стандарт среднего значения данной компоненты для участка *S*; $m_{ош}$ — погрешность, обусловленная измерениями, и m_n — доля в стандарте от неоднородности деформации перекрывающейся группы треугольников при их примерно равных масштабах. Следует отметить, что включать в осреднение оценки деформации, относящиеся к треугольникам со значительно различающимися масштабами, не имеет смысла, поскольку в таком случае будут осредняться деформации разного уровня, что, конечно, неправомерно.

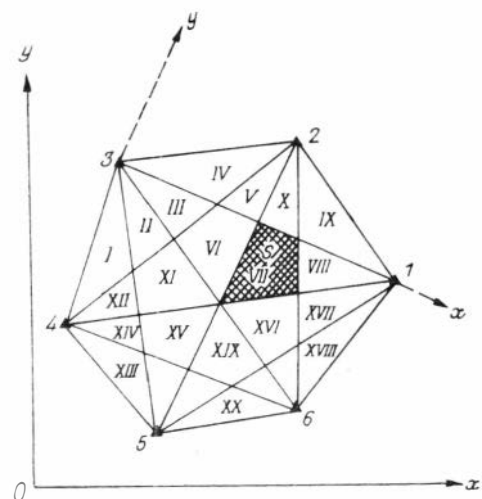


Рис. 2.3. Сеть перекрывающихся треугольников.

Таким образом, квадрат степени неоднородности деформации по данной группе треугольников равен разности квадратов стандарта и погрешности измерений:

$$m_n^2 = m_{ст}^2 - m_{ош}^2. \quad (2.45)$$

Последняя для данной области, видимо, может считаться одинаковой. Если же измерения в идеале выполнены безошибочно, то стандарт будет целиком относиться к неоднородности деформирования.

Так или иначе, но доверие к среднему значению должно быть тем больше, чем меньше его стандарт, полученный из разных комбинаций векторов перемещений. Для наглядности эту характеристику следует также изображать в виде схем.

Остановимся теперь на процедуре осреднения оценок деформации. Ясно, что такие оценки не являются одинаково представительными из-за разного масштаба и формы треугольников. Влияние степени неоднородности можно представить суммой влияния площади и формы конечных элементов:

$$m_n^2 = m_\phi^2 + m_{пл}^2, \quad (2.46)$$

где m_ϕ — доля влияния формы; $m_{пл}$ — доля влияния площади.

Введем весовые коэффициенты P_ϕ и $P_{пл}$ по следующим формулам:

$$P_\phi = \frac{S_i}{S_0} \quad \text{и} \quad P_{пл} = \frac{S_{\min}}{S_i}, \quad (2.47)$$

где S_i — площадь данного треугольника с периметром P ; S_0 — площадь равностороннего треугольника того же периметра; S_{\min} — площадь наименьшего треугольника для данной их совокупности или площадь стандартного равностороннего треугольника. Тогда

$$\frac{1}{P} = \frac{1}{P_\phi} + \frac{1}{P_{пл}} \quad \text{или} \quad P = \frac{P_\phi \cdot P_{пл}}{P_\phi + P_{пл}} \quad (2.48)$$

и можно было бы выполнять процедуру осреднения. Однако (2.48) трудно обосновать физически. Поэтому, видимо, в практике построения карт-схем все же следует ограничиваться простым осреднением по треугольникам примерно одинакового масштаба по соответствующим построенным сетям в натуре. Наиболее подходящей формой такой сети является правильный пяти- или шестигульник, дающий примерно одинаковые масштабы и форму перекрывающихся треугольников и достаточное число перекрываемых участков, позволяющих надежнее составить плановые схемы компонент деформации.

Перейдем к рассмотрению направлений главных осей деформации. Как известно, в трехмерном теле можно мысленно провести поверхность, которая будет касаться главных площадок с одноименными главными деформациями (E_1 , или E_2 , или E_3), и, следовательно, главные оси будут ортогональны этой поверхности.

По аналогии с напряженным состоянием подобные поверхности можно называть изостатическими. Очевидно, что через каждую точку земной коры можно провести три ортогональных изостатических поверхности, которые, конечно, будут изменяться при изменении деформационного состояния.

В двухмерном случае (в случае плоской деформации) одна из подобных поверхностей превращается в плоскость, на которой две другие будут оставлять следы траектории главных деформаций. Таким образом, в каждой точке такой кривой направление одноименных главных деформаций, например максимального растяжения, будет ортогональным к касательной в точке. Вместе с тем каждая такая кривая будет показывать направление действия другой главной оси.

Если обозначить через φ угол наклона касательной к изолинии по отношению к оси x произвольной прямоугольной декартовой системы координат xy , то $\operatorname{tg} \varphi = y'$, где $y = y(x)$ — функция, графиком которой в системе xy является изостата. Тогда, согласно формуле для направления главных осей, можно записать

$$\operatorname{tg} 2\varphi = \frac{2 \operatorname{tg} \varphi}{1 - \operatorname{tg}^2 \varphi} = \frac{\gamma_2}{\gamma_1}, \quad \frac{\gamma_2}{\gamma_1} = \frac{2y'}{1 - (y')^2}, \quad (2.49)$$

Откуда

$$y'^2 + 2 \frac{\gamma_1}{\gamma_2} y' - 1 = 0. \quad (2.50)$$

Из последнего уравнения и найдутся функции $y_1(x)$ и $y_2(x)$, определяющие собой два ортогональных семейства изолиний, которые будут направлениями действия главных максимальных и минимальных осей растяжения.

Практическое построение схем направлений главных осей следует осуществлять путем построения углов φ , определяемых по формулам предыдущих разделов, откладывая эти углы от соответствующих сторон треугольников, принятых за ось x . Чтобы на всех геодинимических полигонах знать азимуты главных направлений, необходимо в каждом случае учесть азимуты сторон треугольника, как это показано в предыдущих разделах настоящей главы.

§ 6. ОПИСАНИЕ ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ С ПОМОЩЬЮ КРУГОВЫХ ДИАГРАММ

Схемы интенсивности формоизменения, дилатации, значений главных деформаций, составленные на основе приемов, изложенных в предыдущем разделе, будут достаточно полно описывать деформированное состояние рассматриваемой территории. Однако они не дают наглядного представления о линейных деформациях в различных направлениях, за исключением главных. Поэтому кроме карт-схем на исследуемую территорию предлагается составление для каждого участка (см. рис. 2.3) по средним значениям главных дефор-

маций круговых диаграмм О. Мора [Мейз. 1974; Флпн, 1975]. Методика построения таких диаграмм состоит в следующем.

Возьмем в качестве осей координат x , y , z главные оси деформации, значения которых будем считать упорядоченными следующим образом: $E_1 \geq E_2 \geq E_3$. Через точку деформируемого участка проведем площадку с нормалью v . Пусть косинусы углов, которые составляют нормаль с главными осями, соответственно равны l , m , n . Тогда, аналогично теории напряжения, будет справедливой следующая система уравнений:

$$\begin{aligned} E_v &= E_1 l^2 + E_2 m^2 + E_3 n^2, \\ \gamma_v^2 + E_v^2 &= E_1^2 l^2 + E_2^2 m^2 + E_3^2 n^2, \\ 1 &= l^2 + m^2 + n^2, \end{aligned} \quad (2.51)$$

где E_v — растяжение вдоль нормали v , γ_v — абсолютная величина сдвига в плоскости с этой нормалью. Решая уравнения (2.51) относительно l^2 , m^2 , n^2 , будем иметь

$$\begin{aligned} 1) \quad l^2 &= \frac{\gamma_v^2 + (E_v - E_2)(E_v - E_3)}{(E_1 - E_2)(E_1 - E_3)}; \\ 2) \quad m^2 &= \frac{\gamma_v^2 + (E_v - E_3)(E_v - E_1)}{(E_2 - E_3)(E_2 - E_1)}; \\ 3) \quad n^2 &= \frac{\gamma_v^2 + (E_v - E_1)(E_v - E_2)}{(E_3 - E_1)(E_3 - E_2)}. \end{aligned} \quad (2.52)$$

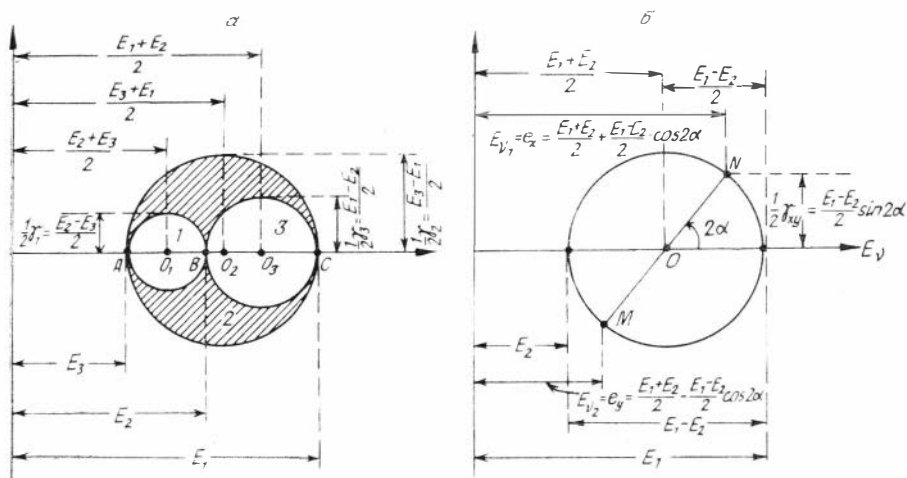
На этих уравнениях и основываются построения круговых диаграмм Мора. На плоскости деформации, где осью абсцисс является E_v , осью ординат — $\gamma_v/2$.

Поскольку l^2 , m^2 , n^2 неотрицательны, то ясно, что числители в (2.52) должны быть одного знака со знаменателями. Учитывая упорядоченность $E_1 \geq E_2 \geq E_3$, можно заключить, что знаменатели в первой и третьей формулах положительны, а во второй — отрицательны. Следовательно,

$$\begin{aligned} \gamma_v^2 + (E_v - E_2)(E_v - E_3) &\geq 0, \\ \gamma_v^2 + (E_v - E_3)(E_v - E_1) &\leq 0, \\ \gamma_v^2 + (E_v - E_1)(E_v - E_2) &\geq 0. \end{aligned} \quad (2.53)$$

Если теперь приравнять нулю левые части (2.53), т. е. положить последовательно $l = 0$; $m = 0$; $n = 0$, то получим три следующие окружности:

$$\begin{aligned} 1) \quad \left(E_v - \frac{E_2 + E_3}{2} \right)^2 + \gamma_v^2 &= \left(\frac{E_2 - E_3}{2} \right)^2; \\ 2) \quad \left(E_v - \frac{E_3 + E_1}{2} \right)^2 + \gamma_v^2 &= \left(\frac{E_3 - E_1}{2} \right)^2; \\ 3) \quad \left(E_v - \frac{E_1 + E_2}{2} \right)^2 + \gamma_v^2 &= \left(\frac{E_1 - E_2}{2} \right)^2, \end{aligned} \quad (2.54)$$



Р и с. 2.4. Круговые диаграммы О. Мора.

a — площадки, проходящие через одну из главных осей; *b* — площадки, содержащие ось нулевой главной деформации.

центры которых в системе осей E_v и $\gamma_v/2$, как видно, лежат на оси абсцисс $-E_v$, а сами окружности проходят через точки с абсциссами $E_v = E_2$, $E_v = E_3$ (первая окружность), $E_v = E_3$, $E_v = E_1$ (вторая окружность), $E_v = E_1$, $E_v = E_2$ (третья окружность).

Из (2.53) и (2.54) очевидно, что точки (E_v, γ_v) лежат внутри второй окружности и на ней, но вне первой и третьей или на них.

Следовательно, одновременное удовлетворение (2.53) требует, чтобы точки (E_v, γ_v) располагались в заштрихованной части рис. 2.4, *a* и на ее границах. Заметим, что на окружность точки (E_v, γ_v) попадают в том случае, если площадки проходят через одну из главных осей. На рис. 2.4, *a* номер оси и номер окружности совпадают.

Если же площадка проходит через две главные оси, т. е. совпадает с одной из главных площадок, то $\gamma_v = 0$, а $E_v = E_{г.д.}$: следовательно, на диаграмме будет получена точка $(E_{г.д.}, 0)$, т. е. абсцисса оси E_v , равная по величине соответствующему главному значению.

Таким образом, задавая ориентацию площадок относительно главных осей и используя круги Мора, можно легко определять составляющие E_v и γ_v полной деформации на любой представляющей интерес площадке.

В случае плоского деформированного состояния, когда одна из главных осей деформации равна нулю, круги Мора строятся, как и в вышеописанном случае. При анализе повторных геодезических наблюдений планового положения пунктов можно строить диаграмму, состоящую лишь из одного круга Мора, позволяющую определять значения деформации для площадок, содержащих ось нулевой главной деформации — ось z — в случае определения деформаций в плоскости Гаусса — Крюгера (рис. 2.4, *b*).

Следует отметить, что углы физического пространства при переходе в пространство деформации E_v , γ_v должны удваиваться. К примеру, если мы хотим определить E_v и γ_v на площадке, повернутой относительно E_1 на угол α , то на круговой диаграмме следует отложить угол, равный 2α (см. рис. 2.4, б).

§ 7. АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ НА РАЗЛОМАХ

Учение о разломах земной коры усилиями большого числа исследователей сформировалось в самостоятельный раздел тектоники, и проблема изучения разломов приобрела важное практическое значение. Разломы играют огромную роль в жизни человечества. В последние годы устанавливается связь с этими структурами месторождений многих полезных ископаемых. По мнению ряда ученых, в большинстве случаев в зонах разломов расположены месторождения рудных полезных ископаемых, приурочены или тяготеют месторождения нефти и газа. Эпицентры разрушительных землетрясений, как правило, также приурочены к зонам разломов.

Однако проблема глубинных разломов далека от полного решения, и часто спорным при изучении конкретного разлома становится даже вопрос о достоверности его существования, не говоря уже о степени его современной активности. Последний вопрос важен в связи с тем, что нет существенных оснований считать современный этап в жизни разломов принципиально отличающимся от таковой в неотектонический этап развития, хотя, конечно, не исключено, что подобные корреляции могут и отсутствовать в связи с начавшимися перестройками плана движений в каких-либо районах. Поэтому знание степени активности разломов на современном этапе весьма важно при общей интерпретации современных движений земной коры, в том числе и с позиций тектоники плит.

Теория деформации, как уже отмечалось, является чисто геометрической. В случае упругой деформации в теле не появляется нарушения сплошности, и если точки до деформации были смежными, то и после нее остаются таковыми. Однако если принять во внимание внутреннее изменение вещества, пластическое течение, дробление и т. п., то никакая деформация реальных тел, в том числе и земной коры, не может быть полностью непрерывной. Это, видимо, в особенности относится к зонам разломов земной коры, выходящих на поверхность, вдоль которых на отдельных участках возможно чистое проскальзывание крыльев разлома.

Следует отметить, что представления о разломах как о трещинах или группах трещин, раскалывающих земную кору на отдельные жесткие блоки и уходящих своими корнями в мантию, по которым происходят горизонтальные перемещения крыльев, в настоящее время устарели [Пейве, 1967; Паталаха, 1966, 1976; Шерман, 1975; и др.]. В пределах разломов горные породы сильно раздроблены, но подобные участки, как правило, заполнены продуктами магматической и гидротермальной деятельности. Осадочные породы в зонах разломов характеризуются высоким уровнем деформиро-

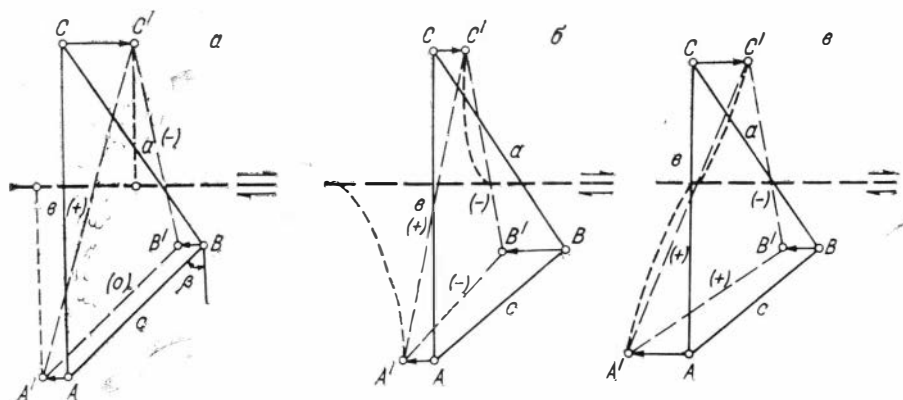


Рис. 2.5. Типы деформаций в зоне разлома [Бергер, 1977].

a — чистое проскальзывание; b — упругая деформация со смещением; c — однородная деформация.

ванности, связанной с длительностью развития этих структур литосферы.

Крупные глубинные разломы, не считая, конечно, локальных дизъюнктивов, с физической точки зрения, как показано А. В. Пейве, Е. И. Паталахой, С. И. Шерманом и другими, правильнее рассматривать как зоны квазипластического течения вещества в приповерхностных уровнях и пластического течения на уровнях глубинных. Поэтому в процессе медленных тектонических движений в зонах разломов происходят упругие и пластические деформации вещества. Однако опыт наблюдений на разломе Сан-Андреас показывает, что в некоторых районах возможно и заметное, конечно, неидеальное проскальзывание крыльев разлома. Поэтому представляет интерес рассмотреть, как будет себя вести, точнее, какие результаты будет давать симплексная модель деформации в зоне действующего разлома.

Если крылья смещаются друг относительно друга как жесткие плиты, то на таком разломе, называемом трансформным, никакой деформации крыльев происходить не будет, конфигурация и размеры конечных элементов, целиком располагающихся на отдельных блоках, будут оставаться неизменными. Деформации будут подвергаться треугольники геодезической сети, перекрывающие линию скольжения. Такую деформацию далее будем называть «видимой», поскольку она возникает в результате жесткого смещения одной части треугольника относительно другой и фактически деформируется не земная поверхность, а видимый геодезический треугольник.

Рассмотрим подобный треугольник, направив ось x вдоль линии разлома (рис. 2.5). Обозначим координаты вершин a , b , c соответственно через x_a , y_a ; x_b , y_b ; x_c , y_c , а проекции векторов перемещений на оси x и y — через u_a , v_a ; u_b , v_b ; u_c , v_c .

Тогда для трансформного разлома ($v_a = v_b = v_c = 0$) получим следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned}
 u_a &= e_{11}x_a + e_{12}y_a + a, & 0 &= e_{21}x_a + e_{22}y_a + b, \\
 u_b &= e_{11}x_b + e_{12}y_b + a, & 0 &= e_{21}x_b + e_{22}y_b + b, \\
 u_c &= e_{11}x_c + e_{12}y_c + a, & 0 &= e_{21}x_c + e_{22}y_c + b.
 \end{aligned}
 \tag{2.55}$$

Поскольку уравнения (2.55) справедливы для любых x и y , то вторая тройка уравнений из (2.55) может быть выполнена только в случае $e_{21} = e_{22} = b = 0$. Для коэффициентов e_{11} и e_{12} получим

$$\begin{aligned}
 e_{11} &= \frac{u_a(y_b - y_c) + u_b(y_c - y_a) + u_c(y_a - y_b)}{x_a(y_b - y_c) + x_b(y_c - y_a) + x_c(y_a - y_b)}, \\
 e_{12} &= \frac{u_a(x_c - x_b) + u_b(x_a - x_c) + u_c(x_b - x_a)}{x_a(y_b - y_c) + x_b(y_c - y_a) + x_c(y_a - y_b)}.
 \end{aligned}
 \tag{2.56}$$

Возьмем локальную систему координат с началом в вершине A , направив ось y вдоль AC , перпендикулярно линии разлома. Из построений следует, что $x_a = y_a = x_c = u_a = 0$ и система (2.56) перепишется в виде

$$e_{11} = \frac{u_b y_c - u_c y_b}{x_b y_c}, \quad e_{12} = \frac{u_c}{y_c}.
 \tag{2.57}$$

Поскольку предполагается, что по линии разлома происходит только чистое проскальзывание, то пункты A и B , расположенные на одном крыле, не будут перемещаться относительно друг друга и из повторных измерений смещение пункта B будет равно нулю и формулы (2.57) приобретут следующий вид:

$$e_{11} = -\frac{u_c y_b}{x_b y_c}, \quad e_{12} = \frac{u_c}{y_c}.
 \tag{2.58}$$

Тогда дилатация и максимальный сдвиг будут равны:

$$\Theta = -\frac{u_c}{y_c} \cdot \frac{y_b}{x_b}, \quad \gamma_m = \frac{u_c}{y_c} \cdot \frac{AB}{x_b}.
 \tag{2.59}$$

Если же на разломе будет происходить процесс скольжения и упругой деформации (рис. 2.5, б), то $u_b \neq 0$ и полная деформация будет состоять из истинной упругой и видимой составляющей:

$$\Theta = \frac{u_b y_c - u_c y_b}{x_b y_c}, \quad \gamma_m = \left[\frac{(u_b y_c - u_c y_b)^2 + u_c^2 u_b^2}{x_b^2 y_c^2} \right]^{1/2}.
 \tag{2.60}$$

Формулы (2.60) будут определять компоненты деформации и в случае однородной деформации на разломе (рис. 2.5, в).

Таким образом, использование симплексной модели деформации на разломах с проскальзывающими друг относительно друга крыльями приводит к ложной (видимой) составляющей деформации, относящейся к геометрической фигуре, построенной на точках abc (см. рис. 2.5), но не присущей самой земной поверхности. Однако эта составляющая имеет однозначный характер, всегда увеличивая количественные значения деформации, что важно при выделении

активных участков разломов. Анализ же знаков приращений измеренных сторон помогает понять тип деформирования в зоне разлома.

От ложной дилатации на трансформном разломе можно избавиться, если сторону AB расположить параллельно линии разлома. Тогда чистое проскальзывание не будет давать вклад в изменение площади треугольника, и если из наблюдений будет получена дилатация треугольника, то она окажется истинной.

§ 8. ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ТИПОВ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

История изучения разломов и их палеокинематических типов по геологическим наблюдениям насчитывает уже не один десяток лет. Тем не менее вопросы методик изучения разрывных нарушений и установления современной кинематики движений актуальны и в настоящее время. Публикуемые сведения, в частности о палеосдвиговых перемещениях, часто противоречивы. Подобные обстоятельства обусловлены различными методическими подходами [Разломы..., 1977]. Сложность проблемы состоит в том, что геоморфологические признаки, отражающие новейшие движения и собственно геологические структурные признаки — характер мелкой приразломной складчатости, волочение, сетка трещиноватости, будиновые формы, дислокационный метаморфизм и другое, по разлому в различном сочетании сопровождают разломы. Все это приводит в конечном счете к неоднозначности определения кинематики одних и тех же разломов.

Большие потенциальные возможности в изучении этого вопроса содержатся в анализе современных деформаций земной коры по данным геодезических измерений.

Достаточно полная информация о современной кинематике разломов может быть получена при наличии информации о пространственных движениях земной поверхности. Однако в силу различных обстоятельств вертикальные и горизонтальные нелинейности современных движений геодезическими методами определяются отдельно. При этом данные о вертикальных движениях дают возможность указать только относительное перемещение крыльев разлома в вертикальном направлении, не позволяя восстановить полностью кинематический тип разлома.

Более эффективными являются данные о горизонтальных деформациях, поскольку с их помощью можно восстановить тип деформированного состояния приповерхностной части коры.

В дальнейших построениях мы будем исходить из предположения слабой объемной сжимаемости горных пород, стало быть, малости объемной дилатации, т. е. выполняется условие $E_1 + E_2 + E_3 \approx 0$, $E_1 + E_2 = -E_3$, где E_1 , E_2 и E_3 — главные значения деформаций. Используя сочетание знаков главных горизонтальных деформаций E_1 и E_2 , можно выделить три типа районов по характеру горизонтального деформирования: зоны горизонтального растяже-

ния ($+E_1 > +E_2$), сжатия ($-E_1 > -E_2$) и растяжения — сжатия ($+E_1 > -E_2$). Рассмотрим каждый район отдельно.

Зоны горизонтального растяжения ($+E_1 > +E_2$). В этом случае, очевидно, E_3 будет иметь отрицательный знак и по величине равняться сумме горизонтальных осей E_1 и E_2 . Таким образом, будем иметь $+E_1 > +E_2 > -E_3$. Как видно, два главных значения положительны и одно отрицательно, следовательно, центральная поверхность деформации

$$E_1x^2 + E_2y^2 + E_3z^2 = 1, \quad \frac{x^2}{\left(\sqrt{\frac{1}{E_1}}\right)^2} + \frac{y^2}{\left(\sqrt{\frac{1}{E_2}}\right)^2} - \frac{z^2}{\left(\sqrt{\frac{1}{E_3}}\right)^2} = 1 -$$

однополостный гиперболоид. Если одно значение положительно (E_2), а два — отрицательны, то поверхность деформации является двуполостным гиперболоидом. При всех трех E_i отрицательных поверхность будет мнимым эллипсоидом.

В этом случае в горизонтальной плоскости лежат алгебраически максимальная E_1 и промежуточная E_2 ось деформации, алгебраически минимальная ось $-E_3$ лежит в вертикальной плоскости. Максимальный сдвиг будет равен E_1 .

Зоны горизонтального растяжения ($+E_1; +E_2; E_1 > E_2$). В этом случае $+E_1 + E_2 = -E_3$, алгебраически максимальная ось E_1 промежуточная E_2 лежат в плоскости горизонта, а алгебраически минимальная ось E_3 — в вертикальной плоскости.

Зоны растяжения — сжатия ($+E_1 > -E_2$). Это участки (особенно при близких по малости E_1 и E_2), при условии несжимаемости близкие к чистому сдвигу, когда $E_1 \approx -E_3$, а $E_2 = 0$ (в вертикальном направлении). При таком типе деформации будем иметь $+E_1 - E_2 = -E_3$ три случая.

1. $E_1 = -E_2$. Тогда $E_1 + E_2 = E_3 = 0$ — чистый сдвиг при условии несжимаемости в горизонтальной плоскости. Отсюда следует, что изолинии нулевых значений горизонтальной дилатации [$E_1 + E_2 = 0$, следовательно, $E_1 = -E_2$ и, следовательно, при несжимаемости $E_3 = 0$] — это линии чистых сдвигов.

2. Если $|E_1| > |E_2|$, то алгебраически максимальной будет ось E_1 , поскольку E_3 со знаком минус.

3. Если $|E_1| < |E_2|$, то E_3 будет со знаком плюс, и какая из осей E_1 и E_3 (обе положительные) будет алгебраически максимальной зависит от соотношения $|E_1|$, $|E_2|$ в этом втором случае алгебраически минимальна.

Если деформацию о зонах растяжения — сжатия при ($E_1 = +; E_2 = -$) принять в какой-то степени аналогичной осевой деформации круглого цилиндрического образца, то отношение главных осей дает некоторое представление о коэффициенте Пуассона σ реальной среды $E_1 = -\sigma E_2$:

$$\sigma = \frac{|E_2|}{|E_1|}.$$

Но если аппроксимируем деформацией круглого цилиндра, то $-E_2 = -E_3$. Значит, если вертикальная деформация отрицательна (район опускается и сжимается в вертикальном направлении) и при этом горизонтальные оси деформации и вертикальные осредненные являются главными осями реальной трехмерной деформации района, то отношение $\frac{|E_2|}{E_1} = \sigma$. Но тогда дилатация района $\Theta_{\text{объем}} = E_1 + E_2 + (E_3 = E_2) = E_1 + 2E_2$.

Глава III

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО НЕПОСРЕДСТВЕННО ИЗМЕРЕННЫМ ЭЛЕМЕНТАМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ СЕТЕЙ

§ 1. ОБЩИЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ КООРДИНАТЫ

В предыдущей главе были предложены методы определения компонент деформации, исходя из того, что в начальную и повторную эпохи наблюдений координаты всех пунктов геодезической сети вычислялись в одной системе координат. Такие координаты будем называть общими (глобальными). При этом под x и y понимались плоские прямоугольные координаты, и компоненты деформации определялись в этой плоскости. Однако решение многих практических задач, таких как проектирование, строительство и эксплуатация инженерных сооружений, в том числе мелiorативных систем, нефтегазопроводов, гидротехнических комплексов, микросейсмораионирования территорий городов и других, требует знания деформации реальной (физической) поверхности Земли. Кроме того, назрела задача оперативности представления результатов геодезических измерений в общем комплексе данных с целью более эффективного их использования в разработке научных основ прогноза землетрясений.

Реальную поверхность Земли того или иного района можно представить конечно-элементной моделью, состоящей из ансамбля элементов второго порядка (плоские фигуры), вложенных в трехмерное пространство и располагающихся в различных плоскостях, по-разному наклоненных друг к другу (рис. 3.1). С помощью подходящего набора таких фигур фактически и выполняется построение плановых геодезических сетей, основным элементом которых является треугольник. Деформация подобной модели земной поверхности может быть рассмотрена в плоскости такого треугольника (рис. 3.2).

Следует заметить, что определение деформации отдельного элемента земной поверхности, аппроксимированного треугольником, по

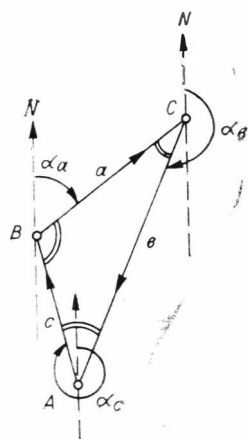
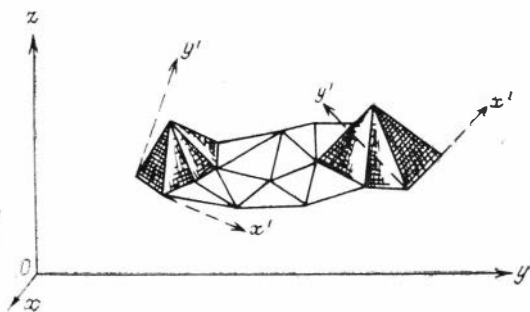


Рис. 3.1. Общие и локальные координаты x, y, z в системе общих координат, относящихся ко всей совокупности треугольников, x', y' — локальные системы координат.

Рис. 3.2. Определение компонент деформации по данным угловых измерений [по: Frank, 1966].

$\alpha_a, \alpha_b, \alpha_c$ — азимуты сторон треугольника.

сути дела, не требует совместного рассмотрения всей геодезической сети и ее проектирования на плоскость Гаусса — Крюгера. Конечно, в таком случае исключается возможность совместного уравнивания всей сети в целом, уравнивать можно только углы в плоскости данного треугольника после их соответствующей проекции. Однако следует иметь в виду, что наблюдение большой плановой сети занимает, как известно, значительный период времени. Поэтому различные ее участки (треугольники) фактически наблюдаются в различные «эпохи». В сейсмически активных областях, в районах вулканогенных и техногенных деформаций подобное обстоятельство может привести к ошибкам, обусловленным перемещением пока ненаблюдаемых пунктов в период измерений в другой части сети, в тем самым лишить совместное уравнивание присущего ему смысла. Наблюдение же отдельного треугольника может быть выполнено достаточно быстро. Поэтому в настоящей главе мы и рассмотрим методы определения компонент деформации в локальных системах координат, относимых к отдельному конечному элементу и располагающихся в его плоскости.

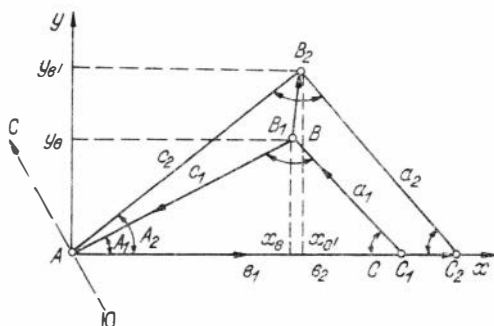
§ 2. ЛИНЕЙНО-УГЛОВАЯ СЕТЬ

В случае линейно-угловых измерений в треугольнике изменения углов и длин сторон могут быть использованы отдельно для определения некоторых компонент деформации. На основе угловых измерений могут быть найдены сдвиговая деформация и направление главных осей [Frank, 1966]. Линейные же измерения позволяют определить все компоненты деформации.

В данном разделе нас будет интересовать методика определения этих компонент из комбинаций угловых и линейных измерений.

Рис. 3.3. Определение компонент деформации по данным линейных и линейно-угловых измерений.

a_1, b_1, c_1 — длины сторон треугольника в начальную эпоху измерений, a_2, b_2, c_2 — в повторную эпоху.



Итак, пусть в треугольнике ABC (рис. 3.3) в начальную (I) и повторную (II) эпохи наблюдений измерены углы и длины сторон. В локальной системе координат с направлением оси x вдоль стороны AC координаты вершин треугольника будут соответственно равны:

$$\text{I эпоха} - A(0,0), B(C_1 \cos A_1, C_1 \sin A_1), C(b_1, 0).$$

$$\text{II эпоха} - A(0,0), B(C_2 \cos A_2, C_2 \sin A_2), C(b_2, 0).$$

Откуда найдем компоненты векторов перемещений \bar{r}_b и \bar{r}_c вершин B и C :

$$\begin{aligned} \bar{r}_b &= (C_2 \cos A_2 - C_1 \cos A_1)\bar{i} + (C_2 \sin A_2 - C_1 \sin A_1)\bar{j}, \\ \bar{r}_c &= (b_2 - b_1)\bar{i}. \end{aligned} \quad (3.1)$$

Поскольку вершина треугольника A служит началом координат в начальную и повторную эпохи, то очевидно, что в уравнениях, связывающих компоненты векторов перемещений \bar{r}_b и \bar{r}_c , свободные члены будут отсутствовать:

$$\begin{aligned} C_2 \cos A_2 - C_1 \cos A_1 &= e_{11}C_1 \cos A_1 + e_{12}C_1 \sin A_1, \\ C_2 \sin A_2 - C_1 \sin A_1 &= e_{21}C_1 \cos A_1 + e_{22}C_1 \sin A_1, \\ b_2 - b_1 &= e_{11}b_1 + e_{12} \cdot 0, \\ 0 &= e_{21}b_1 + e_{22} \cdot 0. \end{aligned} \quad (3.2)$$

Из третьего уравнения (3.2) очевидно, что $e_{11} = \frac{\Delta b}{b_1} = \epsilon_b$, а из четвертого вытекает, что $e_{21} = 0$.

Перепишем первые два уравнения системы (3.2) с учетом сказанного:

$$\begin{aligned} \frac{C_2}{C_1} \cos A_2 - \cos A_1 &= \epsilon_b \cos A_1 + e_{12} \sin A_1, \\ \frac{C_2}{C_1} \sin A_2 - \sin A_1 &= e_{22} \sin A_1. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Принимая во внимание, что $\frac{C_2}{C_1} = 1 + \varepsilon_c$, из формулы (3.3)

$$e_{22} = (1 - \varepsilon_c) \frac{\sin A_2}{\sin A_1} - 1, \quad e_{12} = \frac{(1 + \varepsilon_c) \cos A_2 - (1 + \varepsilon_b) \cos A_1}{\sin A_1}. \quad (3.4)$$

Тогда дилатация

$$\Theta = \varepsilon_b - 1 + (1 + \varepsilon_c) \frac{\sin A_2}{\sin A_1}. \quad (3.5)$$

Учитывая, что

$$\sin A_2 = \sin (A_1 + \delta A) = \sin A_1 \cos \delta A + \cos A_1 \cdot \sin \delta A, \quad (3.6)$$

а угол δA мал, можно приближенно принять $\cos \delta A \approx 1$, $\sin \delta A = \frac{\delta A''}{\rho''}$, и тогда

$$\begin{aligned} \Theta &= \varepsilon_b - 1 + (1 + \varepsilon_c) \frac{\left(\sin A_1 + \frac{\delta A''}{\rho''} \cdot \cos A_1 \right)}{\sin A_1} = \\ &= \varepsilon_b + \varepsilon_c + (1 + \varepsilon_c) \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1. \end{aligned}$$

Полагая, что угол A практически не может быть меньше $2-5^\circ$, произведением $\varepsilon_c \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1$ можно пренебречь из-за малости ε_c и $\delta A''/\rho''$. Тогда для дилатации получим формулу

$$\Theta = \varepsilon_b + \varepsilon_c + \frac{\delta A''}{\rho''} \cdot \operatorname{ctg} A_1. \quad (3.7)$$

Подобное же выражение можно получить исходя из формулы для площади треугольника: $S = \frac{1}{2} cb \sin A_1$. Поскольку $\Theta = \frac{S_2 - S_1}{S_1}$, то, учитывая, что $\frac{c_2}{c_1} = 1 + \varepsilon_c$, а $\frac{b_2}{b_1} = 1 + \varepsilon_b$, получим

$$\Theta = (1 + \varepsilon_c)(1 + \varepsilon_b) \frac{\sin A_2}{\sin A_1} - 1,$$

а с учетом формулы (3.6) можно записать:

$$\Theta = (\varepsilon_b + \varepsilon_c + \varepsilon_b \cdot \varepsilon_c) + (1 + \varepsilon_b + \varepsilon_c + \varepsilon_b \varepsilon_c) \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1.$$

Пренебрегая произведением малых величин, как и выше, будем иметь

$$\Theta = \varepsilon_b + \varepsilon_c + \frac{\delta A''}{\rho''} \cdot \operatorname{ctg} A_1. \quad (3.8)$$

По аналогии запишутся и два других равнозначных варианта формулы:

$$\Theta = \varepsilon_a + \varepsilon_b + \frac{\delta C''}{\rho''} \operatorname{ctg} C \quad \text{и} \quad \Theta = \varepsilon_a + \varepsilon_c + \frac{\delta B''}{\rho''} \operatorname{ctg} B.$$

Определим сдвиговые компоненты деформации:

$$\begin{aligned}\gamma_1 &= e_{11} - e_{22} = 1 + \varepsilon_b - (1 + \varepsilon_c) \frac{\sin A_2}{\sin A_1}, \\ \gamma_2 &= e_{12} + e_{21} = \frac{(1 + \varepsilon_c) \cos A_2 - (1 + \varepsilon_b) \cos A_1}{\sin A_1}.\end{aligned}\quad (3.9)$$

Разлагая вновь

$$\begin{aligned}\sin A_2 &= \sin (A_1 + \delta A) = \sin A_1 \cos \delta A + \cos A_1 \sin \delta A = \\ &= \sin A_1 + \cos A_1 \frac{\delta A''}{\rho''}\end{aligned}$$

и

$$\begin{aligned}\cos A_2 &= \cos (A_1 + \delta A) = \cos A_1 \cos \delta A - \sin A_1 \sin \delta A = \\ &= \cos A_1 - \sin A_1 \frac{\delta A''}{\rho''},\end{aligned}$$

подставляя эти выражения в (3.9) и пренебрегая малыми второго порядка, получим

$$\gamma_1 = \varepsilon_b - \varepsilon_c - \frac{\delta A''}{\rho''} \cdot \operatorname{ctg} A_1, \quad (3.10)$$

$$\gamma_2 = (\varepsilon_c - \varepsilon_b) \operatorname{ctg} A_1 - \frac{\delta A''}{\rho''}. \quad (3.11)$$

С учетом формул (3.10) и (3.11) максимальный сдвиг определится из соотношения

$$\gamma_m = \left\{ \left(\varepsilon_b - \varepsilon_c - \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1 \right)^2 + \left[(\varepsilon_c - \varepsilon_b) \operatorname{ctg} A_1 - \frac{\delta A''}{\rho''} \right]^2 \right\}^{1/2}, \quad (3.12)$$

или

$$\gamma_m = \operatorname{cosec} A \left[(\varepsilon_b - \varepsilon_c)^2 + \left(\frac{\delta A''}{\rho''} \right)^2 \right]^{1/2}.$$

По аналогии с (3.12) запишем два других равнозначных варианта формулы:

$$\gamma_m = \operatorname{cosec} B \left[(\varepsilon_c - \varepsilon_a)^2 + \left(\frac{\delta B''}{\rho''} \right)^2 \right]^{1/2},$$

$$\gamma_m = \operatorname{cosec} C \left[(\varepsilon_a - \varepsilon_b)^2 + \left(\frac{\delta C''}{\rho''} \right)^2 \right]^{1/2}.$$

Главные значения деформации будут вычисляться по следующим формулам:

$$E_1 = \frac{1}{2} (\Theta + \gamma_m) \quad \text{и} \quad E_2 = \frac{1}{2} (\Theta - \gamma_m). \quad (3.13)$$

Направления главных осей деформации (положительные отсчитываются против часовой стрелки от направления оси X , отрицатель-

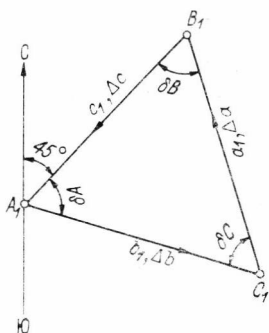


Рис. 3.4. Определение ориентации главных осей деформации относительно сторон треугольника.

Δa , Δb , Δc — приращения сторон; δA , δB , δC — приращения углов.

ные — по часовой стрелке) могут быть найдены по любой из следующих равнозначных формул:

$$\begin{aligned} \varphi_E^{(\vec{AC})} &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{(\varepsilon_c - \varepsilon_b) \operatorname{ctg} A_1 - \frac{\delta A''}{\rho''}}{\varepsilon_b - \varepsilon_c - \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1}, \\ \varphi_E^{(\vec{CB})} &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{(\varepsilon_b - \varepsilon_a) \operatorname{ctg} C_1 - \frac{\delta C''}{\rho''}}{\varepsilon_a - \varepsilon_b - \frac{\delta C''}{\rho''} \operatorname{ctg} C_1}, \\ \varphi_E^{(\vec{BA})} &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{(\varepsilon_a - \varepsilon_c) \operatorname{ctg} B_1 - \frac{\delta B''}{\rho''}}{\varepsilon_c - \varepsilon_a - \frac{\delta B''}{\rho''} \operatorname{ctg} B_1}. \end{aligned} \quad (3.14)$$

Отметим особенности определения направлений главных осей. Поскольку они не являются инвариантами относительно различных систем координат, то их следует определять относительно единой системы осей север — восток и, следовательно, с учетом азимута сторон треугольника, относительно которых они отсчитываются. При известном азимуте одной из сторон, например стороны $AB - \alpha_{\vec{AB}}$, как известно, элементарно определяются и азимуты сторон \vec{AC} , \vec{CB} и \vec{BA} :

$$\alpha_{\vec{CB}} = \alpha_{\vec{AC}} + C + 180^\circ, \quad \alpha_{\vec{BA}} = \alpha_{\vec{AC}} + 180^\circ - A.$$

Тогда, если обозначить через α_E азимут одного из главных направлений, отсчитываемый по ходу часовой стрелки, через α_x — азимут стороны треугольника, принятой за ось X , а через φ_E^x — направление главной оси относительно данной стороны, то

$$\alpha_E = \alpha_x - \varphi_E^x, \quad (3.15)$$

и таким образом направления главных осей будут сведены в единую общепотребляемую систему отсчета.

Поскольку азимут главных осей практически достаточно знать с точностью $1-2^\circ$, то, как видно из формулы (3.15), азимут исходной стороны треугольника также достаточно знать с подобной точностью.

Приведем пример определения направлений главных осей деформации относительно сторон треугольника (рис. 3.4). Исходный треугольник имел следующие параметры $A_1 = B_1 = C_1 = 60^\circ$; $a_1 = b_1 = c_1 = 5$ км.

После повторных измерений получены следующие изменения сторон: $\Delta a = +50$ см, $\Delta b = +30$ см, $\Delta c = +40$ см. По известным формулам получим $\delta A = +7,1''$, $\delta B = -7,1''$, $\delta C = 0$. Тогда, используя формулы (3.14), найдем

$$1) \varphi_E^{\vec{AC}} = +15^\circ \text{ и } +105^\circ, \alpha_E = 90^\circ \text{ и } 0^\circ;$$

$$2) \varphi_E^{\vec{CB}} = -15^\circ \text{ и } -105^\circ, \alpha_E = 0^\circ \text{ и } 90^\circ;$$

$$3) \varphi_E^{\vec{BA}} = +45^\circ \text{ и } +135^\circ, \alpha_E = 0^\circ \text{ и } 90^\circ.$$

Таким образом, данный пример иллюстрирует возможность определения однозначных азимутов направлений главных осей деформации с использованием любой стороны треугольника в качестве оси x .

§ 3. ТРИЛАТЕРАЦИЯ

Измерение расстояний свето- и радиодальномерами производится, как известно, непосредственно между заданными точками. Причем расстояния определяются безотносительно к какой-либо уровенной поверхности. Следовательно, при определении компонент деформации земной поверхности не возникает никаких редуционных вопросов из-за различия уровенных поверхностей в рассматриваемых точках.

Измерение трех сторон треугольника полностью определяет этот треугольник, и если подобные измерения выполнены в начальную и повторную эпохи наблюдений, то тем самым будет полностью определена степень деформирования данного треугольника за прошедший период времени между наблюдениями.

Итак, пусть имеется сеть трилатерации, покрывающая интересующую нас область земной поверхности, и пусть за период между наблюдениями произошло изменение длин сторон треугольника. Аналогично предыдущему разделу введем локальную систему координат с началом в одной из вершин данного треугольника и с направлением оси x вдоль одной из его сторон (см. рис. 3.3, § 2).

Используя формулу Герона, дилатацию треугольника можно определить по следующей формуле:

$$\Theta = \left[\frac{P_2(P_2 - a_2)(P_2 - b_2)(P_2 - C_2)}{P_1(P_1 - a_1)(P_1 - b_1)(P_1 - C_1)} \right]^{\frac{1}{2}} - 1. \quad (3.16)$$

Принимая во внимание результаты предыдущего раздела, можно записать, что $e_{11} = \varepsilon_b$, а $e_{21} = 0$.

Поскольку $\Theta = e_{11} + e_{22}$, то $e_{22} = \Theta - \varepsilon_b$. Учитывая это, определим сдвиговые компоненты деформации и максимальный сдвиг:

$$\gamma_1 = e_{11} - e_{22} = 2\varepsilon_b - \Theta, \quad \gamma_2 = e_{12} = \frac{(1 + \varepsilon_c) \cos A_2 - (1 + \varepsilon_b) \cos A_1}{\sin A_1}. \quad (3.17)$$

С учетом (3.17) формула для определения максимального сдвига приобретает следующий вид:

$$\gamma_m = \left\{ (2\varepsilon_b - \Theta)^2 + \frac{[(1 + \varepsilon_c) \cos A_2 - (1 + \varepsilon_b) \cos A_1]^2}{\sin^2 A_1} \right\}^{\frac{1}{2}}. \quad (3.18)$$

Поскольку измерены все стороны треугольника в начальную и повторную эпохи наблюдений, то

$$\cos A_1 = \frac{c_1^2 + b_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1}, \quad \cos A_2 = \frac{c_2^2 + b_2^2 - a_2^2}{2c_2 b_2}, \quad \sin A_1 = [1 - \cos A_1^2]^{\frac{1}{2}}. \quad (3.19)$$

Используя формулы (3.19) для максимального сдвига, окончательно запишем

$$\gamma_m = \left\{ (2\varepsilon_b - \Theta)^2 + \frac{\left[(1 + \varepsilon_c) \frac{c_2^2 + b_2^2 - a_2^2}{2c_2 b_2} - (1 + \varepsilon_b) \frac{c_1^2 + b_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1} \right]^2}{1 - \left(\frac{c_1^2 + b_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1} \right)^2} \right\}^{\frac{1}{2}}. \quad (3.20)$$

Направления главных осей деформации, отсчитываемые от стороны AC , вдоль которой направлена ось x , с учетом формул (3.19) будут определяться из следующего выражения:

$$\varphi_E^{AC} = \frac{1}{2} \arctg \frac{(1 + \varepsilon_c) \frac{c_2^2 + b_2^2 - a_2^2}{2c_2 b_2} - (1 + \varepsilon_b) \frac{c_1^2 + b_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1}}{(2\varepsilon_b - \Theta) \left[1 - \left(\frac{c_1^2 + b_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}}. \quad (3.21)$$

Главные значения деформации найдутся также по формулам (3.35) предыдущего раздела.

По аналогии с (3.20) и (3.21) запишем еще по два варианта равнозначных формул:

$$\gamma_m = \left\{ (2\varepsilon_a - \Theta) - \frac{\left[(1 - \varepsilon_b) \frac{a_2^2 + b_2^2 - c_2^2}{2a_2 b_2} - (1 + \varepsilon_a) \frac{a_1^2 + b_1^2 - c_1^2}{2a_1 b_1} \right]^2}{1 - \left(\frac{a_1^2 + b_1^2 - c_1^2}{2a_1 b_1} \right)^2} \right\}^{\frac{1}{2}};$$

$$\gamma_m = \left\{ (2\varepsilon_c - \Theta)^2 - \frac{\left[(1 + \varepsilon_a) \frac{a_2^2 + c_2^2 - b_2^2}{2a_2c_2} - (1 + \varepsilon_c) \frac{a_1^2 + b_1^2 - c_1^2}{2a_1b_1} \right]^2}{1 - \left(\frac{a_1^2 + c_1^2 - b_1^2}{2a_1c_1} \right)^2} \right\}^{\frac{1}{2}};$$

$$\vec{\varphi}_{EB} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{(1 + \varepsilon_b) \frac{a_2^2 + b_2^2 - c_2^2}{2a_2b_2} - (1 + \varepsilon_a) \frac{a_1^2 + b_1^2 - c_1^2}{2a_1b_1}}{(2\varepsilon_a - \Theta) \left[1 - \left(\frac{a_1^2 + b_1^2 - c_1^2}{2a_1b_1} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}};$$

$$\vec{\varphi}_{EA} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{(1 + \varepsilon_a) \frac{a_2^2 + c_2^2 - b_2^2}{2a_2c_2} - (1 + \varepsilon_c) \frac{a_1^2 + c_1^2 - b_1^2}{2a_1c_1}}{(2\varepsilon_c - \Theta) \left[1 - \left(\frac{a_1^2 + c_1^2 - b_1^2}{2a_1c_1} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}}.$$

Азимут главных направлений определится следующим образом:

$$\alpha_E = \alpha_x + \varphi_E^x. \quad (3.23)$$

В заключение раздела вновь подчеркнем, что для определения дилатации, максимального сдвига, главных значений деформации, азимута главных направлений достаточно выполнить по одному из вариантов приведенных формул при условии уравнивания треугольника за условие фигур.

§ 4. ПОЛИГОНОМЕТРИЯ

Полигонометрический метод построения и сгущения опорной геодезической сети состоит, как известно, в проложении на местности ходов с измерением горизонтальных углов при вершинах и длин сторон между пунктами. Хорошая приспособляемость к условиям местности и использование светодальномеров для измерения расстояний делают полигонометрию в некоторых случаях весьма гибким методом при изучении современных деформаций физической поверхности Земли в закрытой местности.

Как и при использовании других методов геодезии, в случае полигонометрии компоненты деформации могут быть рассчитаны в глобальных и локальных координатах. Однако, как уже указывалось, целесообразно исследовать деформации самой поверхности, а не ее проекции на плоскость Гаусса — Крюгера и, следовательно, использовать локальные координаты. В связи с этим на каждом пункте полигонометрии требуется измерять вертикальные углы, необходимые для приведения измеренных горизонтальных углов в плоскость двух смежных сторон, как это показано в следующем разделе. Кроме того, специфика задачи требует, чтобы полигонометрический ход был бы достаточно изломан и по возможности

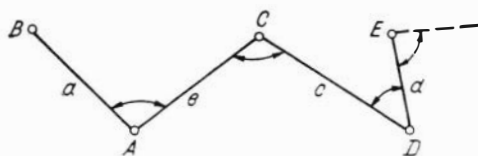


Рис. 3.5. Ход полигометрии.

с примерно равными сторонами, чтобы определять деформации поверхности одинакового масштаба.

Для расчета компонент деформации, очевидно, будут справедливы формулы для линейно-угловых сетей. След-

овательно, для определения указанных параметров можем записать: дилатации

$$\Theta = \varepsilon_b + \varepsilon_c + \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1, \quad (3.24)$$

формизменения

$$\gamma_m = \left\{ \left(\varepsilon_b - \varepsilon_c - \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1 \right)^2 + \left[(\varepsilon_c - \varepsilon_b) \operatorname{ctg} A_1 - \frac{\delta A''}{\rho''} \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}; \quad (3.25)$$

главных осей деформации

$$E_1 = \frac{1}{2} (\Theta + \gamma_m), \quad E_2 = \frac{1}{2} (\Theta - \gamma_m); \quad (3.26)$$

направления главных осей, отсчитываемых от направления AC (рис. 3.5) против часовой стрелки, если они положительны, и по часовой стрелке, если отрицательны:

$$\vec{\varphi}_{AC} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{(\varepsilon_c - \varepsilon_b) \operatorname{ctg} A_1 - \frac{\delta A''}{\rho''}}{\varepsilon_b - \varepsilon_c - \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1}; \quad (3.27)$$

для азимута главных направлений

$$\alpha_E = \alpha_{AC} - \vec{\varphi}_{AC}. \quad (3.28)$$

Обозначения здесь те же, что и в § 2 настоящей главы.

§ 5. ВВЕДЕНИЕ РЕДУКЦИЙ

Все геодезические измерения выполняются на физической поверхности Земли. Измерение горизонтальных углов производится в топоцентрической системе координат, основной осью которой служит отвесная линия, касательная в данной точке к силовой линии гравитационного поля, иными словами, нормаль к поверхности уровня.

Поскольку уровенные поверхности в геометрическом отношении неправильные, то результаты угловых измерений, выполненных в разных пунктах земной поверхности, совместно обработать нельзя. Поэтому данные измерений исправляются «редукционными» поправками с целью приведения наблюдений в общую систему координат,

выбираемую на поверхности относимости. Таким образом, при решении задач сферодической геодезии имеют дело с построенным фигур, лежащими на эллипсоиде вращения, и пользуются линиями, также лежащими на эллипсоиде (геодезическими линиями).

Однако изучение деформаций физической поверхности не требует отнесения измеренных элементов геодезических сетей на референц-эллипсоид, ибо сама задача ставится не на уточнение и определение формы и размеров последнего, а на изучение деформаций реальной (физической) поверхности Земли. Поэтому теория, разработанная для редуцирования измеренных элементов на поверхность относимости, в значительной своей части становится не нужной, так как угловые и линейные величины, используемые для определения компонент деформаций, должны быть известны на этой поверхности. Практически, как отмечалось, мы не можем построить треугольник непосредственно измеренным углам в его вершинах.

Полученные в предыдущих разделах формулы расчета сдвига, дилатации и других компонент деформации предполагают, что используемые при этом углы и длины линий лежат в плоскости конечного элемента, аппроксимирующего данный участок поверхности. Следовательно, для определения деформаций физической поверхности, аппроксимированной набором плоских симплексных элементов, вложенных в трехмерное пространство, необходимо знать линейные и угловые величины этих элементов, пными словами, эти параметры надо знать в плоскости, проходящей через три смежные точки поверхности.

При использовании трилатерационных построений, когда измеряются все стороны данного треугольника, а измерения сторон производятся непосредственно между заданными точками и не связаны с уровнями поверхностями, очевидно, нет надобности в редуцировании результатов измерений, так как измеряемые линии лежат в плоскости, проходящей через вершины **треугольника**.

Иногда с угловыми измерениями. Как уже отмечалось, сложность физической поверхности Земли, особенно в горных районах, приводит к тому, что набор плоских треугольников, аппроксимирующих эту поверхность, будет представлять собой также сложную пирамидальную поверхность в трехмерном пространстве. Поэтому использование глобальной системы координат невозможно без проектирования на общую вспомогательную поверхность, как это делается в сферодической геодезии.

Таким образом, при исследовании современных деформаций земной поверхности возникает необходимость использования локальных систем координат, выбираемых в плоскости каждого треугольника. В связи с этим очевидно, что из уравнительных вычислений выпадает основная масса условных уравнений и остается только уравнение углов на станции и условие фигур. Последнее должно выполняться в вершинной плоскости треугольника, аппроксимирующей физическую поверхность Земли.

Получим формулы редуцирования измеренных горизонтальных углов в вершинную плоскость треугольника. Пусть измерен угол A'

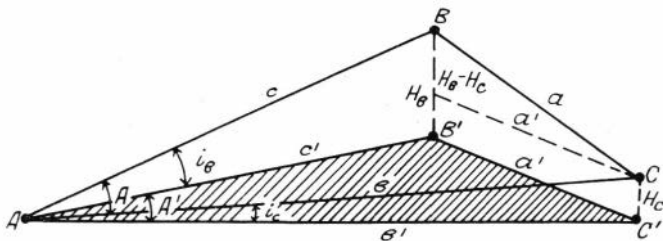


Рис. 3.6. Приведение измеренных горизонтальных углов в плоскость, проходящую через вершины данного треугольника.

A' — измеренный угол в горизонтальной плоскости данного пункта; A — угол в плоскости, проходящей через вершины треугольника; i_b, i_c — углы наклона; H_b, H_c — превышение пунктов B и C над пунктом A .

и углы наклона i_b и i_c (рис. 3.6). В вершинной плоскости угол может быть рассчитан по формуле

$$\cos A = \frac{b^2 + c^2 - a^2}{2bc}. \quad (3.29)$$

Из прямоугольных треугольников ABB' и ACC' можно записать

$$b' = b \cos i_c, \quad H_b = c \sin i_b, \quad c' = c \cos i_b, \quad H_c = c \sin i_c, \quad (3.30)$$

откуда

$$a'^2 = c^2 \cos^2 i_b + b^2 \cos^2 i_c - 2bc \cos i_b \cdot \cos i_c \cos A', \quad (3.31)$$

$$a^2 = a'^2 + (c \sin i_b - b \sin i_c)^2. \quad (3.32)$$

Перепишем формулу (3.32) с учетом (3.31):

$$a^2 = b^2 + c^2 - 2bc (\sin i_b \cdot \sin i_c + \cos i_b \cdot \cos i_c \cdot \cos A'). \quad (3.33)$$

Подставляя последнее соотношение в формулу (3.29), получим

$$\cos A = \sin i_b \cdot \sin i_c + \cos i_b \cdot \cos i_c \cdot \cos A'. \quad (3.34)$$

Аналогично будут определяться и углы B и C в вершинной плоскости через углы наклонов в этих пунктах направлений на две другие вершины треугольника.

Значение редуциции может быть существенным в зависимости от наклона плоскости треугольника. Так, например, если углы наклона с пункта A на пункты B и C составляют $i_b = i_c = 10^\circ$, а измеренный угол $A' = 45^\circ$, то поправка будет составлять более градуса. Практически при наблюдениях в горных районах, в частности, на вулканических конусах наклоны сторон треугольника могут составлять 30° и более.

Итак, при определении деформаций физической поверхности Земли следует использовать локальные системы координат в плоскостях, проходящих через три смежных пункта, а измеренные горизонтальные углы на пунктах приводить в вершинную плоскость данного треугольника. Непосредственно же измеренные длины сторон исправлений не требуют, поскольку лежат в плоскости данного треугольника.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ

§ 1. КОМПОНЕНТЫ ДЕФОРМАЦИИ В ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ

Вертикальные движения земной коры, как и горизонтальные, мы рассматриваем как суперпозицию параллельного переноса участков коры и чистой деформации. Последняя, как уже отмечалось, характеризуется двумя компонентами — сдвиговой деформацией, описывающей изменение формы, и изменением объема или площади, т. е. всем тензором деформации, который вводится путем сравнения состояния конечного элемента в текущей момент времени («актуальное состояние»).

При анализе вертикальных движений за «начальное состояние» также можно принимать симплексные конечные элементы, соответствующие первоначальной эпохе нивелирования, и по отношению к ним определять состояния в последующие эпохи наблюдений — «актуальные состояния» (рис. 4.1) (ниже эти понятия будут употребляться без кавычек). В настоящем разделе рассматриваются компоненты деформации, обусловленные вертикальными движениями треугольного элемента, расположенного в вертикальной плоскости.

Обозначим через w_i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) смещения вершин фигуры, расположенной в вертикальной плоскости, а через x и z проекции их расстояний на ось x , направленную вдоль прямолинейного профиля нивелирования, и на ось z , направленную в зенит на исходном пункте. Тогда для элемента с n вершинами можно записать следующую систему уравнений:

$$w_i = \gamma x_i + \Theta y_i + C, \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (4.1)$$

где γ , Θ и C — определяемые константы.

При $n = 3$ система уравнений решается непосредственно подстановкой, при $n > 3$ — с применением способа наименьших квадратов. Отметим, что, как и в случае определения горизонтальных деформаций, величины γ и Θ не связаны какими-либо гипотезами о реологических свойствах земной коры, ее глубинном строении и напряженном

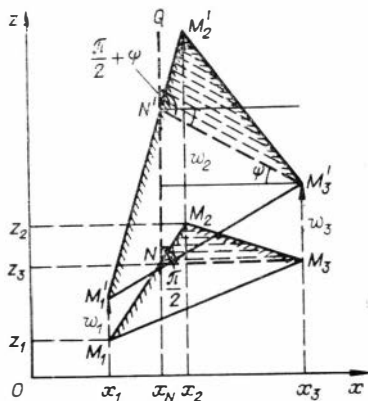


Рис. 4.1. Определение интенсивности формоизменения и дилатации вертикального разреза земной коры.

M_1, M_2, M_3 — положение вершин треугольника в начальную эпоху наблюдений; M'_1, M'_2, M'_3 — их положение после смещения на w_1, w_2, w_3 соответственно.

состоянии. Единственные условия, которые должны выполняться, это условие совместности и условие непрерывности деформаций [Тимошенко, Гудьер, 1975].

Из решения уравнения (4.1) при $n = 3$ можно получить

$$\Theta = \frac{w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1)}{z_1(x_3 - x_2) + z_2(x_1 - x_3) + z_3(x_2 - x_1)} \quad (4.2)$$

Знаменатель формулы (4.2) равен отрицательному значению удвоенной площади начального треугольника $-S_H$. Действительно,

$$S_H = \frac{1}{2} [(z_2 - z_1)(x_2 - x_1) + (z_2 - z_3)(x_3 - x_2) + 2(z_3 - z_1)(x_3 - x_2) - (z_3 - z_1)(x_3 - x_1)] = \frac{1}{2} [z_1(x_2 - x_3) + z_2(x_3 - x_1) + z_3(x_1 - x_3)]. \quad (4.3)$$

Площадь треугольника, построенного на этих же реперах в актуальном состоянии $-S_a$, после смещения их на w_1, w_2, w_3 запишется в следующем виде:

$$S_a = \frac{1}{2} [z'_1(x_2 - x_3) + z'_2(x_3 - x_1) + z'_3(x_1 - x_3)], \quad (4.4)$$

где $z'_i = z_i + w_i$, ($i = 1, 2, 3$).

Подставляя в (4.4) координаты начального состояния и смещения, получим

$$S_a = -\frac{1}{2} \{ [z_1(x_3 - x_2) + z_2(x_1 - x_3) + z_3(x_2 - x_1)] + [w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1)] \}. \quad (4.5)$$

Первая квадратная скобка в формуле (4.5) равна отрицательному значению удвоенной площади треугольника в начальном состоянии, вторая — числителю формулы (4.2). Таким образом,

$$2(S_H - S_a) = w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1) \quad (4.6)$$

и, следовательно,

$$\Theta = \frac{S_a S_H}{S_H}, \quad (4.7)$$

где правая часть формулы представляет собой отношение приращения площади треугольника к его площади в начальном состоянии, т. е. дилатацию вертикального разреза земной коры за счет вертикальной составляющей перемещений.

Следует отметить, что если имеется ряд повторных наблюдений в моменты времени $T_1, T_2, T_3, \dots, T_n$, то обработку материала можно выполнять двумя путями. Во-первых, деформации можно определять относительно одного начального состояния, соответствующего моменту T_1 . Во-вторых, за начальное состояние можно принимать предыдущее актуальное состояние. Суммарная деформация, полученная за период $(T_n - T_1)$, относительно начального состояния в

момент T_1 , строго говоря, не будет равна сумме деформаций за разные промежутки, когда за начальные состояния принимаются последовательно все предыдущие. Однако, как показывают расчеты, при малых смещениях это различие будет малосущественным.

Перейдем к рассмотрению сдвига. Сдвиговая компонента деформации в однородной модели деформирования обусловлена взаимным скольжением без искривления линий, параллельных до деформации горизонтальной оси координат (см. рис. 4.1). Заметим, что при анализе вертикальных движений рассматривается только чистый сдвиг.

При чисто вертикальных движениях все смещения реперов происходят в плоскости деформации и только в вертикальном направлении, и поэтому жесткое вращение в плоскости деформации будет отсутствовать. В связи с этим нет надобности рассматривать чистый сдвиг, отличающийся от чистого сдвига присутствием этого вращения. Сдвиговая компонента деформации, как известно, определяется тангенсом угла ψ , на который изменяется в процессе деформирования прямой угол между прямыми, бывшими параллельными до деформации осям x и z .

Итак, пусть точки $M_1(x_1, z_1)$, $M_2(x_2, z_2)$ и $M_3(x_3, z_3)$ (см. рис. 4.1) исходного состояния вертикальной плоскости сместились в актуальное состояние $M'_1(x_1, z'_1)$; $M'_2(x_2, z'_2)$ и $M'_3(x_3, z'_3)$ соответственно на w_1, w_2, w_3 . Тогда в результате чистого сдвига прямой угол QNM_3 деформируется в угол $QN'M'_3$, равный $\frac{\pi}{2} + \psi$. Для определения $\text{tg } \psi$ найдем координату x_N прямой QN , параллельной оси z . Так как точка N лежит на каждой из прямых $z = z_3$ и M_1M_2 , то, записывая их уравнение в общем виде

$$z_N - z_3 = 0, \\ \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} x_N - z_N + \left(z_1 - \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} \cdot x_1 \right) = 0, \quad (4.8)$$

найдем

$$x_N = \frac{(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1(z_2 - z_1)}{z_2 - z_1}. \quad (4.9)$$

Формула (4.9) является уравнением прямой QN .

Определим координату z точки N' . Записывая в общем виде уравнения прямых QN и $M'_1M'_2$, получим

$$z_{N'} = (z_1 + w_1) - \frac{(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)}{x_2 - x_1} x_1 + \\ + \frac{[(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1(z_2 - z_1)][(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)]}{(x_2 - x_1)(z_2 - z_1)}. \quad (4.10)$$

Как видно из рис. 4.1,

$$\text{tg } \psi = \frac{z_{N'} - z_{M'_3}}{x_N - x_3}. \quad (4.11)$$

Подставляя в (4.11) выражения (4.9) и (4.10) и учитывая, что $z_{M_3}' = z_{M_3} + w_3$, после простых преобразований будем иметь

$$\operatorname{tg} \psi = \gamma = \frac{w_1(z_2 - z_3) + w_2(z_3 - z_1) + w_3(z_1 - z_2)}{x_1(z_2 - z_3) + x_2(z_3 - z_1) + x_3(z_1 - z_2)}. \quad (4.12)$$

Если решить систему уравнений (4.1), то выражение для коэффициента γ получим полностью соответствующим формуле (4.12).

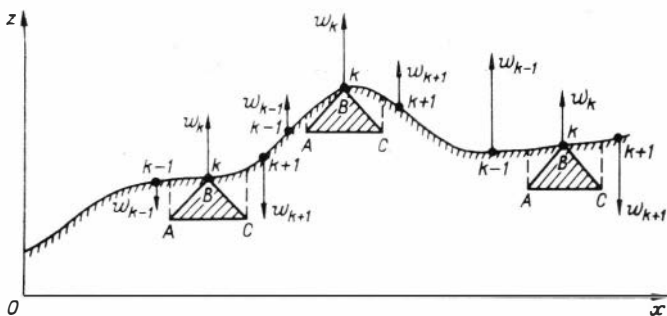
Таким образом, при локально-однородной деформации треугольного элемента вертикального разреза земной коры в результате вертикальных перемещений его узлов коэффициенты системы уравнений (4.1) γ и Θ представляют собой соответственно сдвиговую деформацию и дилатацию этого треугольника.

§ 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Формулы (4.2) и (4.12), полученные в предыдущем разделе для определения сдвиговой деформации и дилатации вертикального разреза земной коры, могут быть использованы, если известны вертикальные перемещения точек на глубине. Практическое их применение возможно при изучении деформаций шахт и других сооружений, когда нивелировки могут быть проложены не только по поверхности, но и в подземных горизонтах, а также при изучении деформаций таких инженерных сооружений, как плотины гидроэлектростанций и др. Использование же этих формул для определения тектонических деформаций вертикального разреза приповерхностной части земной коры по данным повторных нивелировок, проложенных только на поверхности Земли, без дополнительных условий, как известно, невозможно. В этом случае можно рассматривать деформации треугольников, вершины которых лежат на поверхности, как это предлагалось ранее [Есиков, Кесельмап, 1975], срезая основанием такого треугольника «антиклинальный» рельеф местности. Однако деформации подобных конечных элементов практически несопоставимы между собой, так как в естественных условиях встречаются участки весьма различной формы. Поэтому необходимо ввести стандартные участки, для которых определялись компоненты деформации.

Предположим, что каждый репер пивелирного хода является вершиной прямоугольного равнобедренного треугольника, у которого расстояние между вершинами основания, параллельного оси x , равно $2h$, а высота h и который расположен в плоскости вертикального разреза земной коры. Определим компоненты деформации, полагая, что на глубине h метров по отвесной линии смещения вершин треугольника равны смещениям соответствующих точек земной поверхности, а деформация подобного треугольника локально-однородна.

Обозначим углы треугольника через A , B , C (рис. 4.2) и пусть вершина B соответствует k -му реперу от начала координат. Верши-



Р и с. 4.2. Определение компонент деформации земной поверхности.

ны треугольника, очевидно, будут иметь следующие координаты:

$$A(x_k - h, z_k - h); B(x_k, z_k); C(x_k + h, z_k - h), \quad (4.13)$$

где x_k, z_k — координаты k -го репера.

Если w_A, w_B, w_C — смещения вершин треугольника, то, используя формулу (4.2), его дилатацию найдем из соотношения

$$\Theta = \frac{w_A - 2w_B + w_C}{-2h}, \quad (4.14)$$

где $w_A = w_k - \Delta w_A$; $w_C = w_k + \Delta w_C$, а

$$\Delta w_A = \frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} h; \quad \Delta w_C = \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k} h, \quad (4.15)$$

где, в свою очередь, $w_{k+1}, w_{k-1}, x_{k+1}, x_{k-1}$ соответственно смещения и координаты последующего и предыдущего из трех смежных по профилю реперов.

Из формулы (4.14) и (4.15) после простых преобразований получим

$$\Theta = \frac{1}{2} \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{\Delta x_{k,k-1}} - \frac{w_{k+1} - w_k}{\Delta x_{k+1,k}} \right), \quad (4.16)$$

где $\Delta x_{k,k-1} = x_k - x_{k-1}$; $\Delta x_{k+1,k} = x_{k+1} - x_k$.

Рассмотрим, чему будет равна сдвиговая компонента деформации. На основе формулы (4.12) можно записать

$$\gamma = \frac{w_A(z_k - z_C) + w_k(z_C - z_A) + w_C(z_A - z_k)}{x_A(z_k - z_C) + x_k(z_C - z_A) + x_C(z_A - z_k)}. \quad (4.17)$$

Подставляя в эту формулу координаты вершин треугольника ABC и учитывая, что $z_A = z_C$, найдем

$$\gamma = \frac{w_A - w_C}{-2h}. \quad (4.18)$$

Преобразовывая (4.18) с учетом (4.15), окончательно получим

$$\gamma = \frac{1}{2} \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} + \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k} \right). \quad (4.19)$$

§ 3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В предыдущем разделе было показано, что если придать узлам стандартного треугольного элемента, расположенного в плоскости вертикального разреза, такие же перемещения, как соответствующие им точек земной поверхности, и допустить, что подобный элемент деформируется однородно, то его сдвиговая деформация и относительное изменение площади определяются соответственно из следующих выражений:

$$\gamma = \frac{1}{2} \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} + \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k} \right); \quad \Theta = \frac{1}{2} \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} - \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k} \right), \quad (4.20)$$

где w — смещения трех смежных реперов, расположенных на одной прямой; $x_k - x_{k-1}$ — расстояние между ними.

Из формул (4.20) видно, что параметр γ представляет собой полусумму «разделенных разностей 1-го порядка» и, следовательно, характеризует первую производную функцию смещений поверхности в окрестности k -го репера, т. е. равен тангенсу угла наклона касательной к этой функции.

Параметр Θ равен полуразности «разделенных разностей 1-го порядка». Поскольку расстояние между смежными реперами можно считать примерно одинаковым, то его числовые значения, независимо от распределения скорости по глубине, так или иначе характеризуют изгибную деформацию дневной поверхности, возникшую в результате ее вертикальных перемещений, так как подобные значения пропорциональны кривизне функции вертикальных перемещений. Действительно, если имеется функция $f(x) = y$, то, как известно, кривизна \mathcal{K} в окрестности данной точки определяется через первую и вторую производные следующим образом:

$$\mathcal{K} = \frac{y''}{(1 + y'^2)^{3/2}}. \quad (4.21)$$

Поскольку $y' \sim \gamma$ практически составляет величину $10^{-4} + 10^{-6}$ в год, то ее квадратом по сравнению с единицей можно пренебречь и, следовательно,

$$\mathcal{K} \approx y'' \approx \Theta \cdot \text{const}. \quad (4.22)$$

Рассмотрим, какую деформацию на глубине может характеризовать параметр Θ . Если предположить, что распределение скорости вертикальных перемещений на поверхности полностью совпадает с эпюрой скорости на глубине (рис. 4.3), то легко убедиться, что

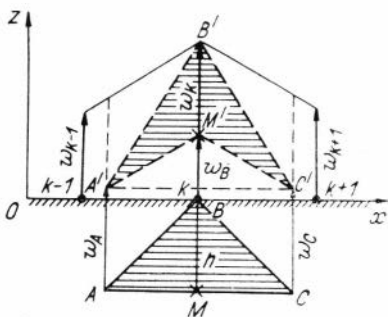


Рис. 4.3. Деформация треугольного элемента вертикального разреза коры при совпадении эпюр вертикальных перемещений на поверхности и на глубине.

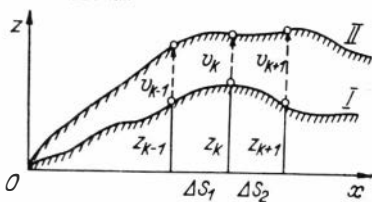


Рис. 4.4. Приближенное распределение изменения кривизны по профилю.

Рис. 4.3. Деформация треугольного элемента вертикального разреза коры при совпадении эпюр вертикальных перемещений на поверхности и на глубине.

параметр Θ будет обусловлен процессом чистого изгиба верхних горизонтов земной коры без изменения площади их вертикального разреза. Однако подобное распределение перемещений с глубиной, видимо, мало вероятно, если учесть, что нагрузки на земную кору действуют в течение длительного времени, а горные породы не реагируют на глубинные воздействия как абсолютно упругие тела. Кроме того, наличие различного рода неоднородностей строения также влияет на распределение перемещений.

Поэтому в общем случае распределения по глубине вертикальных перемещений параметр Θ может быть обусловлен не только изгибовой деформацией в окрестности рассматриваемого k -го репера, но и деформацией растяжения—сжатия, приводящей при рассмотрении отдельного конечного элемента к относительному изменению его площади.

Очевидно, что без знания закона изменения вертикальных перемещений с глубиной невозможно оценить отдельно вклад в рассматриваемый параметр собственно дилатации и изгиба. Положение еще более усложняется при наличии горизонтальных движений. Действительно, при несовпадении поверхностных и глубинных эпюр вертикальных перемещений относительное изменение площади элемента вертикального разреза может и не происходить, если его боковые границы в результате горизонтального сжатия перемещаются относительно друг друга. В подобном случае генезис параметра Θ может быть чисто изгибовым. Если же в направлении профиля в вертикальной плоскости будут действовать растягивающие напряжения при сохранении предыдущего условия относительно эпюр вертикальных перемещений, то генезис параметра Θ будет иной.

Таким образом, без знания перемещений на границах конечного элемента вертикальной плоскости однозначная физическая интерпретация природы этого параметра невозможна.

Однако важным является то обстоятельство, что во всех случаях распределения вертикальных перемещений по глубине он генетически связан с процессом изгиба верхних горизонтов земной коры и относительным сжатием—растяжением их в вертикальном направ-

лении. При этом он характеризует не сам изгиб дневной поверхности, а его изменение. Действительно, исходная кривизна земной поверхности в точке K (I) может быть приближенно рассчитана следующим образом (рис. 4.4):

$$K_0 \approx \frac{1}{2} \left(\frac{z_k - z_{k-1}}{\Delta S_1} - \frac{z_{k+1} - z_k}{\Delta S_2} \right). \quad (4.23)$$

После вертикальных перемещений точек земной поверхности (II) ее кривизна

$$K_1 \approx \frac{1}{2} \left[\left(\frac{z_k - z_{k-1}}{\Delta S_1} - \frac{z_{k+1} - z_k}{\Delta S_2} \right) + \left(\frac{v_k - v_{k-1}}{\Delta S_1} - \frac{v_{k+1} - v_k}{\Delta S_2} \right) \right]. \quad (4.24)$$

Тогда, очевидно, можно записать

$$K_1 - K_0 = \Theta \cdot \text{const.} \quad (4.25)$$

При обсуждении конкретных материалов далее этот параметр будем называть изгибом.

§ 4. ОСНОВНЫЕ ИНВАРИАНТНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Теория инвариантов играет центральную роль во многих областях науки. Имеется достаточно много примеров приложения принципов инвариантности к механике сплошных сред, но только сравнительно недавно, как отметил Э. Спенсер [1974], важность этих принципов стала общепризнанной.

Что касается анализа современных движений земной коры по данным повторных геодезических измерений, то до настоящего времени, кроме градиента скорости вертикальных движений [Рейснер, 1960; Матцкова, 1973; Гзовский, 1975; и др.], другие инвариантные величины не исследовались. Прежде, чем рассмотреть их, отметим некоторые положения теории.

Как известно, в общем случае компоненты тензора зависят от выбора системы координат. Но можно отыскать такие функции $F(e_{ij})$ от компонент тензора, которые будут инвариантными относительно системы координат, т. е. $F(e_{ij}) = F(e'_{ij})$.

Из теории известно, что если имеется тензор второго ранга $\|e_{ij}\|$ в пространстве L_3

$$\|e_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix},$$

то, используя характеристическое уравнение тензора

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} - \lambda & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0,$$

можно определить три его основных инварианта:

$$\begin{aligned} \text{линейный инвариант} - J_1 &= e_{11} + e_{22} + e_{33} = \lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3; \\ \text{квадратический инвариант} - J_2 &= \lambda_1 \cdot \lambda_2 + \lambda_1 \cdot \lambda_3 + \lambda_2 \cdot \lambda_3 = \\ &= \begin{vmatrix} e_{11} & e_{21} \\ e_{12} & e_{22} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{22} & e_{32} \\ e_{23} & e_{33} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{11} & e_{31} \\ e_{13} & e_{33} \end{vmatrix}; \end{aligned}$$

инвариант третьего порядка

$$J_3 = \lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3 = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{32} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix}.$$

Ни одна из этих величин не может быть выражена через остальные. Но, используя их, можно составить бесчисленное множество других, представляющих всевозможные комбинации J_1 , J_2 и J_3 . К примеру, инвариантными величинами будут $J_1^2 = (e_{ij})^2$, $J_1^2 - 2J_2 = e_{ij} \cdot e_{ij}$ и др.

Если тензор $\|e_{ij}\|$ задан в плоском пространстве

$$\|e_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{vmatrix},$$

то его основными инвариантами будут

$$J_1 = e_{11} + e_{22} = \lambda_1 + \lambda_2; \quad \lambda_2 = \left\| \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{vmatrix} \right\| = \lambda_1 \cdot \lambda_2.$$

Эти две величины также не могут быть выражены одна через другую.

Исходя из геометрического образа, связанного с понятием симметричного тензора 2-го ранга $\|e_{ij}\|$, т. е. поверхности $e_{ij}x_ix_j = 1$, рассмотрим геометрическое истолкование инвариантов J_1 , J_2 и J_3 [Акивис, Гольдберг, 1969; и др.].

Пусть a , b , c — главные полуоси эллипсоида $e_{ij}x_ix_j = 1$, повернутого произвольным образом относительно осей системы координат x_1 , x_2 , x_3 . Найдем величину полуосей эллипсоида \bar{a} , \bar{b} , \bar{c} в направлении осей x_1 , x_2 и x_3 . При $x_2 = x_3 = 0$ будем иметь $x_1 = \bar{a}$ и, следовательно, $e_{11}\bar{a}^2 = 1$, откуда $\bar{a} = \frac{1}{\sqrt{e_{11}}}$. Аналогично $\bar{b} = \frac{1}{\sqrt{e_{22}}}$, $\bar{c} = \frac{1}{\sqrt{e_{33}}}$. Стало быть, $J_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33} = \frac{1}{\bar{a}^2} + \frac{1}{\bar{b}^2} + \frac{1}{\bar{c}^2} = \frac{1}{a^2} + \frac{1}{b^2} + \frac{1}{c^2}$.

Таким образом, сумма обратных квадратов трех взаимно перпендикулярных полуосей эллипса не зависит от образуемого им триэдра и равна первому инварианту тензора, определяющего поверхность эллипсоида.

Далее. Уравнение эллиптического сечения, например, при $x_3 = 0$, эллипсоида имеет вид $e_{11}x_1^2 + 2e_{12}x_1x_2 + e_{22}x_2^2 = 1$. Главные

полуоси этого эллипса равны $\frac{1}{\sqrt{\lambda_1}}$ и $\frac{1}{\sqrt{\lambda_2}}$, где λ_1 и λ_2 — корни уравнения

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & e_{12} \\ e_{12} & e_{22} - \lambda \end{vmatrix} = 0,$$

так что $\lambda_1 \cdot \lambda_2 = e_{11} \cdot e_{22} - e_{12}^2$. Площадь этого сечения

$$S_3 = \frac{\pi}{\sqrt{\lambda_1 \cdot \lambda_2}}.$$

Обозначим значения остальных сечений ($x_1 = 0, x_2 = 0$) через S_1 и S_2 . Вычислив их, очевидно, получим выражения инварианта J_2 через S_1, S_2 и S_3 :

$$J_2 = \lambda_1 \lambda_2 + \lambda_1 \lambda_3 + \lambda_2 \lambda_3 = \pi \left(\frac{1}{S_3^2} + \frac{1}{S_2^2} + \frac{1}{S_1^2} \right) = \frac{1}{b^2 c^2} + \frac{1}{a^2 b^2} + \frac{1}{a^2 c^2},$$

т. е. сумма обратных квадратов площадей эллипсов, образованных тремя взаимно перпендикулярными плоскостями, пересекающимися в центре, не зависит от их положения и определяется вторым инвариантом тензора.

Так как объем тензорного эллипсоида $V = \frac{4\pi}{3} abc$, а определитель J_3 в главных осях имеет вид

$$J_3 = \begin{vmatrix} \frac{1}{a^2} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{b^2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{c^2} \end{vmatrix}, \text{ то } J_3 = \frac{16\pi}{9V}.$$

Следовательно, третий инвариант определяется объемом тензорного эллипсоида, который одинаков в различных системах координат.

В связи со спецификой геодезических методов наблюдений горизонтальные и вертикальные компоненты современных движений земной коры определяются независимо друг от друга. Нивелирование выполняется, как правило, по отдельным профилям, а затем, используя некоторые приемы интерполирования в межпрофильное пространство, составляются карты вертикальных движений. Горизонтальные движения определяются в плоскости, касательной к геоиду в начале координат.

Таким образом, практически используются три вида информации о современных движениях: вертикальные движения по профилю, карты вертикальных движений на плоскости и векторные схемы горизонтальных движений.

Вертикальные движения по профилю. Плоский тензор общей деформации треугольного элемента вертикально-

го разреза по профилю нивелирования можно записать в виде матрицы

$$\|T_{ij}\| = \begin{vmatrix} 0 & 0 \\ e_{31} & e_{33} \end{vmatrix},$$

откуда тензор чистой деформации запишется в виде

$$\|a_{ij}\| = \begin{vmatrix} 0 & \frac{e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}.$$

Составляя характеристическое уравнение

$$\begin{vmatrix} -\lambda & \frac{e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & e_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0, \quad \lambda^2 = e_{33}\lambda - \frac{1}{4}e_{31}^2 = 0, \quad (4.26)$$

получим

$$\lambda_1 = \frac{e_{33}}{2} + \left[\frac{e_{33}^2}{4} + \frac{e_{31}^2}{4} \right]^{1/2}; \quad \lambda_2 = \frac{e_{33}}{2} - \left[\frac{e_{33}^2}{4} + \frac{e_{31}^2}{4} \right]^{1/2}.$$

Поскольку λ_1 и λ_2 скаляры, они не должны зависеть от системы координат. Кроме того, и коэффициенты уравнения (4.26) также не должны зависеть от изменения координат, в частности при их параллельном переносе, что, собственно, и возможно в случае задания скорости движения по профилю.

Как было показано, плоский тензор имеет два основных инварианта: $J_1 = \lambda_1 + \lambda_2$ и $J_2 = \lambda_1 \cdot \lambda_2$. Стало быть, линейный и квадратичский инварианты вертикальных движений по профилю равны соответственно $J_1 = |e_{33}|$ и $J_2 = -\frac{e_{31}^2}{4}$. Ниже мы поясним, почему берется модуль величины e_{33} .

Диагональная компонента тензора чистой деформации e_{33} характеризует собой относительное расширение (сжатие) вдоль оси z . Недиагональная $-e_{31}$ в общем случае представляет собой половину скорости изменения угла между отрезками, параллельными осям x и z до деформации, или, короче, половину скорости угловой деформации.

Вертикальные движения по профилю являются частным видом движений, в этом случае изменение угла происходит только вследствие изменения положения отрезка, направленного до деформации параллельно оси x , так как смещение точек происходит только параллельно оси z . Поэтому компонента e_{31} определяет скорость изменения угла наклона к горизонту на данном участке профиля.

Тензор чистой деформации имеет смысл представить в виде «шарового» тензора $\|S_{ij}\|$ и девятатора $\|\mathcal{D}_{ij}\|$ [Борисенко, Тарапов, 1966] $\|a_{ij}\| = \|S_{ij}\| + \|\mathcal{D}_{ij}\|$.

В качестве единственной характеристики изотропной деформации можно выбрать любое значение вертикального расширения. В нашем случае целесообразно взять величину $e_{33}/2$, характеризующую расширение (сжатие) участка

$$\|S_{ij}\| = \begin{vmatrix} \frac{e_{33}}{2} & 0 \\ 0 & \frac{e_{33}}{2} \end{vmatrix}.$$

Тогда девиатором будет тензор

$$\|\mathcal{D}_{ij}\| = \begin{vmatrix} -\frac{e_{33}}{2} & \frac{e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & \frac{e_{33}}{2} \end{vmatrix}.$$

Первый инвариант тензора $\|\mathcal{D}_{ij}\|$, как известно, равен нулю, второй же, как нетрудно показать, имеет следующее значение: $J_2^{\mathcal{D}} = -\frac{1}{4}(e_{31}^2 + e_{33}^2)$.

Таким образом, вертикальные движения земной коры по профилю могут быть охарактеризованы тремя инвариантами относительно системы координат: модулем первого инварианта тензора чистой деформации, вторым его инвариантом и вторым инвариантом девиатора.

Эти величины определяются при любом начале ортогональной системы координат (ось x — вдоль профиля).

К а р т ы в е р т и к а л ь н ы х д в и ж е н и й. В этом случае тензор общей деформации будет иметь следующий вид:

$$\|T_{ij}\| = \begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix},$$

а тензор чистой деформации

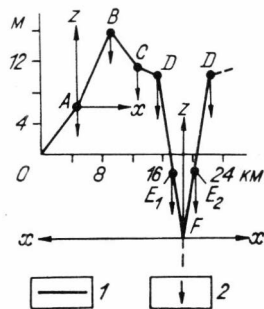
$$\|a_{ij}\| = \begin{vmatrix} 0 & 0 & \frac{e_{31}}{2} \\ 0 & 0 & \frac{e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & \frac{e_{32}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}.$$

Тогда основные инварианты тензора чистой деформации

$$J_1 = |e_{33}|; \quad J_2 = 2|e_{33}| - \frac{1}{4}(e_{31}^2 + e_{32}^2).$$

Рис. 4.5. Изменение знака компонент γ и Θ при преобразовании отображения.

1 — рельеф по профилю; 2 — векторы вертикальных перемещений относительно нуля (масштаб смещений: 1 см = 2 мм).



Принимая опять в качестве характеристики «шарового» тензора величину $e_{33}/2$, девиатор получим в виде

$$\| \mathcal{D}_{ij} \| = \begin{pmatrix} -\frac{e_{33}}{2} & 0 & \frac{e_{31}}{2} \\ 0 & -\frac{e_{33}}{2} & \frac{e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & \frac{e_{32}}{2} & \frac{e_{33}}{2} \end{pmatrix}.$$

Естественно, первый его инвариант равен нулю. Второй имеет величину $J_2^{\partial} = -\frac{1}{4}(e_{31}^2 + e_{32}^2 + e_{33}^2)$. Третий инвариант мы рассматривать не будем, так как в данном случае он является комбинацией первых двух.

Определяя инварианты J_1 и J_2 тензора чистой деформации по профилю и картам вертикальных движений, мы взяли модуль значения e_{33} . Дело в том, что при переносе начала координат вдоль профиля нивелирования (рис. 4.5) мы сталкиваемся одновременно с двумя ортогональными преобразованиями координат — преобразованием движения и преобразованием отображения.

Преобразование движения переводит точки профиля из правой системы координат в левую, что приводит к изменению знака компонент e_{31} и e_{33} тензора. Но нивелирный ход может претерпеть и преобразование отображения, если начало координат поместить в точку F (см. рис. 4.5), а профиль на чертеже нанести, как это практически и принято, слева направо. Тогда произойдет зеркальное отображение профиля и компонента e_{33} изменит свой знак (см. табл. 4.2).

Таким образом, рассмотренные тензоры являются «псевдотензорами». Однако те инварианты или их части, которые состоят из квадратов компонент, полностью не зависят от преобразования координат и не требуется вводить их модули. В частности, второй инвариант девиатора J_2^{∂} полностью не зависит от подобных преобразований, так как до постоянного множителя равен сумме квадратов компонент e_{31} , e_{32} и e_{33} .

Векторные схемы горизонтальных движений. Тензор чистой деформации для этого случая запишется

в виде

$$\|a_{ij}\| = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} \end{vmatrix},$$

а корни характеристического уравнения — главные значения тензора — принимают значения

$$E_1 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} + \left[\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4} \right]^{\frac{1}{2}};$$

$$E_2 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} - \left[\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4} \right]^{\frac{1}{2}},$$

где e_{ij} ($i, j = 1, 2$) — коэффициенты линейных уравнений, описывающих линейную связь радиуса-вектора $\bar{R}(x, y)$, вершины треугольного элемента с вектором ее смещения $r(u, v)$. Первый инвариант тензора $\|a_{ij}\|$, равный дилатации участка, можно записать в виде $J_1 = \Theta = e_{11} + e_{22}$, а второй $J_2 = e_{11} \cdot e_{22} - \frac{1}{4}(e_{12} + e_{21})^2$.

Принимая за характеристику «шарового» тензора первый инвариант тензора $\|a_{ij}\|$, девиатор можно записать следующим образом:

$$\|\mathcal{D}_{ij}\| = \begin{vmatrix} \frac{e_{11} - e_{22}}{2} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & \frac{e_{22} - e_{11}}{2} \end{vmatrix},$$

второй инвариант которого

$$J_2^\theta = \frac{1}{4} [(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2]; \quad J_2^\theta = \frac{1}{4} (\gamma_1^2 + \gamma_2^2),$$

где γ_1 и γ_2 — компоненты сдвига.

Таким образом, для горизонтальных движений можно составить три основных инвариантных величины: $J_1 = \Theta$, $J_2 = e_{11}e_{22} - \frac{1}{4}\gamma_2^2$;

$$J_3^\theta = -\frac{1}{4}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2).$$

Кроме инвариантов для рассмотренных видов движений (табл. 4.1) инвариантом является и градиент скорости современных движений в горизонтальном направлении.

Компоненты тензоров чистой деформации, приведенные в качестве примера в табл. 4.2, рассчитаны при разном начале координат по профилю, изображенному на рис. 4.5. Смена направления оси x на 180° (начало координат в точках O и A , x — вправо положительные; начало координат в точке F , $-x$ — влево отрицательные) приводит к изменению знаков у обеих компонент тензора. При отображении (начало координат в точке F , x — вправо положительные) знак изменяет по отношению к началу координат в точ-

Инварианты для различных видов движений

Современные движения земной коры	Линейный (симметричного тензора)	Квадратичный	
		симметричного тензора	девиатора
Вертикальные по профилю по площади	$ e_{33} $	$\frac{1}{4} e_{31}^2$	$\frac{1}{4} (e_{31}^2 + e_{33}^2)$
	$ e_{33} $	$2 e_{33} - \frac{1}{4} (e_{31}^2 + e_{32}^2)$	$\frac{1}{4} (e_{31}^2 + e_{32}^2 + e_{33}^2)$
Горизонтальные	$e_{11} + e_{22}$	$e_{11} \cdot e_{22} - \frac{1}{4} (e_{12} + e_{21})^2$	$\frac{1}{4} [(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2]$

Таблица 4.2

Компоненты тензоров чистой деформации, 10^{-6}

Вершины треугольников (по рис. 4.5)	Начало координат							
	в точке 0				в точке А			
	x—вправо положительные				x—влево отрицательные		x—вправо отрицательные	
	e_{33}	e_{31}	e_{33}	e_{31}	e_{33}	e_{31}	e_{33}	e_{31}
ABC	-0,2	+25	-	-	+0,2	-25	-0,2	-25
BCD	-0,9	-546	-0,9	-546	+0,9	+546	-0,9	+546
CDE ₁	-0,7	-120	-0,7	-120	+0,7	+120	-0,7	+120
DE ₂ F	+1,3	+208	+1,3	+208	-	-	-	-

ке 0 компонента e_{33} . Инварианты же, составленные по данным табл. 4.1, остаются одними и теми же.

Если же рассматривать скорость перемещений только при одном и том же начале координат, то, учитывая комбинацию знаков компонент e_{31} и e_{33} , можно выделить несколько типов деформации (рис. 4.6).

γ	0	+	-	0	0	+	-	+	-
θ	0	0	0	+	-	+	+	-	-
I									
II									

Рис. 4.6. Виды деформации земной поверхности при различном сочетании поверхностей γ и θ .

I — исходное состояние; II — состояние после деформации.

В заключение следует отметить, что анализ инвариантных величин современных движений земной поверхности, установление их связи с геологическими, геофизическими и тектоническими полями позволяет получить новые сведения о динамике земной коры и открывает возможности более глубокого понимания процессов, определяющих современную активность земных недр.

Глава V

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ

§ 1. ОБ ОЦЕНКЕ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Количественное значение скорости современных движений земной коры определяется как разность средних значений некоторого элемента u , величина которого была измерена в разные эпохи времени t_1 и t_2 . Следовательно, оценка точности современных движений сводится к решению вопроса об ошибке выборочной разности.

Из математической статистики известно, что если $m_{\Delta u}$ — средняя квадратическая ошибка разности двух выборочных средних арифметических, m_1 — средняя квадратическая ошибка первой средней \bar{u}_1 , m_2 — средняя квадратическая ошибка второй средней \bar{u}_2 , а r — коэффициент корреляции между сравниваемыми наблюдаемыми группами значений элемента u в эпохи t_1 и t_2 , то средняя квадратическая ошибка разности $\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \Delta u$

$$m_{\Delta u} = (m_1^2 + m_2^2 - 2rm_1m_2)^{\frac{1}{2}}. \quad (5.1)$$

Очевидно, что в зависимости от значения коэффициента корреляции может меняться и формула ошибки определения современных движений. Подробно эти вопросы рассмотрены в работах В. К. Панкрушина [1972] и др. Действительно, если статистическая связь между результатами изменений элемента u в исходную t_1 и повторную t_2 эпохи отсутствует, $r = 0$, то формула ошибки разности Δu будет иметь следующий вид:

$$m_{\Delta u} = (m_1^2 + m_2^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (5.2)$$

что соответствует классической теории ошибок измерений, как раз предполагающей независимость результатов измерений.

Если же коэффициент корреляции принимает свои предельные значения, то при $r = \pm 1$

$$m_{\Delta u} = m_1 - m_2, \quad (5.3)$$

где m_1 — большая из двух ошибок, а при $r = -1$

$$m_{\Delta u} = m_1 + m_2. \quad (5.4)$$

Для зависимых результатов измерений, как видно из приведенных формул, важное значение имеет знак коэффициента корреляции. Если он отрицательный, то ошибка, полученная по формуле классической теории (5.2), окажется меньше, чем ее более вероятное значение, которое должно было быть рассчитано по формуле (5.1). При положительном же коэффициенте корреляции, наоборот, ошибка, определенная по формуле (5.2), будет больше ее вероятного значения, рассчитанного по формуле (5.1). Таким образом, практически важно знать характер линейной корреляции между результатами геодезических наблюдений какого-либо элемента в две различные эпохи t_1 и t_2 [Панкрушин, 1972, 1975].

Ю. В. Кемницем [1970] рассмотрены причины, порождающие среднюю квадратическую линейную корреляцию между результатами измерений. Им выделяются три типа подобных причин: физическая корреляция, обусловленная общностью факторов измерений (физико-географических условий среды, методики наблюдений, приборов и т. д.), математическая, возникающая от предварительной совместной обработки результатов измерений, и нормативная, возникающая под воздействием производимого в геодезическом производстве отбора результатов измерений по различного рода техническим допускам точности, накладываемых на разности двойных измерений, на невязки нивелирных и других ходов.

Однако теоретически невозможно указать ни знак, ни тем более коэффициент корреляции без непосредственного его определения по совокупностям измерений исследуемого элемента в исходную и повторную эпохи наблюдений. Исследования, выполненные В. К. Панкрушиным [1972, 1975], показали, что обсуждаемый коэффициент корреляции при наблюдениях триангуляции и высокоточном нивелировании может значительно отличаться от нуля. При этом он принимает как положительные, так и отрицательные значения и резко уменьшается при увеличении протяженности линий повторного нивелирования. Последнее обстоятельство позволяет при оценке точности деформации в первом приближении ограничиться классической теорией ошибок измерений.

§ 2. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ОШИБКАМ ИХ АРГУМЕНТОВ

Как уже было отмечено, при изучении современных движений геодезическими методами компоненты деформации измерить нельзя. Измерению подлежат величины, функционально связанные с искомыми параметрами. Определяемые методом конечных элементов компоненты деформации представляют собой функции начальных и повторных значений координат пунктов, поэтому в общем виде можно записать

$$\gamma = \gamma(x_1, x'_1, x_2, x'_2 \dots), \Theta = \Theta(x_1, x'_1, x_2, x'_2 \dots), \quad (5.5)$$

где аргументы со штрихами относятся к повторной эпохе наблюдений.

Будем считать, что координаты пунктов, полученные в различные эпохи, попарно некоррелируемы между собой, тогда ошибка дилатации будет иметь следующий известный вид:

$$m_{\Theta}^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial \Theta}{\partial x_i} \right)_0^2 \cdot m_{x_i}^2. \quad (5.6)$$

Индекс «0» указывает на приближенное определение частных производных; m_{x_i} — средняя квадратическая ошибка определения аргументов.

Рассмотрим подробнее определение ошибки дилатации, имеющей смысл отношения приращения площади треугольника в результате перемещения его вершин к его первоначальной площади до деформации:

$$\Theta = \frac{S_a - S_H}{S_H}, \quad (5.7)$$

где S_a — площадь треугольника в данный момент времени, S_H — то же в начальный момент. Значение дилатации есть функция «начальной» и «актуальной» площади треугольника, которая, в свою очередь, является функцией координат. Поэтому, используя формулу (5.6), можно записать

$$m_{\Theta}^2 = \left(\frac{\partial \Theta}{\partial S_a} \right)^2 m_{S_a}^2 + \left(\frac{\partial \Theta}{\partial S_H} \right)^2 m_{S_H}^2, \text{ но } \frac{\partial \Theta}{\partial S_a} = \frac{1}{S_H}; \frac{\partial \Theta}{\partial S_H} = -\frac{S_a}{S_H^2},$$

тогда

$$m_{\Theta}^2 = \frac{1}{S_H^2} m_{S_a}^2 + \frac{S_a^2}{S_H^4} m_{S_H}^2 \text{ или } m_{\Theta}^2 = \frac{1}{S_H^2} \left(m_{S_a}^2 + \frac{S_a^2}{S_H^2} m_{S_H}^2 \right).$$

Найдем ошибки m_S через ошибки координат m_x и m_y . Положим, что $m_x = m_y = m_h$.

Площадь исходного треугольника может быть записана в следующем виде: $S_H = \frac{1}{2} [x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)]$.

Дифференцируя последнее выражение, получим

$$m_{S_H}^2 = \frac{m_h^2}{4} \{ [(y_2 - y_3)^2 + (x_3 - x_2)^2] + [(y_3 - y_1)^2 + (x_1 - x_3)^2] + [(y_1 - y_2)^2 + (x_2 - x_1)^2] \},$$

где выражения в квадратных скобках равны квадратам длин сторон треугольника. Обозначим их через \mathcal{D}_i , будем иметь

$$m_{S_H}^2 = \frac{m_h^2}{4} \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}_i^2.$$

Аналогично площадь треугольника после смещения его вершин

$$S_a = \frac{1}{2} [x'_1(y'_2 - y'_3) + x'_2(y'_3 - y'_1) + x'_3(y'_1 - y'_2)].$$

Для равнооточных наблюдений в начальную и повторную эпохи наблюдений можно записать

$$m_{S_a}^2 = \frac{m_k^2}{4} \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}'_i{}^2,$$

где \mathcal{D}' — длина сторон треугольника после перемещения его вершин. Тогда

$$m_{\Theta}^2 = \frac{1}{S_H^2} \left(\frac{m_k^2}{4} \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}'_i{}^2 + \frac{S_a^2 m_k^2}{4S_H^2} \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}_i^2 \right) = \frac{m_k^2}{4S_H^2} \left(\sum_{i=1}^3 \mathcal{D}'_i{}^2 + \frac{S_a^2}{S_H^2} \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}_i^2 \right).$$

При оценке точности определения дилатации можно приближенно положить

$$\sum_{i=1}^3 \mathcal{D}_i^2 \approx \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}'_i{}^2, \quad \frac{S_a^2}{S_H^2} \approx 1.$$

Тогда

$$m_{\Theta}^2 = \frac{m_k^2}{2S_H^2} \sum_{i=1}^3 \mathcal{D}_i^2, \quad (5.8)$$

где m_k — ошибка определения координат; S_H — площадь исходного треугольника; $\sum \mathcal{D}_i^2$ — сумма квадратов сторон исходного треугольника.

Рассмотрим вопрос о влиянии формы исходных треугольников на точность определения компонент деформации при одинаковом значении ошибок координат. Как видно из формулы (5.8), этот вопрос сводится к определению минимума суммы квадратов сторон треугольников при их постоянной площади S_H . Покажем, что наименьшую погрешность при определении дилатации дает равносторонний треугольник. Действительно, из геометрии известно, что если \mathcal{D}_1 , \mathcal{D}_2 и \mathcal{D}_3 — длины сторон любого треугольника, а S — его площадь, то

$$\mathcal{D}_1^2 + \mathcal{D}_2^2 + \mathcal{D}_3^2 \geq 4 \cdot \sqrt{3} \cdot S, \quad (5.9)$$

где равенство имеет место лишь в случае $\mathcal{D}_1 = \mathcal{D}_2 = \mathcal{D}_3$, т. е. в случае равностороннего треугольника. Стало быть, для такого треугольника можно записать

$$m_{\Theta}^2 = 2 \cdot \sqrt{3} \cdot \frac{m_k^2}{S_H}. \quad (5.10)$$

Или окончательно

$$m_{\Theta}^2 \approx 3.5 \frac{m_k^2}{S_H}. \quad (5.11)$$

Рассмотрим теперь оценку точности других компонент деформации, учитывая, что компоненты тензора (2.21) при сопоставимой (равной) точности угловых и линейных измерений определяются из системы уравнений (2.20) с одинаковой точностью. Тогда, поскольку $\Theta = e_{11} + e_{22}$, $\gamma_1 = e_{11} - e_{22}$, $\gamma_2 = e_{12} + e_{21}$, можем записать

$$m_{\gamma_1} = m_{\gamma_2} = m_{\Theta}. \quad (5.12)$$

Используя формулы (5.6) и (5.12), оценим погрешность определения интенсивности формоизменения (максимального, главного сдвига) $\gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{1/2}$. Будем иметь

$$\begin{aligned} m_{\gamma_m}^2 &= \left[\gamma_1 (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-\frac{1}{2}} \right]^2 \cdot m_{\gamma_1}^2 + \left[\gamma_2 (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-\frac{1}{2}} \right]^2 \cdot m_{\gamma_2}^2 = \\ &= \gamma_1^2 (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-1} \cdot m_{\gamma_1}^2 + \gamma_2^2 (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-1} \cdot m_{\gamma_2}^2. \end{aligned}$$

Учитывая (5.12), получим

$$m_{\gamma_m}^2 = m_{\Theta}^2 [(\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-1} \cdot (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-1}],$$

или

$$m_{\gamma_m} = m_{\Theta}. \quad (5.13)$$

Далее, поскольку $E_1 = \frac{1}{2}(\Theta + \gamma_m)$, $E_2 = \frac{1}{2}(\Theta - \gamma_m)$, $\omega = \frac{1}{2}(e_{12} - e_{21})$, то, очевидно,

$$m_{E_1} = m_{E_2} = 0,7m_{\Theta}; \quad m_{\omega} = 0,5m_{\Theta}. \quad (5.14)$$

Направление главных осей деформации, как было показано выше, определяется из следующего выражения: $\varphi = \frac{1}{2} \arctg \left(\frac{\gamma_2}{\gamma_1} \right)$.

Тогда

$$m_{\varphi}^2 = \frac{1}{4} \left\{ \left(\frac{-\gamma_2}{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \right)^2 m_{\gamma_1}^2 + \left(\frac{\gamma_1}{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \right)^2 m_{\gamma_2}^2 \right\}.$$

Вновь учитывая (5.12), запишем

$$m_{\varphi}^2 = \frac{1}{4} m_{\Theta}^2 \left[\frac{\gamma_1^2 + \gamma_2^2}{(\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^2} \right] = \frac{1}{4} \frac{m_{\Theta}^2}{\gamma_m^2}.$$

Следовательно,

$$m_{\varphi} = 0,5 \frac{m_{\Theta}}{\gamma_m}. \quad (5.15)$$

§ 3. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Как было показано в гл. IV, сдвиговая компонента деформации и изгиб приповерхностных слоев земной коры по профилю повторного нивелирования определяются соответственно по следующим формулам:

$$\gamma = \frac{1}{2} \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{l_{k,k-1}} + \frac{w_{k+1} - w_k}{l_{k+1,k}} \right), \quad \Theta = \frac{1}{2} \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{l_{k,k-1}} - \frac{w_{k+1} - w_k}{l_{k+1,k}} \right), \quad (5.16)$$

где w — смещения реперов; l — расстояние между ними. Параметры γ и Θ являются функциями смещений трех смежных реперов и расстояний между ними.

Если обозначить через h_1 и h_2 превышения между двумя соседними точками в первую и вторую эпохи нивелирования соответственно, то очевидно, что разности смещений в формулах (5.16) есть не что иное, как изменение превышений между ними

$$w_k - w_{k-1} = h_2 - h_1 = \Delta h_{k,k-1}.$$

Тогда сдвиговая компонента деформации запишется в следующем виде:

$$\gamma = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta h_{k,k-1}}{l_{k,k-1}} + \frac{\Delta h_{k+1,k}}{l_{k+1,k}} \right). \quad (5.17)$$

Аргументы Δh и l можно считать попарно некоррелируемыми, поэтому для определения средней квадратической ошибки параметров γ и Θ вновь воспользуемся формулой

$$m_j^2 = \sum_1^h \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \cdot m_{x_i}^2.$$

Дифференцируя формулу (5.17), получим

$$m_\gamma^2 = \frac{1}{4} \left(\frac{m_{\Delta h_1}^2}{l_1^2} + \frac{m_{\Delta h_2}^2}{l_2^2} + \frac{\Delta h_1^2}{l_1^4} m_{l_1}^2 + \frac{\Delta h_2^2}{l_2^4} m_{l_2}^2 \right), \quad (5.18)$$

где $m_{\Delta h}$ — средние квадратические ошибки определения приращений высот между смежными реперами; m_l — средние квадратические ошибки расстояний между ними.

Полагая, что $m_{\Delta h_1} \approx m_{\Delta h_2}$, $l_1 \approx l_2 = l$, $m_{l_1} \approx m_{l_2} = m_l$, и заменяя приращения их средним значением, формулу (5.18) можно записать в следующем виде:

$$m_\gamma^2 = \frac{1}{2} \left(\frac{m_{\Delta h}^2}{l^2} + \frac{m_l^2}{l^4} \Delta h_{\text{ср}}^2 \right). \quad (5.19)$$

Второй член последней формулы на порядок меньше первого. Оценим его на конкретных примерах. Пусть $l = 1$ км, $m_l = 100$ м, $\Delta h_{\text{ср}} = 10$ мм, тогда при $m_{\Delta h} = \pm 1$ мм первый член формулы (5.19) будет равен 10^{-12} , а второй — 10^{-18} , т. е. на шесть порядков меньше. Если же рассмотреть повторные нивелировки, когда расстояние между реперами примерно 10 км, то при $m_l = 1$ км, $\Delta h_{\text{ср}} = 20$ мм и $m_{\Delta h} = 5$ мм первый член формулы (5.19) будет равен $2,5 \cdot 10^{-13}$, а второй — $4 \cdot 10^{-14}$, т. е. и в этом случае он на порядок меньше первого.

Учитывая сказанное, ошибку определения сдвиговой компоненты деформации можно записать в следующем виде:

$$m_{\gamma} = \frac{m_{\Delta h}}{l \cdot \sqrt{2}}. \quad (5.20)$$

Подобным образом определяется и ошибка изгиба:

$$m_{\Theta} = \frac{m_{\Delta h}}{l \cdot \sqrt{2}}. \quad (5.21)$$

Принимая во внимание, что средняя квадратическая случайная ошибка превышения между реперами определяется по известной формуле

$$m_h = \eta \sqrt{l}, \quad (5.22)$$

где η — средняя квадратическая случайная ошибка на 1 км хода; l — расстояние между реперами, км. Полагая, что в обе эпохи нивелирование выполнялось с одинаковой точностью, ошибку изменения превышений получим в виде

$$m_{\Delta h} = \eta \sqrt{2l}. \quad (5.23)$$

Тогда в окончательном виде средние квадратические ошибки определения компонент деформации γ и Θ можно записать

$$m_{\gamma, \Theta} = \frac{\eta}{\sqrt{l}}. \quad (5.24)$$

§ 4. О ПОСТОЯННЫХ ОШИБКАХ В ВЕКТОРАХ СМЕЩЕНИЙ

Прежде всего, обратим внимание на то, что постоянные ошибки векторов перемещений могут быть различными в разные периоды наблюдений на одних и тех же сетях и в одно и то же время в разных районах. Возникновение подобных ошибок в локальных сетях (системах координат) может привести к неверным выводам при сравнительном анализе интенсивности тектонических движений, т. е., по сути дела, лишить векторные схемы эффективности их геолого-геофизической интерпретации.

Покажем, что постоянные ошибки в векторах смещений не оказывают влияния на компоненты деформации.

Пусть наблюдаемые составляющие векторов смещений обременены только постоянными ошибками: $u_i^{\text{набл}} = u_i^{\text{ист}} + c_1$, $v_i^{\text{набл}} = v_i^{\text{ист}} + c_2$, где c_1 и c_2 — постоянные. Тогда на основании формулы (2.20) можно записать

$$u_i^{\text{набл}} = u_i^{\text{ист}} + c_1 = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a,$$

$$v_i^{\text{набл}} = v_i^{\text{ист}} + c_2 = e_{21}x_i + e_{22}y_i + b, \quad i = 1, 2, 3,$$

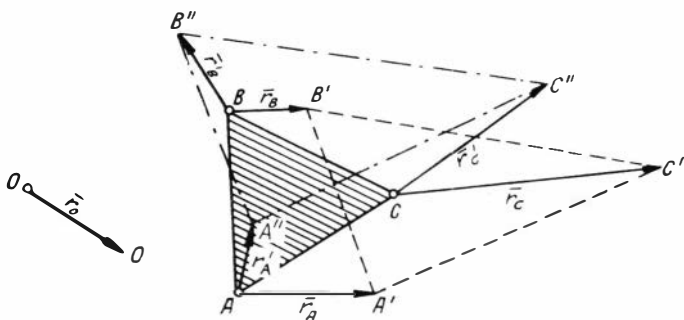


Рис. 5.1. Деформация треугольника ABC при абсолютных и относительных перемещениях его вершин.

Положение вершин треугольника; A, B, C — исходное, A', B', C' — в результате абсолютных смещений; A'', B'', C'' — после относительных перемещений; $\vec{r}_A, \vec{r}_B, \vec{r}_C$ — векторы абсолютных смещений пунктов; $\vec{r}'_A, \vec{r}'_B, \vec{r}'_C$ — векторы относительных смещений; \vec{r}_0 — вектор смещения начала координат.

где определению подлежат величины e_{ij} , a и b . Искомые величины найдутся из следующих соотношений:

$$e_{ij} = \left| \frac{\mathcal{D}_{ij}}{\mathcal{D}} \right|, \text{ где } \mathcal{D} = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} \text{ — детерминант системы.}$$

Детерминанты $|\mathcal{D}_{ij}|$ получаются из детерминанта системы заменой столбца, составленного из коэффициентов при определяемом неизвестном, столбцом, составленным из свободных членов: $u_i^{\text{ист}} + c_1$, или $v_i^{\text{ист}} + c_2$.

Запишем один из детерминантов $|\mathcal{D}_{ij}|$, опуская значки «ист» у составляющих векторов смещений $u^{\text{ист}}$ и $v^{\text{ист}}$:

$$|\mathcal{D}_{11}| = \begin{vmatrix} u_1 + c_1 & y_1 & 1 \\ u_2 + c_1 & y_2 & 1 \\ u_3 + c_1 & y_3 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u_1 & y_1 & 1 \\ u_2 & y_2 & 1 \\ u_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} c_1 & y_1 & 1 \\ c_1 & y_2 & 1 \\ c_1 & y_3 & 1 \end{vmatrix}.$$

Как видно, во втором детерминанте правой части равенства первый столбец пропорционален третьему и, стало быть, этот детерминант равен нулю. Аналогично и для системы уравнений с составляющей v .

Таким образом, постоянные ошибки в векторах смещений, какой бы величины они не были в различных локальных сетях, никоим образом не влияют на значение компонент деформации.

При обработке полевых наблюдений в расчете на анализ векторных схем тектонических движений приходится привлекать дополнительный материал или использовать особые приемы [Панкрушин, 1972] для обоснования стабильности начала координат между повторными нивелировками или наблюдениями триангуляции. Однако при анализе компонент деформации подобный вопрос отпадает,

поскольку отпадает необходимость неподвижности исходного пункта. Это свойство компонент деформации особенно важно при анализе данных о современных движениях по сейсмоактивным районам, где исходный пункт может иметь между повторными наблюдениями весьма различные по величине и направлению собственные движения.

Собственное движение начала координат вносит постоянную ошибку в векторы смещения. Она генетически обусловлена тектоническими движениями. Однако приведенные выше рассуждения относительно нулевого эффекта в компонентах деформации полностью относятся и к подобного рода ошибкам (рис. 5.1).

Итак, постоянные ошибки любого типа в векторах смещений не оказывают никакого влияния на компоненты деформации.

§ 5. ПОГРЕШНОСТИ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ ОТ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ОШИБОК ВЕКТОРОВ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Понятие систематических ошибок достаточно четко определено в труде А. С. Чеботарева [1958]. Придерживаясь подобного определения, мы под систематическими ошибками векторов смещений будем понимать их закономерное изменение при удалении пунктов от начала координат. При этом подразумевается, что такие изменения не связаны с тектоническими движениями.

Рассмотрим наиболее часто встречающуюся линейную зависимость ошибок векторов от координат пунктов. Пусть $u^{\text{набл}} = u^{\text{ист}} + A$; $v^{\text{набл}} = v^{\text{ист}} + B$, где $A = mx + ny$, а $B = cx + dy$. Тогда, согласно формуле (2.20), будем иметь

$$\begin{aligned} u_i^{\text{ист}} + mx_i + ny_i &= e_{11}x_i + e_{12}y_i + a, \\ v_i^{\text{ист}} + cx_i + dy_i &= e_{21}x_i + e_{22}y_i + b. \end{aligned} \quad (5.25)$$

Аналогично предыдущему разделу, запишем детерминант числителя $|\mathcal{D}_{ij}|$ формулы (2.31) для определения компоненты e_{11} :

$$\mathcal{D}_{11} = \begin{vmatrix} u_1 + mx_1 + ny_1 & y_1 & 1 \\ u_2 + mx_2 + ny_2 & y_2 & 1 \\ u_3 + mx_3 + ny_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u_1 & y_1 & 1 \\ u_2 & y_2 & 1 \\ u_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} mx_1 & y_1 & 1 \\ mx_2 & y_2 & 1 \\ mx_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} ny_1 & y_1 & 1 \\ ny_2 & y_2 & 1 \\ ny_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}.$$

Откуда, очевидно,

$$|\mathcal{D}_{11}|^{\text{набл}} = |\mathcal{D}_{11}|^{\text{ист}} + m|\mathcal{D}|, \quad (5.26)$$

где $|\mathcal{D}|$ — определитель системы уравнений (5.25). Разделив формулу (5.26) на $|\mathcal{D}|$, получим $e_{11}^{\text{набл}} = e_{11}^{\text{ист}} + m$, $e_{12}^{\text{набл}} = e_{12}^{\text{ист}} + n$.

Выполнив аналогичные операции в системе уравнений с компонентой вектора v , найдем

$$e_{21}^{\text{набл}} = e_{21}^{\text{ист}} + c, \quad e_{22}^{\text{набл}} = e_{22}^{\text{ист}} + d. \quad (5.27)$$

Тогда наблюдаемые значения дилатации и сдвиговых компонент деформации будут соответственно равны:

$$\begin{aligned} \Theta^{\text{набл}} = e_{11} + e_{22} &= \Theta^{\text{ист}} + (m + d); \quad \gamma_1^{\text{набл}} = e_{11} - e_{22} = \gamma_1^{\text{ист}} + (m - d); \\ \gamma_2^{\text{набл}} &= e_{12} + e_{21} = \gamma_2^{\text{ист}} + (n + c). \end{aligned} \quad (5.28)$$

$$\omega^{\text{набл}} = \omega^{\text{ист}} + \frac{n-c}{2}. \quad (5.29)$$

Таким образом, любая ошибка в векторах смещений, величина которой линейно зависит от положения пунктов, в компонентах деформации превращается только в постоянную погрешность, не зависящую от координат рассматриваемых пунктов.

Не останавливаясь на других видах зависимостей, отметим, что если ошибка в смещениях является квадратической функцией координат пунктов, то ее эффект в компонентах деформации превратится в линейный, поскольку компоненты деформации представляют собой простые функции частных производных смещений по осям координат.

§ 6. ЭФФЕКТ ОШИБОК МАСШТАБА ТРИАНГУЛЯЦИИ

Из теории геодезических измерений известно, что векторы перемещений пунктов существенным образом зависят от ошибок измерения базиса триангуляции. В связи с этим возникает задача изучения эффектов этих ошибок в компонентах деформации, определяемых по данным о векторах смещений.

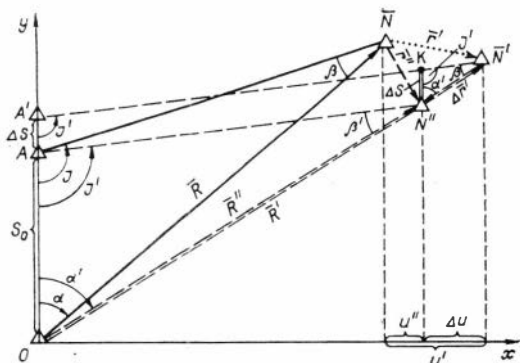
Настоящий раздел посвящен рассмотрению влияния ошибок измерения базиса триангуляции на чистую деформацию и вращение конечных элементов.

Пусть имеется сеть триангуляции, построенная для изучения современных движений земной коры. Примем за начало координат ортогональную систему один из базисных пунктов, а ось x направим вдоль базиса (рис. 5.2). Будем считать, что углы треугольника измеряются безошибочно в каждую эпоху наблюдений. Если, кроме того, в каждую эпоху наблюдений измерить безошибочно азимут и длину базиса, то, очевидно, будут получены безошибочные векторы тектонических перемещений пунктов в принятой системе координат.

Предположим, что в период между повторными наблюдениями углов азимут и длина базиса триангуляции остаются неизменными.

Рис. 5.2. Влияние приращение длины базиса триангуляции на компоненты деформации.

$OA = S_0$ — исходная длина базиса; ΔS — его приращение; \bar{N} — истинное положение пункта в исходную эпоху наблюдений и \bar{N}' — после его тектонических перемещений; N'' — положение пункта при ошибочном значении базиса.



В общем случае это, конечно, не соответствует действительности, а изменение азимута и длины базиса приведет к ошибкам компонент векторов смещений.

Рассмотрим вначале влияние на компоненты деформации неучета изменений длины базиса.

Пусть в начальную эпоху наблюдений t_0 длина базиса была S_0 , а в результате тектонических движений за период между двумя наблюдениями триангуляции она изменилась на величину ΔS (см. рис. 5.2). Обозначим радиус-вектор \bar{N} -го пункта в начальную эпоху наблюдений через $\bar{R}(x_0, y_0)$. Если после тектонических смещений пункта его радиус-вектор $\bar{R}'(x_0 + u; y_0 + v)$ определен с учетом изменения базиса на ΔS , т. е. безошибочно, то тектонический вектор смещения $\bar{r}'(u', v')$

$$\bar{r}' = \bar{R}' - \bar{R}. \quad (5.30)$$

Если повторно базис не измерялся, то новое положение пунктов будет рассчитано с его первоначальным значением S_0 и новый радиус-вектор пункта $\bar{R}''(x_0 + u'', y_0 + v'')$

$$\bar{R}'' = \bar{R} + \bar{r}'', \quad (5.31)$$

где \bar{r}'' — суммарный вектор смещения пункта, включающий тектоническую составляющую движений \bar{r}' и ошибочную компоненту $\Delta\bar{r}'$, обусловленную неучетом изменения длины базиса:

$$\bar{r}'' = \bar{r}' + \Delta\bar{r}'. \quad (5.32)$$

В проекции векторов на оси координат можно записать:

$$u' = u'' - \Delta u; \quad v' = v'' - \Delta v. \quad (5.33)$$

Поскольку

$$\Delta u = \Delta r \cdot \sin \alpha', \quad \Delta r = \Delta S \cdot \frac{\sin \gamma'}{\sin \beta'}, \quad (5.34)$$

то, очевидно,

$$\Delta u = \Delta S \frac{\sin \gamma'}{\sin \beta'} \cdot \sin \alpha'. \quad (5.35)$$

Учитывая, что

$$R'' = S_0 \cdot \frac{\sin \gamma'}{\sin \beta'}; \quad x_{N''} = R'' \cdot \sin \alpha', \quad (5.36)$$

после преобразования формулы (5.34) получим

$$\Delta u = \frac{\Delta S}{S_0} \cdot x_{N''}. \quad (5.37)$$

Аналогично будем иметь

$$\Delta v = \frac{\Delta S}{S_0} \cdot y_{N''}. \quad (5.38)$$

Из формул (5.37) и (5.38) видно, что если в повторную эпоху угловых измерений при расчете координат не учитывается изменение длины базиса, то в компонентах векторов смещений возникает ошибка в виде линейной функции положения пункта, которая увеличивается с удалением пункта от начала координат. На это неоднократно указывал в своих работах А. А. Изотов [1969, 1973].

Как показано в гл. II, из системы уравнений вида (2.20) определяются следующие компоненты деформации отдельных участков земной поверхности: дилатация Θ , максимальный сдвиг γ_m , максимальное и минимальное расширения E_1 и E_2 , направление оси максимального расширения φ и вращение участков как абсолютно твердых тел ω . Поскольку E_1 , E_2 и φ вычисляются через остальные компоненты, остановимся на влиянии приращения базиса только на дилатацию, сдвиг и вращение, определяемые из следующих соотношений:

$$\begin{aligned} \Theta &= e_{11} + e_{22}, \quad \gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{\frac{1}{2}}, \quad \gamma_1 = e_{11} - e_{22}, \\ \gamma_2 &= e_{12} + e_{21}, \quad \omega = \frac{1}{2}(e_{12} - e_{21}), \end{aligned} \quad (5.39)$$

где

$$e_{11} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad e_{12} = \frac{\partial u}{\partial y}, \quad e_{21} = \frac{\partial v}{\partial x}, \quad e_{22} = \frac{\partial v}{\partial y}.$$

Дифференцируя формулы (5.33) и принимая во внимание (5.37) и (5.38), получим:

$$\Theta' = \Theta'' \pm 2 \frac{\Delta S}{S_0}, \quad \gamma_m' = \gamma_m'', \quad \omega' = \omega'', \quad (5.40)$$

где Θ' , γ_m' , ω' — компоненты деформации и вращения, определенные с учетом изменения базиса, а Θ'' , γ_m'' , ω'' — их значения, полученные без учета этого изменения.

Таким образом, неучет приращения длины базиса приводит, самое большее, к постоянной ошибке в рассчитанных значениях дилатации, сдвиговая же компонента деформации и вращение, как видно, совсем не затрагиваются этим эффектом.

Рассмотрим случай, когда базис измеряется в каждую эпоху наблюдений. Пусть S_1 и S_2 — истинная длина базиса, а dS_1 и dS_2 — ее ошибки измерения в начальную и повторную эпохи наблюдений соответственно. Будем вновь считать, что углы треугольников и азимут определяются безошибочно в обе эпохи. Пусть точки N_1 и N_2 являются истинным положением пункта в начальную и повторную эпохи, а N_1' и N_2' — их ошибочные положения (рис. 5.3).

Очевидно, что из-за ошибок измерения базиса вместо истинного вектора смещения $\bar{r}_{\text{ист}}$ будет получен вектор смещения $\bar{r}_{\text{набл}}$, включающий в себя истинный вектор смещения и ошибочные компоненты $\bar{\Delta r}_1$ и $\bar{\Delta r}_2$.

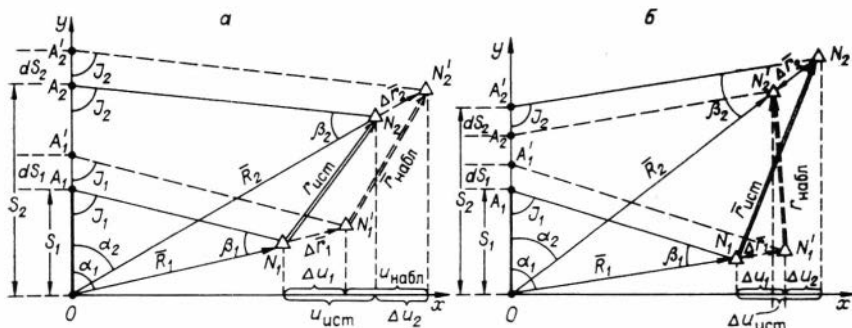


Рис. 5.3. Эффект ошибок измерения базиса триангуляции в компонентах деформации.

а — в начальную эпоху, б — в повторную.

Независимо от комбинаций ошибок базиса в начальную и повторную эпохи можно записать;

$$\bar{r}_{\text{набл}} = \bar{r}_{\text{ист}} + \Delta\bar{r}_2 - \Delta\bar{r}_1, \quad (5.41)$$

или в проекциях векторов на ось x (каждое слагаемое имеет свой знак, определяемый направлением осей координат)

$$u_{\text{набл}} = u_{\text{ист}} + \Delta u_2 - \Delta u_1. \quad (5.42)$$

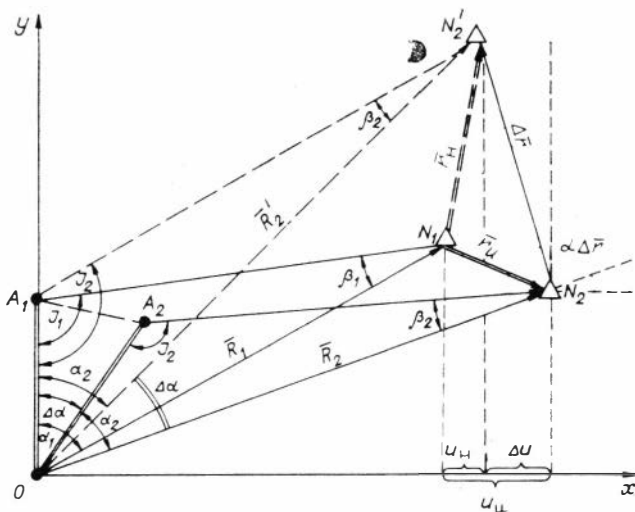
Используя выражения (5.34)–(5.36) для проекции ошибочных векторов на ось x , найдем:

$$\Delta u_1 = \frac{dS_1}{S_1} x_{N_1}, \quad \Delta u_2 = \frac{dS_2}{S_2} x_{N_2}. \quad (5.43)$$

Таким образом, ошибки измерения базиса, как и неучет изменения его длины между повторными наблюдениями, обуславливают ошибку в проекциях векторов смещения в виде линейной функции положения пункта. Стало быть, эффект этой ошибки в дилатации будет постоянным независимо от положения пунктов и не будет превышать удвоенной суммы относительных ошибок измерения базиса. При равноточных измерениях базиса в начальную и повторную эпохи постоянный эффект в дилатации не будет превышать четырех значений его относительной ошибки. Сдвиг и вращение, как и в первом случае, не зависят от ошибок измерения базиса.

§ 7. ЭФФЕКТ ОШИБОК ОРИЕНТИРОВКИ ВЫХОДНЫХ СТОРОН ТРИАНГУЛЯЦИИ

Перейдем к рассмотрению эффекта изменения азимута в компонентах деформации. Пусть N_1 — истинное положение пункта в первую, а N_2 — во вторую эпоху наблюдений (рис. 5.4). Примем вновь, что углы измеряются безошибочно, а длина базиса не изменяется. Тогда если во вторую эпоху координаты пункта определены без уче-



Р и с. 5.4. Эффект ошибок измерения азимута в компонентах деформации.

OA_1, OA_2 — базисы триангуляции; α — азимут.

та изменения азимута на угол $\Delta\alpha$, то он займет положение N_2' . Стало быть,

$$\bar{r}_{\text{набл}} = \bar{r}_{\text{ист}} + \Delta\bar{r}, \quad (5.44)$$

а в проекциях на оси координат можно записать

$$\begin{aligned} u_{\text{набл}} &= u_{\text{ист}} + \Delta u, \\ v_{\text{набл}} &= v_{\text{ист}} + \Delta v. \end{aligned} \quad (5.45)$$

Поскольку изменение азимута $\Delta\alpha$ практически мало, то из треугольника N_1QN_2 найдем

$$\Delta r = R \frac{\Delta\alpha}{\rho}, \quad (5.46)$$

где ρ — число секунд в радиане.

Проекции вектора $\Delta\bar{r}(\Delta u, \Delta v)$ на оси координат будут следующими:

$$\begin{aligned} \Delta u &= \Delta r \cdot \sin \alpha_{\Delta r}, \\ \Delta v &= \Delta r \cdot \cos \alpha_{\Delta r}, \end{aligned} \quad (5.47)$$

где $\alpha_{\Delta r}$ — дирекционный угол вектора $\Delta\bar{r}$, отсчитанный по часовой стрелке от вертикальной оси принятой системы координат. Подставляя (5.46) в (5.47) и учитывая, что

$$\alpha_{\Delta r} = \alpha_R + \frac{3}{2} \pi, \quad R \cdot \cos \alpha_R = y, \quad R \cdot \sin \alpha_R = x, \quad (5.48)$$

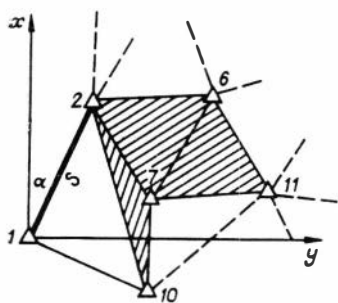


Рис. 5.5. Схема тестовой триангуляции [по: Изотов, 1969]. S — базисе триангуляции; α — азимут.

получим

$$\Delta u = -\frac{\Delta\alpha}{\rho} y, \quad \Delta v = \frac{\Delta\alpha}{\rho} x.$$

Так как $\Delta\bar{r}$ всегда перпендикулярен \bar{R} , то в общем случае $\alpha_{\Delta r} = \alpha_R \pm \pm\left(\frac{\pi}{2} + n\pi\right)$, ($n = 0$ или 1), и, стало быть, знаки проекции вектора $\Delta\bar{r}$ на осях x и y будут всегда противоположными.

Аналогично можно показать, что и ошибки собственно измерения азимута в первую и вторую эпохи наблюдений обусловят собой ошибки в проекциях векторов смещений в виде линейных функций положения пунктов.

Таким образом, ошибки азимута исходной стороны могут вызвать в компонентах деформации, самое большое, постоянный эффект. Действительно, дифференцируя выражение (5.45) с учетом (5.39) и (5.48), найдем

$$\Theta' = \Theta'', \quad \gamma'_m = \gamma''_m, \quad \omega' = \omega'' \pm \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\rho}, \quad (5.49)$$

где Θ' , γ'_m , ω' — дилатация, сдвиг и вращение, соответственно, определенные без учета изменения азимута, а Θ'' , γ''_m , ω'' — их истинные значения.

С использованием примера моделирования горизонтальных движений земной поверхности [Изотов, 1969] были рассчитаны истинные компоненты деформации, т. е. с учетом изменения азимута и длины базиса во вторую эпоху наблюдений для участков 2.7.10 и 2.6.7.11 (рис. 5.5). Затем были определены компоненты без учета изменения базиса и, наконец, они же рассчитаны без учета изменения азимута во вторую эпоху наблюдений (табл. 5.1).

Анализ и данные табл. 5.1 свидетельствуют о том, что сдвигающая компонента деформации (γ_m) и направление главных осей растяжения — сжатия (φ) совсем не затрагиваются изменением длины базиса и азимута. Это отражает тот факт, что γ_m и φ зависят только от изменений углов в треугольниках. Дилатация (Θ) и значения максимального и минимального растяжения (E_1 и E_2) несут в себе постоянную ошибку от изменения базиса, а вращение (ω) — от изменения азимута.

Таким образом, кроме новой информации о процессе современных движений земной коры, компоненты деформации обладают свойством отделять эффекты ошибок угловых и линейных измерений более четко, чем векторы смещений. Постоянство ошибок в компонентах деформации от того или иного исходного элемента на всех участках рассматриваемой геодезической сети позволяет экономичнее выполнять исследования современных движений земной коры геодези-

Эффект изменения азимута и длины базиса в компонентах деформации, 10^{-6}

Компонента деформации	Истинные деформации (с учетом изменения азимута и базиса)		Деформации при неучтенном изменении			
			базиса		азимута	
	1	2	1	2	1	2
Θ	+5	+4	-8	-9	+5	+4
γ_m	+21	+27	+21	+27	+21	+27
E_1	+16	+18	+3	+5	+16	+18
E_2	-5	-9	-18	-22	-5	-9
φ (рад)	-0,5	-1,3	-0,5	-1,3	-0,5	-1,3
ω''	+0,8	-0,8	+0,8	-0,8	-1,8	-3,3

Примечание. 1, 2 — участки 2.7.10 и 2.6.7.11 соответственно (см. рис. 5.5).

ческими методами, а при необходимости и ограничиваться приближенным значением масштаба и ориентировки сети без существенной потери информации о характере процесса деформирования.

§ 8. ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ В ПЛОСКОСТИ ВЕРШИННОГО ТРЕУГОЛЬНИКА

Пусть компоненты деформации определяются в вершинных плоскостях треугольников по непосредственно измеренным элементам линейно-угловой сети без проектирования ее на плоскость Гаусса — Крюгера. Использовать в подобном случае для оценки точности стандартные отклонения, определяемые при наличии системы перекрывающихся треугольников, не представляется возможным. Если определить ошибки координат вершин треугольников в локальных системах координат, располагающихся в вершинных плоскостях, то можно использовать формулы, полученные в настоящей главе.

Однако оценку точности можно выполнить и без определения ошибок координат вершин, используя известную формулу ошибок и аналитические выражения для компонент деформации, предложенные в гл. III.

Рассмотрим вначале оценку точности определения дилатации $\Theta = \varepsilon_b + \varepsilon_c + \frac{\Delta\alpha}{\rho} \operatorname{ctg} \alpha$, где ε_b , ε_c — относительные изменения длин сторон треугольника: $\Delta\alpha$ — изменение угла α , заключенного между этими сторонами: ρ — число секунд в радиане.

Полагая аргументы, входящие в предыдущую формулу, попарно некоррелированными, будем иметь

$$m_{\Theta}^2 = m_{\varepsilon_b}^2 + m_{\varepsilon_c}^2 + \frac{\operatorname{ctg}^2 \alpha}{\rho^2} m_{\Delta\alpha}^2 + \frac{\Delta\alpha^2 \cdot m_{\alpha}^2}{\rho^2} \operatorname{cosec}^4 \alpha.$$

Учитывая, что $\Delta\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$, $m_{\Delta\alpha}^2 = m_{\alpha_2}^2 + m_{\alpha_1}^2$, и полагая в исходную и повторную эпохи наблюдений линейные и угловые измерения равноточными, получим

$$m_{\Theta}^2 = 2m_{\varepsilon}^2 + 2 \frac{m_{\alpha}^2}{\rho^2} \operatorname{ctg}^2 \alpha + \frac{m_{\alpha}^2 \Delta^2 \alpha}{\rho^2} \operatorname{cosec}^2 \alpha.$$

При угле треугольника более 30° и известных значениях m_{α} и $\Delta\alpha$ последним членом вполне можно пренебречь, тогда

$$m_{\Theta}^2 = 2 \left[m_{\varepsilon}^2 + \left(\frac{m_{\alpha}}{\rho} \right)^2 \cdot \operatorname{ctg}^2 \alpha \right],$$

но поскольку $m_{\varepsilon}^2 = 2m_s^2/S^2$, то

$$m_{\Theta}^2 = 2 \left[2 \left(\frac{m_s}{S} \right)^2 + \left(\frac{m_{\alpha}}{\rho} \right)^2 \cdot \operatorname{ctg}^2 \alpha \right] \quad (5.50)$$

или

$$m_{\Theta} = 1,4 \left[2 \left(\frac{m_s}{S} \right)^2 + \left(\frac{m_{\alpha}}{\rho} \right)^2 \operatorname{ctg}^2 \alpha \right]^{\frac{1}{2}}.$$

Далее, из формулы гл. III очевидно, что

$$m_{\Theta} = m_{\gamma_1}. \quad (5.51)$$

Вторая компонента сдвига (§ 3, гл. III) $\gamma_2 = (\varepsilon_c - \varepsilon_b) \operatorname{ctg} \alpha - \frac{\Delta\alpha}{\rho}$. Следовательно,

$$m_{\gamma_2}^2 = (m_{\varepsilon_c}^2 + m_{\varepsilon_b}^2) \operatorname{ctg}^2 \alpha + m_{\alpha}^2 (\varepsilon_c^2 + \varepsilon_b^2) \operatorname{cosec}^4 \alpha + \frac{m_{\Delta\alpha}^2}{\rho^2}.$$

Пренебрегая членами с произведением квадратов ε и m_{α} и учитывая, что $m_{\Delta\alpha}^2 = 2m_{\alpha}^2$, а $m_{\varepsilon}^2 = 2m_s^2/S^2$, получим

$$m_{\gamma_2}^2 = 2 \left[\left(\frac{m_{\alpha}}{\rho} \right)^2 + 2 \left(\frac{m_s}{S} \right)^2 \operatorname{ctg}^2 \alpha \right] \quad (5.52)$$

или

$$m_{\gamma_2} = 1,4 \left[\left(\frac{m_{\alpha}}{\rho} \right)^2 + 2 \left(\frac{m_s}{S} \right)^2 \operatorname{ctg}^2 \alpha \right]^{1/2}.$$

Из сравнения формул (5.50) и (5.52) видно, что они будут давать одинаковые численные оценки погрешностей Θ , γ_1 и γ_2 в случае равенства

$$\left(\frac{m_{\alpha}}{\rho} \right)^2 = 2 \left(\frac{m_s}{S} \right)^2 = \mathcal{M}^2, \quad (5.53)$$

в частности при равноточных измерениях сторон равностороннего треугольника. В таком случае можно записать $m_{\Theta} = m_{\gamma_1} = m_{\gamma_2} = = 1,4 \mathcal{M} \operatorname{cosec} \alpha$.

Поскольку для равностороннего треугольника $\cos \alpha = 1,15$, ошибка единичных значений компонент деформации будет следующей:

$$m_{\theta} = m_{\nu_1} = m_{\nu_2} = 1,6 \frac{m_{\alpha}}{\rho} = 2,25 \frac{m_s}{S}. \quad (5.54)$$

В случае равнозначности, а точнее, выполнения соотношения (5.53) для оценки точности других компонент деформации будут справедливы формулы, приведенные в настоящей главе. Однако если условие (5.53) не будет соблюдено, то для оценки упомянутых параметров необходимо учитывать формулы (5.51) и (5.52).

Тогда, поскольку $\gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{\frac{1}{2}}$, будем иметь

$$m_{\gamma_m}^2 = \frac{\gamma_1^2 m_{\nu_1}^2 + \gamma_2^2 m_{\nu_2}^2}{\gamma_1^2 + \gamma_2^2}. \quad (5.55)$$

Интенсивность формоизменения γ_m может быть представлена в следующем виде:

$$\gamma_m^2 = \operatorname{cosec}^2 \alpha (\mathcal{M}^2 + N^2), \quad (5.56)$$

где $\mathcal{M} = \varepsilon_b - \varepsilon_c$, а $N = \Delta \alpha / \rho$.

После некоторых преобразований с учетом формул (3.32) и (3.33) получим

$$m_{\gamma_m} = \sin \alpha \left[\frac{(\mathcal{M} - N \operatorname{ctg} \alpha)^2 m_{\nu_1}^2 + (\mathcal{M} \operatorname{ctg} \alpha + N)^2 m_{\nu_2}^2}{\mathcal{M}^2 + N^2} \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (5.57)$$

где $m_{\nu_1}^2$ и $m_{\nu_2}^2$ определяются из формул (5.50) и (5.52).

Для средней квадратической ошибки главных значений деформации справедливой будет следующая формула:

$$m_{E_1} = m_{E_2} = 0,5 (m_{\bullet}^2 + m_{\gamma_m}^2)^{\frac{1}{2}}. \quad (5.58)$$

В настоящей главе было получено соотношение для средней квадратической ошибки направления главных осей φ в следующем виде:

$$m_{\varphi}^2 = 0,25 \left[\left(\frac{-\gamma_2}{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \right)^2 m_{\nu_1}^2 + \left(\frac{\gamma_1}{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \right)^2 m_{\nu_2}^2 \right].$$

После учета (5.56) и значений γ_1 и γ_2 окончательно можно записать

$$m_{\varphi} = \frac{0,5 \sin^2 \alpha}{\mathcal{M}^2 + N^2} [(N + \mathcal{M} \operatorname{ctg} \alpha)^2 m_{\nu_1}^2 + (\mathcal{M} - N \operatorname{ctg} \alpha)^2 m_{\nu_2}^2]^{\frac{1}{2}}.$$

В заключение следует отметить, что полученные формулы целесообразно использовать для оценки единичных значений компонент деформации. При наличии же сети перекрывающихся треугольников более предпочтительным, на наш взгляд, является стандартное отклонение, учитывающее некоторым образом и степень неоднородности деформации.

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В НЕКОТОРЫХ ТИПИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Для изучения современных движений земной коры используют геодезические, геофизические, геоморфологические и другие методы. Наблюдения с помощью наклономеров, деформографов различной конструкции, мареографов, гравиметров дают непрерывную во времени информацию о перемещениях земной коры, и в этом большая ценность подобных наблюдений. Однако результаты этих методов в значительной степени зависят от местных условий и движений, связанных с изменением формы в результате ползучести горных пород. Кроме того, специфика таких наблюдений не позволяет получить достаточно связную картину движений для значительных площадей земной поверхности.

Основным источником информации о современных движениях служат геодезические методы определения планового и высотного положения точек земной поверхности, позволяющие выявлять не только локальные, но и региональные движения. Однако следует отметить, что специфика и трудоемкость методов геодезии приводят к дискретности результатов наблюдений, что, естественно, затрудняет анализ и интерпретацию материалов.

К настоящему времени под руководством Комиссии по изучению современных движений земной коры, инициатива создания которой принадлежит советским ученым [Булажке, 1975; Мещеряков, 1965], проделана очень большая работа, итогом которой был посвящен целый ряд международных и национальных симпозиумов. Трех основным направлениям — составлению карт вертикальных движений, исследованиям на полигонах и дрейфу континентов — посвящена обширная научная литература: специализированные сборники докладов международных и национальных симпозиумов, монографии и журнальные статьи.

Большую роль в становлении и развитии исследований по данной проблеме сыграли работы Ю. Д. Булажке, В. В. Белоусова, В. Ф. Бончковского, М. В. Гзовского, И. П. Герасимова, В. В. Данилова, А. А. Изотова, Ю. А. Косыгина, В. А. Магницкого, Ю. А. Мещерякова, Н. И. Николаева, Н. Н. Парийского, Ю. В. Ризниченко, М. А. Садовского, В. П. Солоненко, Э. Э. Фотиади, А. Л. Яншина и др.

Вторая часть работы посвящена анализу большого объема геодезических измерений в аспекте деформированного состояния земной поверхности. Следует особо подчеркнуть, что основной задачей ана-

лиза являлось изучение структуры и динамики развития процесса современного деформирования земной поверхности в тектонически различных районах.

Глава VI

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

§ 1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Изучение современных вертикальных движений земной поверхности с геотектонических позиций важно в связи с тем, что внутри литосферных плит именно подобные движения имеют доминирующее значение, ибо, как подчеркнуто в работах [Яншин, Артюшков, Шлезингер, 1977, 1979; Яншин, Гарецкий, Шлезингер, 1974], вертикальные движения создают структурные элементы земной коры и рельеф ее поверхности. Вместе с тем современные вертикальные движения весьма интенсивны и на предполагаемых границах взаимодействия между литосферными плитами [Ле Пишоп и др., 1977].

Сейчас установлено, что ни один участок земной поверхности и земной коры в целом не находится в состоянии покоя. Современная динамика геологических структур — это естественный этап тектонического развития структуры земной коры, и нет оснований считать, что современный этап в жизни Земли принципиально отличается от предыдущих [Калашникова, Магницкий, 1978].

Интерес к детальному изучению современных движений нашел отчетливое выражение в широком развитии наблюдений на геодинамических полигонах, созданных в сейсмоактивных районах нашей страны и за рубежом [Допабедов, Сидоров, 1963а, б, 1973; Курбанов, 1965; Буланже, 1965, 1969, 1975, 1976; Мещеряков, 1965, 1968; Певнев, 1968; Герасимов, 1968, 1973; Белоусов, 1969; Байкальский геодинамический полигон, 1970; Гофштейн и др., 1970; Гусева, 1970; Курбанов, Челканов, 1970; Атрушкевич и др., 1971, 1973а, б; Атрушкевич, 1972; Буланже, Лилленберг, 1973; Гисс и др., 1973; Гофштейн, Сомов, 1973; Горелов и др., 1973; Гусева и др., 1973; Жаринов, 1973; Захаров и др., 1973; Конопальцев и др., 1973; Матцова, 1973; Наумов, 1973; Вереда, 1974; Сигалов, 1974; Балавадзе и др., 1976; Никонов, 1977; и др.]. Подобные работы в своей совокупности представляют весьма перспективное направление исследования современной динамики земной коры.

Изучение количественных характеристик и физическая интерпретация современных движений позволит выяснить пространственное и временное развитие этих процессов, установить их связи с глубинным строением земной коры на полигонах, сейсмичностью, элементами тектоники и даст ключ для непосредственного понимания закономерностей и механизма их проявления во времени [Фотиади, 1975]. Однако решение подобных задач требует не только обеспече-

ния нужного количества и качества данных, но и методических исследований в тектонически разнородных районах.

За последние два десятилетия изучение современных движений геодезическими методами получило широкий размах не только на геодинамических полигонах. Интенсивно увеличивается накопление данных по повторным наблюдениям государственных геодезических сетей, позволяющих судить о средней скорости движений на больших территориях. Именно на основе таких материалов составлены карты вертикальных движений ряда районов и, в частности, карта Восточной Европы [Буланже, Лилиенберг, 1973; Кузнецова, 1973; Кашин, 1968; Лилиенберг, Сетунская, 1977; Мещеряков, 1965; Матцова, 1973; и др.].

Данные повторных нивелировок служат также источником информации для поиска связей пространственного распределения движений с геофизическими полями, геоструктурными элементами и распределением месторождений полезных ископаемых [Донабедов, Сидоров, 1963а, б; 1973; и др.].

Отмечая все это в качестве бесспорного достижения, необходимо вместе с тем иметь в виду, что, не считая отдельных пунктов, в которых установлены деформографы и наклономеры, мы до настоящего времени не знаем, как идет процесс накопления медленных деформаций отдельных участков земной поверхности, какова внутренняя структура этого процесса и в чем его отличие для разнородных тектонических областей. Поэтому насущной задачей является паспортизация тектонических районов, в частности геодинамических полигонов, по характеру и интенсивности современных деформаций, создание набора эталонных эмпирических моделей временного развития скорости и эффекта накопления деформаций для зон с различным сейсмическим режимом.

В настоящей главе по данным многолетних повторных нивелировок на некоторых геодинамических полигонах (Байкальский, Алма-Атинский и др.), а также повторных наблюдений по ряду государственных профилей (Красноярск — Иркутск, Иркутск — Чита, Улан-Удэ — Кяхта и др.) рассмотрено пространственное распределение и интенсивность современных вертикальных деформаций приповерхностной части земной коры — параметров γ и Θ , методика определения которых была изложена в первой части работы.

Область использования подобных характеристик чистой деформации земной поверхности может быть весьма широкой. Параметры γ и Θ , количественно описывающие наклоны и изгибы отдельных участков земной коры, целесообразно использовать при решении многих вопросов геотектоники, имеющих не только общетеоретическое, но и прикладное значение. В частности, использование статистических характеристик этих величин поможет классификации складчатых областей (при соответствующем накоплении регионального материала по современным вертикальным движениям), выделению зон активизированных разломов (и установлению типа деформирования), определяющих структурную позицию многих полезных ископаемых эндогенного типа, составлению карт сейсмического райо-

нирования, объективность которого повышается при учете различных проявлений сейсмогенного процесса и в первую очередь — процесса современного деформирования земной коры. Вместе с тем использование указанных параметров движений улучшит понимание процессов деформации крупных инженерных сооружений (плотин гидроэлектростанций, нефте- и газопроводов и т. п.) и будет способствовать более правильной их эксплуатации.

Следует особо остановиться на изгибовых деформациях, связанных со складкообразованием. Их роль в формировании структур верхней части земной коры в прошлые геологические эпохи хорошо известна. И поэтому решению различных задач складкообразования посвящена обширная литература, обзор которой дан в статье А. С. Григорьева, В. П. Ионкина [1972]. При развитии изгиба границы толщи, вовлеченные в подобный процесс, искривляются. Вследствие удлинения одной и укорочения другой части слоя в поперечном сечении складки по разные стороны от нейтрального слоя возникают нормальные напряжения растяжения и сжатия, величина которых прямо пропорциональна расстоянию рассматриваемой точки поперечного сечения от нейтрального слоя [Беляев, 1976; Федосьев, Филин, 1975].

Однако в общем случае изгиба в поперечном сечении структуры действуют не только изгибающие моменты, как при чистом изгибе, но и поперечные силы (например, в результате дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков фундамента). Последние стремятся сдвинуть одну часть структуры относительно другой в направлении, перпендикулярном оси структуры. Поэтому поперечные силы вызывают в плоскости поперечного сечения касательные напряжения. Однако в силу закона парности касательных напряжений в структуре возникают и касательные напряжения, действующие вдоль ее оси, параллельно нейтральной плоскости, стремящиеся сдвинуть горизонтальные слои друг относительно друга. При этом в самых верхних и нижних слоях структуры, вовлеченной в изгиб там, где нормальные напряжения от изгибающего момента имеют наибольшие значения, касательные напряжения равны нулю. Для сечений структуры, у которой ширина по всему сечению остается примерно постоянной, касательные напряжения максимальны в нейтральном слое [Филин, 1975].

Многие обычные комплексы горных пород образуют слоистые системы. Типичными примерами тому в осадочных толщах являются тонкие слои песчаников в аргиллитах, а в областях метаморфизма — слои кварцита среди сланцев или мраморов. В результате действия сжимающих тангенциальных усилий на такие комплексы пород более податливые слои будут испытывать существенное однородное сокращение размеров в направлении сжатия, в то время как слои, наиболее сопротивляющиеся деформации (с повышенной вязкостью), так называемые компетентные слои, будут стремиться изогнуться в складки.

Теоретическое толкование этой проблемы может состоять в том, что как вмещающая среда, так и компетентный слой могут трактоваться как вязкие материалы. М. А. Био [Ферхуген и др., 1974],

папример, показал, что если рассматривать изгиб пластины толщиной h и вязкостью η , заключенной в среду с более низкой вязкостью η_1 , то при сжатии в плоскости слоистости развивается продольный изгиб с «доминирующей длиной волны», не зависящей от сжимающих усилий

$$L = 2\pi h \left(\frac{\eta}{6\eta_1} \right)^{\frac{1}{3}}.$$

Согласно этой теории так же ведут себя и пачки из n слоев, с легким скольжением между ними. Такая пачка образует складку с доминирующей длиной волны

$$L = 2\pi h \left(\frac{n\eta}{6\eta_1} \right)^{\frac{1}{3}}.$$

Характерно, что в обоих случаях увеличение мощности слоев вызывает возрастание длины волны продольного изгиба. В действительности формы складок, возникающие при продольном изгибе, чрезвычайно разнообразны, поскольку характер деформирования в изогнутом слое зависит от механических свойств вещества.

Как уже было отмечено, в компетентных слоях происходит складкообразование, некомпетентная же среда приспособливается к новой форме залегания и заполняет пространство между сокращающимися или растягивающимися компетентными слоями. Однако, как было показано М. В. Гзовским [1975], при продольном сжатии могут развиваться не только складки продольного изгиба, но и качественно отличные складки продольного сплющивания.

Изгибовые деформации возникают в слоистых толщах и в результате поперечного изгиба, например, при дифференцированных вертикальных движениях блоков фундамента. Напряжения, приводящие к образованию подобных складок, неоднородны, а сжимающих усилий в плоскости изгибающегося слоя в таком случае нет. Для складок подобного генезиса характерна моносинклинальная или коробчатая форма. При этом в крутых частях складок вследствие их растягивания над границами блоков фундамента должно происходить уменьшение мощности слоев. Возможны и другие структуры изгибового типа — складки изгиба со скольжением, скольжения или скальвания [Ферхуген и др., 1975].

Таким образом, изгибовые деформации земной коры, широко развитые в прошлые геологические эпохи, зафиксированы в различных типах наблюдаемых складчатых структур. Что же касается современного процесса деформирования верхней части земной коры, то исследования изгиба по данным повторных нивелировок до настоящего времени не проводились. Как уже отмечалось, основное внимание при анализе вертикальных движений уделялось их относительной скорости при разном начале координат в различных районах и градиенту в горизонтальном направлении. В последующих параграфах настоящей главы наравне с наклонными земной поверхности рассматриваются и современные изгибовые деформации.

§ 2. БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ ТЕРРИТОРИИ

Количественные характеристики современных деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий представляют особый интерес. Рифтовые системы мира являются одним из важнейших объектов исследования. Данные подобных исследований важны для решения принципиальных вопросов тектонического развития земной коры континентов и океанов, в частности для проверки идей новой глобальной тектоники. Подавляющая часть исследователей считает, что в процессе образования и развития рифтовых систем основополагающую роль играют силы растяжения. Однако в настоящее время подобные представления базируются только на косвенных данных и все еще остаются на уровне умозрительных схем и пока не достигнуто понимания ни масштабов действия и природы этих сил, ни даже характера деформаций верхней части земной коры в подобных зонах.

Вопрос о современных деформациях земной поверхности рифтовой зоны может быть решен достаточно полно на основе повторных наблюдений государственных геодезических сетей, нивелирующих и связывающих противоположные берега Байкала. Повторные наблюдения рядов триангуляции в районе о-ва Ольхон и с. Посольского могли бы принести исключительно ценные сведения о современном развитии Байкальской рифтовой зоны. Однако вопрос о их перенаблюдении все еще находится в стадии обсуждения. Поэтому мы вынуждены ограничиться только данными вертикальных перемещений по ряду профилей, секущих рифтовую зону и прилегающие к ней территории [Колмогоров, Колмогорова, 1968, 1975а, б; и др.].

1. Усть-Селенгинская депрессия. Этот район является одним из наиболее сейсмически активных участков Байкальской рифтовой зоны. В геолого-геофизическом отношении он хорошо изучен, и особенности его строения и исторического развития подробно освещены во многих работах [Замараев, 1962; Солоненко и др., 1969; Хромовских, 1965; и др.].

Начиная с 1968 г. по профилю, секущему южную часть северо-восточного склона упомянутой депрессии, В. Г. Колмогоровым проводятся высокоточные нивелировки [Байкальский геодинимический полигон, 1970; Колмогоров, Колмогорова, 1975; и др.]. Профиль протяженностью 36 км начинается у ст. Селенга и оканчивается в непосредственной близости от Дельтового разлома у с. Кудара. Анализ наблюдений показывает, что первая половина профиля слабо подвизжна относительно репера у ст. Селенга и смещения, как правило, не превышают ошибки наблюдений [Боровик и др., 1974]. Поэтому мы ограничились рассмотрением вертикальных деформаций только во второй половине профиля, примыкающей к оз. Байкал.

Как видно из рис. 6.1, на всем участке от 10-го до 16-го репера скорость наклона в два раза превышает скорость изгибовой деформации. При этом наклон на протяжении всего профиля сохраняет

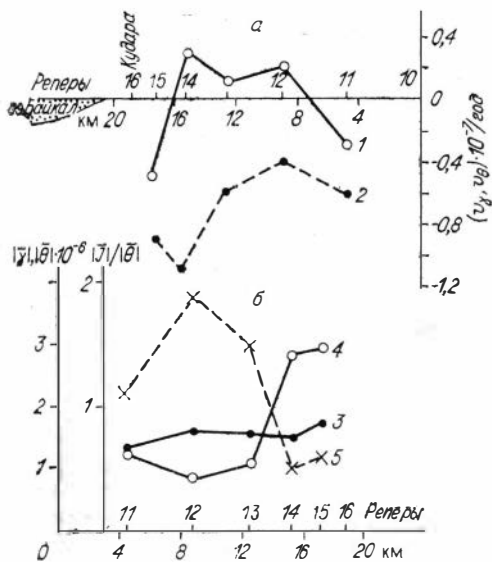


Рис. 6.1. Среднегодовая скорость накопления деформаций наклона и изгиба земной поверхности (а) и их среднегодовой модуль (интенсивности) (б) по Селенгинскому профилю Байкальского полигона за 1968—1976 гг. 1 — скорость накопления изгиба; 2 — скорость накопления наклона; 3 — интенсивность наклона; 4 — интенсивность изгиба; 5 — отношение интенсивности наклона к интенсивности изгиба.

один и тот же знак, а начиная с 12-го репера он резко возрастает, достигая максимальной величины в окрестности 14-го репера. Скорость изгибовой деформации знакопеременна вдоль профиля, ее наибольшее значение также приурочено к предразломному участку.

Из сравнения годовой интенсивности деформаций (рис. 6.1, б) видно, что в окрестности каждого репера наклон остается примерно одинаковым, лишь слегка увеличиваясь к предразломному участку. Что касается годовой интенсивности изгибовой компоненты, то в непосредственной близости от Дельтового разлома она возрастает в три раза относительно ее значений на остальной части профиля. Вместе с тем ее интенсивность здесь в два раза превышает интенсивность сдвига.

Изменение характера деформаций в пространстве в общем случае может быть объяснено двумя причинами. Детерминированные глубинными процессами деформации верхней части земной коры проявляются опосредованно через сформировавшиеся в процессе ее исторического развития структурные элементы. В пределах сравнительно небольших территорий глубинные нагрузки можно считать примерно одинаковыми, тогда распределение аномалий деформации будет обусловлено различием физико-механических свойств горных пород и связано, в частности, со способностью последних к развитию трещинообразования, пластичности и т. п. С другой стороны, пространственное распределение деформаций может быть непосредственным следствием изменения интенсивности глубинных нагрузок, реологические свойства вещества в таком случае могут играть второстепенную роль.

Для территории Усть-Селенгинской депрессии, видимо, более вероятным является предположение о перестройке напряженного состояния коры в районе Дельтового разлома, об этом свидетельствует и наличие в дельте р. Селенги землетрясений с различным механизмом очагов [Боровик и др., 1974].

Таким образом, в зоне этого разлома происходит аномальное относительно других частей Усть-Селенгинской впадины накопле-

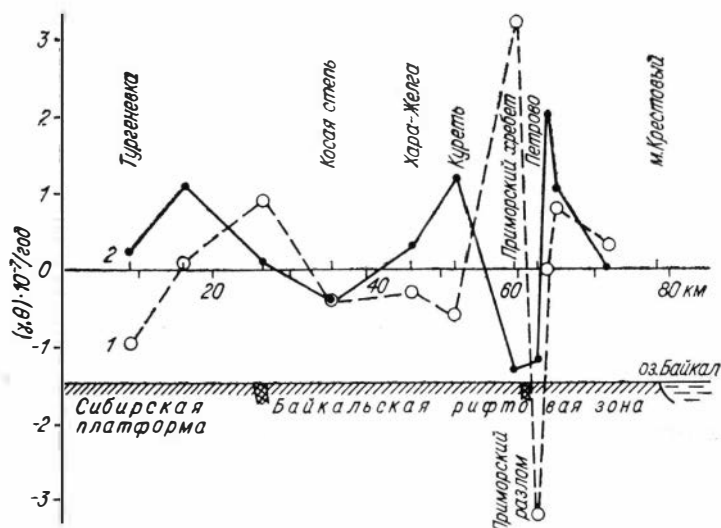


Рис. 6.2. Среднегодовая скорость накопления деформаций земной поверхности по Ангинскому профилю Байкальского полигона за 1967—1972 гг.

1 — изгиб; 2 — наклон.

ние вертикальных деформаций наклона и изгиба. При этом годовая интенсивность изгибовой деформации значительно выше, чем наклона, однако постоянная однонаправленность последнего приводит к более быстрому его накоплению во времени.

II. Граница Сибирской платформы с рифтовой зоной. Ангинский профиль повторного нивелирования начинается в непосредственной близости от берега Байкала на мысе Крестовском и сечет ряд крупных геоморфологических элементов: Прибрежную возвышенность, Маломорское понижение, Приморский хребет, северо-западный склон которого постепенно сливается с Онотской возвышенностью и, наконец, выходит в районе с. Баяндай в Мензурское понижение Сибирской платформы [Колмогоров, Колмогорова, 1970]. Между реперами «Приморский хребет» и «Петрово» (рис. 6.2) проходит Приморская ветвь Обручевского сброса, заложение которой относится к нижнему протерозою. Неоднократные метаморфические процессы, связанные с многократными подвижками, свидетельствуют о том, что активизация захватывала Приморский разлом неоднократно [Шерман, 1975].

В настоящее время зона этого разлома подвержена более интенсивным деформациям, чем другие участки профиля. Особенно значительна здесь изгибовая составляющая вертикальных деформаций. Высокая скорость накопления деформаций присуща всему Приморскому хребту и Маломорской депрессии. При этом хребет вытягивается «вверх», а депрессия прогибается «вниз». Достоверные значения скорости накопления деформаций обнаруживаются на гра-

нице Сибирской кайнозойской платформы с рифтовой зоной [Солоненко и др., 1968].

Количественные значения наклона земной поверхности Приморского хребта и Маломорской впадины сопоставимы между собой. Обе эти структуры с одинаковой скоростью за период с 1967 по 1972 г. систематически наклонялись в сторону оз. Байкал. Западная же часть Прибрежной возвышенности и Куретская впадина имели противоположный наклон. Подобно последним наклонялись и значительно изгибающиеся юго-восточные участки Сибирской платформы.

Полученные данные свидетельствуют о том, что характер современных деформаций земной поверхности северо-западного и юго-восточного берегов Байкала в направлении, перпендикулярном простиранию рифта, различен. Юго-восточный берег с небольшими локальными изгибами в целом систематически наклоняется к осевой части впадины. При этом скорость наклона в среднем увеличивается с приближением к берегу озера. Западное Прибайкалье деформируется иначе. Здесь нет региональной составляющей деформации. Направление наклона и знак локальных изгибов изменяются несколько раз на протяжении 80 км от берега Байкала. Это приводит к своеобразному «гофру» поверхности.

III. Южная часть Сибирской платформы. Профиль Красноярск — Иркутск проходит вдоль железнодорожной магистрали и пересекает юго-западную окраину Сибирской платформы [Колмогоров, Колмогорова, 1968]. Исходными данными для определения деформаций земной поверхности служили результаты нивелировок, выполненных геодезической службой нашей страны в 1937—1943 гг. Компоненты изгиба (Θ) и наклона (γ) определялись по данным повторных нивелировок 1961—1965 гг. по методике, изложенной в гл. IV (рис. 6.3).

На рассматриваемой территории выделяются пять аномалийных зон достоверных деформаций. Подобные зоны, за исключением Канско-Тайшетской, имеют примерно одинаковую длину порядка 75—90 км и четко разделены недеформируемыми зонами несколько большего масштаба — 100—130 км.

Балай-Заозерная активизированная зона простирается по участкам юрских и девонских отложений. Нивелирный профиль здесь почти субширотен и в районе п. Заозерный сечет продолжение глубинного разлома, имеющего северо-западное направление. Величина накопленных деформаций, находящаяся на грани ошибок в районе п. Балай ($1,2 \cdot 10^{-6}$), увеличивается в районе п. Заозерный до средней ($4 \cdot 10^{-6}$).

Вторая весьма слабо активизированная зона, протяженностью около 100 км, расположена между Канском и Тайшетом. Первая ее часть проходит по южному борту юрских отложений Канско-Тасеевской впадины и затем сечет прерывисто распространенные девонские и ордовикские отложения. Деформирование верхних горизонтов коры здесь начинается непосредственно в районе разлома, проходящего несколько восточнее г. Канска. Однако деформация дости-

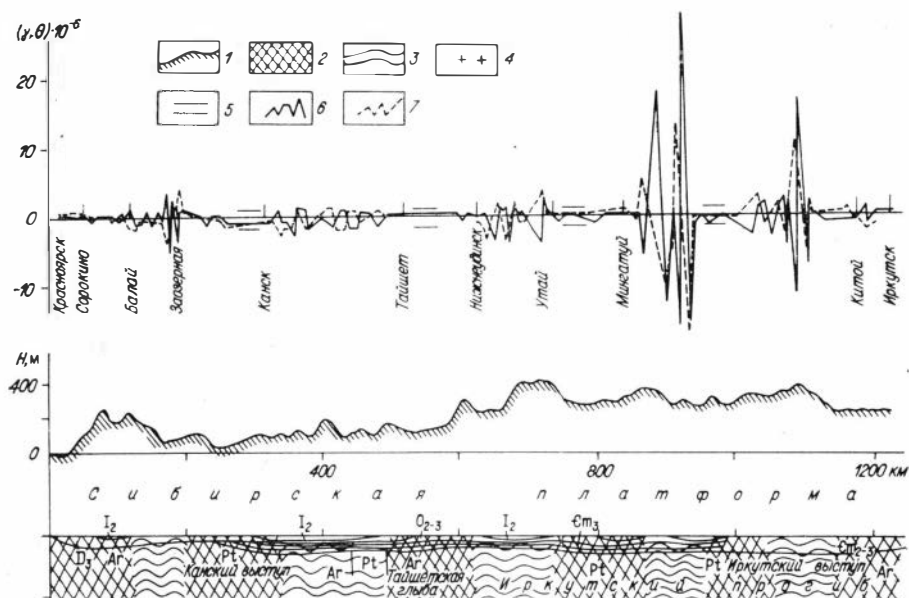


Рис. 6.3. Современные деформации изгиба (Θ) и наклона (γ) земной поверхности по профилю Красноярск — Иркутск за период с 1937—1943 по 1961—1963 гг.

1 — рельеф по профилю; 2 — недеформируемые блоки; 3 — активизированные зоны в верхней части коры; 4 — граниты; 5 — границы достоверных значений γ и Θ ; 6 — изгиб; 7 — сдвиг.

гает всего $2 \cdot 10^{-6}$, а местами находится в пределах ошибок определения. Указанные слабо активизированные участки поверхности разделены зоной полного отсутствия деформирования. В плановом отношении к последней приурочен Канский выступ фундамента Сибирской платформы.

Следующая активизированная зона протяженностью 85 км располагается между Нижнеудинском и п. Утай (см. рис. 6.3). Этот участок профиля северо-запад — юго-восток проходит по юрским отложениям северо-западной части Иркутского прогиба и только своим юго-восточным концом захватывает ордовик. Накопленный эффект деформаций здесь также незначителен — $2 \div 4 \cdot 10^{-6}$, однако заметно выше, чем в зоне Канск — Тайшет. По обеим сторонам зоны Нижнеудинск — Утай располагаются участки полного отсутствия деформаций — Тайшет — Нижнеудинск и Утай — Мингатуй. Следует заметить, что первый из них (участок профиля) имеет направление, параллельное простиранию поверхностных структур.

Наибольший интерес вызывают две следующие зоны, названные нами Мингатуйской и Черемховской, разделенные спокойным участком. Накопленные за 22-летний период времени параметры изгиба и наклона в первой из них достигли $30 \cdot 10^{-6}$, во второй — $17 \cdot 10^{-6}$. Подобный уровень деформаций обусловлен, видимо, активностью современных глубинных процессов в зонах контакта структур кри-

таллического фундамента платформы. По данным К. А. Савинского [1964] и Э. Фотиади [1967], в районе несколько восточнее г. Черемхово стыкуются глубинные разломы, ограничивающие древнюю Ангарскую глыбу от Присаянского мобильного пояса [Савинский, 1964]. Видимо, этот контакт на современном этапе является весьма активным.

Однако, как уже было отмечено, зоной самых больших деформаций является территория, расположенная восточнее п. Минга-туй. Рассматриваемый профиль здесь проходит по юрским отложениям Иркутского прогиба. Активность этой территории, видимо, также связана с зоной разрывных нарушений фундамента платформы, простирающейся вплоть до границы Иркутского выступа фундамента [Савинский, 1964].

Таким образом, рассмотренные данные по профилю Красноярск — Иркутск показывают, что поле современных деформаций земной поверхности южной части Сибирской платформы характеризуется четкой морфологической зональностью — чередованием деформируемых и недеформируемых участков. Подобная зональность, видимо, обусловлена, в первую очередь, активностью зон разломов кристаллического фундамента платформы и опосредуется через строение осадочного чехла прилегающих к ним участков. Следует особо подчеркнуть исключительно высокую активность юго-восточных зон (Мингатуйской и Черемховской) по сравнению с северо-западными зонами профиля.

По профилю Иркутск — Качуг, простирающемуся в северо-восточном направлении субпараллельно Байкалу, деформации недостоверны. Только в трех небольших зонах их значения выходят за пределы ошибок. Однако из-за большого расстояния между реперами в этой части профиля (до 25 км) и малых значений параметров γ и Θ их приуроченность к тектоническим структурам не рассматривалась.

IV. Р и ф т о в а я з о н а и З а п а д н о е З а б а й к а л ь е. Профиль Слюдянка — Чита пересекает Байкальскую рифтовую зону и Забайкальскую глыбово-волновую зону [Солоненко и др., 1968; и др.]. Уч. Слюдянка — Татаурово, имеющий протяженность свыше 400 км и проходящий субпараллельно простиранию рифтовой зоны, деформируется весьма слабо (рис. 6.4). Здесь выделяются только две достаточно узкие аномалийные зоны (*I* и *II*), приуроченные к бортам Усть-Селенгинской и Селенгино-Итанцинской впадин, разделенных Твороговским поднятием. Селенгино-Итанцинская впадина хотя и является пограничной структурой в системе Байкальского рифта, но не подвержена современным деформациям. Однако ее восточный борт, ограничением которого является Татауровский надвиг, совпадает с началом мощной Татаурово-Улан-Удинской зоны современных деформаций. Профиль здесь проходит перпендикулярно рифтовой зоне. Скорость деформаций достигает $1 \cdot 10^{-6}$ /год (см. табл. 6.1). Видимо, названная зона деформаций обусловлена не только собственно вертикальными движениями блоков коры, но и горизонтальными, формирующими надвиг в бортовой зоне Селенгино-Итанцинской впадины.

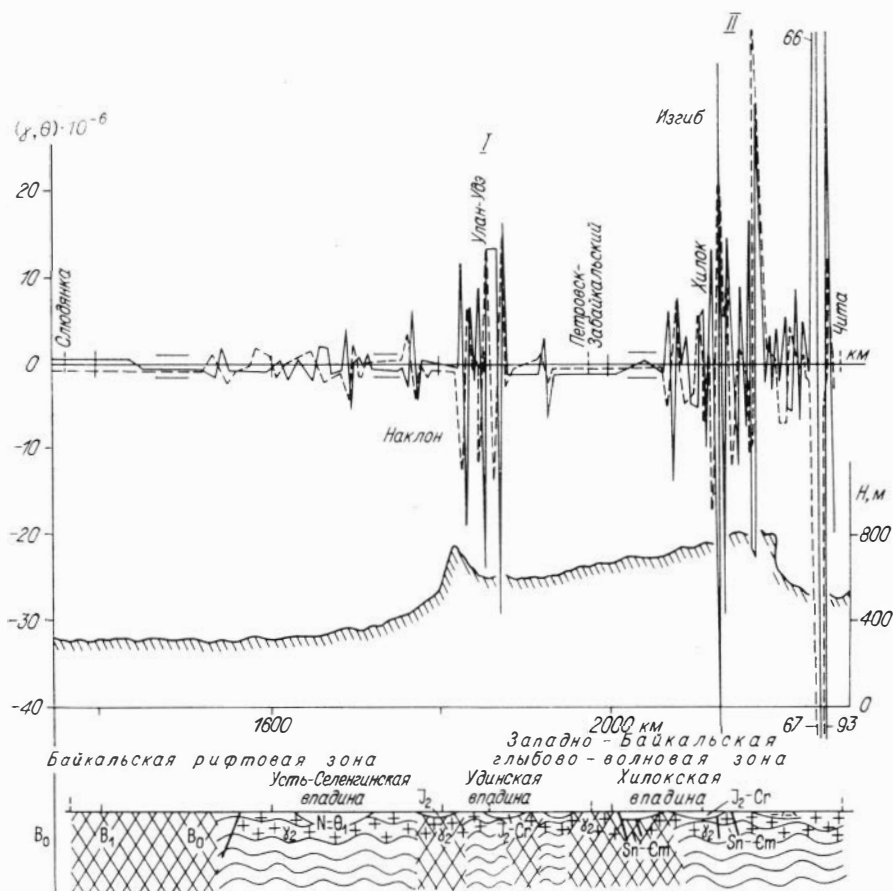


Рис. 6.4. Значения деформаций изгиба (θ) и наклона (γ) земной поверхности по профилю Слюдянка — Чита за период с 1937—1943 по 1961—1963 гг. Усл. обозн. см. рис. 6.3.

Восточнее описанной зоны между Удинской и Хилокской впадинами располагаются два недеформируемых блока, разделенных непротяженной зоной деформации со скоростью $3 \cdot 10^{-6}$ /год, приуроченной к зоне разлома. Еще более мощная зона современных деформаций протяженностью порядка 200 км относится к районам Хилокской и Могзонской впадин. Ее начало совпадает примерно с западным бортом Хилокской впадины. В самой зоне достаточно четко выделяются два участка пониженной интенсивности деформирования, соответствующие в плане собственно упомянутым впадинам. Наибольшая же скорость деформирования (до $4 \cdot 10^{-6}$) относится к восточной части Могзонской впадины к району Яблонового хребта. Видимо, процесс развития этого района идет в сторону усложнения поля структур в связи со значительными изгибовыми деформациями, обуславливающими зоны растяжения и сжатия.

V. Юго-Восточная часть Забайкалья. В районе рассмотрены четыре профиля: Кяхта — Жемчуг, Кяхта — Улан-Удэ, Кяхта — Баляга и Хилок — Оловянная. В ряде мест эти линии не совсем уверенно привязаны к местности, что затрудняет сопоставление зон деформации, выделенных на профилях, с тектоническими структурами, хотя общее соотношение подобных зон в поле тектонических структур не вызывает сомнения. Три зоны достоверных деформаций наклона и изгиба по профилю Кяхта — Жемчуг достаточно уверенно отождествляются с зонами разломов. Единственная зона деформаций по профилю Кяхта — Баляга приурочена к зоне разломов в районе между Урлукской и Кударинской впадинами. На остальной части профиля наблюдаются большие разрывы между сохранившимися реперами из первоначальной нивелировки.

Весьма большая интенсивность деформирования со скоростью $0.8 \cdot 10^{-6}$ /год наблюдается на трех участках профиля Хилок — Оловянная. Они также приурочены к известным зонам разломов, в частности I — к Монголо-Ойотскому, а III — к Ойон-Туранскому (примерно половина этого профиля имеет почти южное простирание, половина — северо-восточное).

Определенный интерес вызывает профиль Кяхта — Улан-Удэ, проходящий по Боргойско-Гусино-Иволгинской системе впадин [Солоненко и др., 1969]. По данным ряда исследователей [Замараев, 1962; Флоренсов, 1960; Солоненко и др., 1969], не вызывает сомнения, что в кайнозой здесь происходили значительные перемещения и деформации. Наличие сейсмогенных структур, выделенных В. С. Хромовских [Солоненко и др., 1969], и современная сейсмическая активность являются показателем живой тектоники этого района. Кайнозойская активность присуща не только главным линейам Гусино-Удинской системы разломов, но и оперяющим разрывам. Однако вдоль профиля Кяхта — Улан-Удэ, пересекающего Гусино-Иволгинскую систему, за период с 1937 по 1971 г. не произошло накопления ни изгибовых деформаций, ни наклона. Не исключено, что отсутствие деформаций объясняется тем, что его направление субпараллельно основным структурам данного района, в основном определяющим поле современных деформаций.

VI. Северо-восточная часть рифтовой зоны. Профиль Спицино — Чара, совпадающий в районе р. Куанды с трассой БАМ, пересекает Муйско-Чарскую горную перемычку и северо-восточной частью входит в Чарскую впадину. Зоны сочленения Чарской и Куандипской впадин с Муйско-Чарской горной перемычкой здесь четко фиксируются минимумом интенсивности деформации наклона. На перемычке и во впадинах наклон достигает максимальных значений. Деформация изгиба недостоверна по всему профилю за исключением зоны сочленения Куандинской впадины с горной перемычкой (рис. 6.5).

Приведенные результаты исследований позволяют сделать следующие выводы.

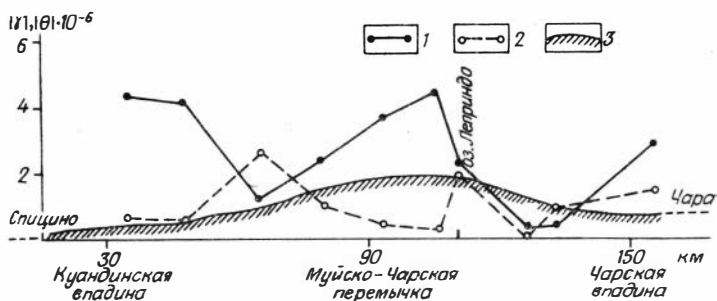


Рис. 6.5. Значения деформаций изгиба (Θ) и наклона (γ) земной поверхности по профилю Спичино — Чара за 1968—1972 гг.
1 — наклон; 2 — изгиб; 3 — рельеф по профилю.

1. Систематическое увеличение деформации наклона земной поверхности Усть-Селенгинской депрессии к осевой части оз. Байкал может быть объяснено как отражение продолжающегося в настоящее время растяжения этой территории в направлении, перпендикулярном ее простиранию. Однако в Западном Прибайкалье в зоне Приморского разлома и примыкающих к нему структур подобные признаки отсутствуют. Здесь пространственное распределение вертикальных деформаций в том же направлении скорее всего соответствует другому механизму деформации, связанному либо с горизонтальным сжатием, обусловленным, возможно, разворотом Сибирской платформы против часовой стрелки [Есиков, Панкрушин, 1969], либо с упором внедрившегося на границе платформы вещества астеносферы и растекающегося в юго-восточном направлении [Пузырев, Крылов, 1977].

2. Южная часть Сибирской платформы в современную эпоху характеризуется определенной зональностью деформаций, объясняемой приуроченностью подобных зон к системам глубинных разломов. Заслуживающими детального изучения здесь являются два участка (Мингатуйский и Черемховский) особенно интенсивных накоплений деформаций. Они в плане соответствуют поперечному сечению субмеридиональных зон аномалий гравитационного и магнитного полей, имеющих прямое отношение к зонам глубинных разломов фундамента, ограничивающих древнюю Ангарскую глыбу.

3. Скорость современных деформаций не всегда может быть принята безусловным индикатором сейсмоактивности того или другого района (табл. 6.1). Примером тому служит наличие на асейсмичной Сибирской платформе упомянутых выше зон со среднегодовой скоростью деформаций, на порядок превышающей таковую в сейсмически активной Селенгинской впадине. Иными словами, на ряде участков Сибирской платформы современные деформации верхней части земной коры накапливаются значительно быстрее, чем в Байкальской рифтовой зоне. Видимо, свойствами пластичности деформирования в большей степени обладают определенные осадочные толщи платформенной области.

Максимальная годовая скорость современных деформаций изгиба и наклона приповерхностной части земной коры по профилям Байкальской рифтовой зоны и сопредельным территориям

Профиль	Название или номер зоны деформаций	Скорость максимальных деформаций	Период
Селенгинский	В среднем по профилю	$1 \cdot 10^{-7}$	1968—1976
Ангинский	» »	$3 \cdot 10^{-7}$	1967—1972
Гремячинский	» »	$3 \cdot 10^{-6}$	1973—1976
Красноярск — Иркутск	Балай-Заозерная	$2 \cdot 10^{-7}$	С 1937—1943 по 1961—1965
	Канск-Тайшетская	$1 \cdot 10^{-7}$	
	Нижнеудинск-Утайская	$2 \cdot 10^{-7}$	То же
	Мингатуйская	$1 \cdot 10^{-6}$	»
Слюдянка — Чпта	Черемховская	$0,8 \cdot 10^{-6}$	»
	I	$2 \cdot 10^{-7}$	С 1937—1943 по 1961—1965
	II	$3 \cdot 10^{-7}$	
	Татаурово — Улан-Удпнская	$1 \cdot 10^{-6}$	То же
Хилок — Оловянная	III	$3 \cdot 10^{-6}$	»
	Хилок-Могзонская	До $4 \cdot 10^{-6}$	»
	I (Малханская)	$5 \cdot 10^{-7}$	1938—1972
Баляга — Кяхта	II (Борщовочная)	$8 \cdot 10^{-7}$	1938—1972
	Урлукско-Кударинская	$2 \cdot 10^{-7}$	1937—1971
Кяхта — Улан-Удэ	Нет	0	1937—1971
Иркутск — Качуг	В среднем по профилю	$1 \cdot 10^{-7}$	1938—1970
Кяхта — Жемчуг	» »	$2 \cdot 10^{-7}$	1937—1971
Спицино — Чара	» »	$0,7 \cdot 10^{-6}$	1968—1974

4. Скорость современных деформаций в южной части Байкальской рифтовой зоны на порядок ниже, чем на трассе БАМ.

5. Исключительно высокой скоростью современных деформаций изгиба и наклона охвачена Хилок-Могзонская зона (см. табл. 6.1), относящаяся к Забайкальской глыбово-волновой зоне. Видимо, современный процесс здесь наследует тип интенсивных изгибовых деформаций кайнозоя.

II в заключение отметим, что процесс необратимых изменений макроформы особенно сложных по структуре тел связан с нарушением внутренней сплошности материала в результате возникновения множества локальных микроразрывов, что в конечном счете приводит к постепенному разрыхлению материала [Кузнецова, 1969; Ержанов и др., 1970; Маклинток, 1976; Роней, 1976; и др.] и, следовательно, к увеличению его проницаемости. Поэтому выделение зон интенсивных деформаций, учитывая, что современные деформации, как правило, наследуют деформации прошлых геологических эпох, имеет важное прогностическое значение в связи с тем, что подобные зоны могут служить каналами миграции флюидов и, в частности на Сибирской платформе, миграции нефти из ее северных районов в южные [Савинский, 1964].

§ 3. ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ИЛИЙСКОЙ ВПАДИНЫ С ЗАИЛИЙСКИМ АЛАТАУ

Алма-Атинский геодинамический полигон, территориально охватывающий Алма-Ату и его окрестности [Атрушкевич, 1972; Атрушкевич и др., 1973а, б; Остропико и др., 1976; и др.], расположен на стыке двух различных геотектонических областей. На юге его профили пересекают северный склон передового в Северном Тянь-Шане хребта Заилийского Алатау, а на севере — Илийскую межгорную впадину.

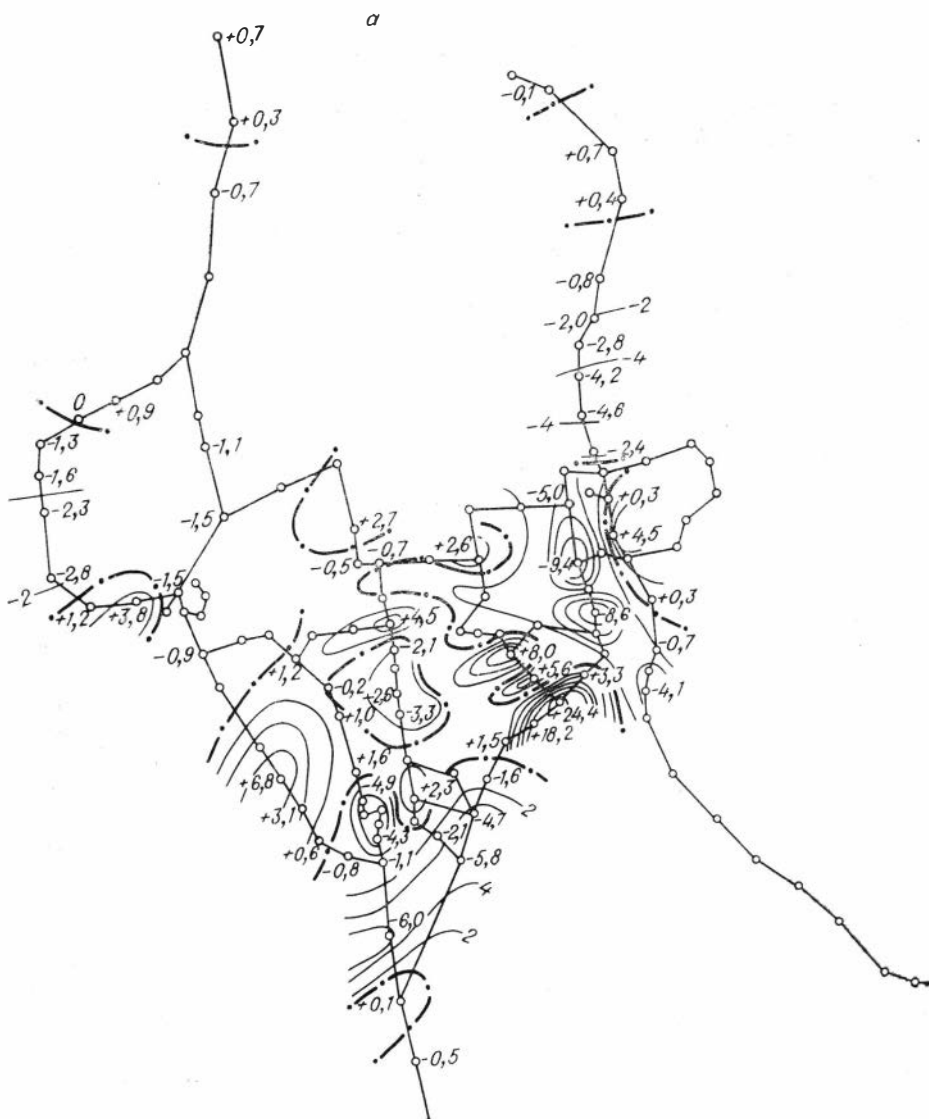
В связи с производством планомерных среднemasштабных геологических съемок и широкой постановкой работ по изучению глубинного строения при помощи комплекса средств разведочной геофизики и сейсмологии геологическое строение района освещено довольно широко [Альтер и др., 1973; Куликовский, 1974; Уразаев и др., 1974, 1976; Певзнер и др., 1975; Паталаха, Чабдаров, 1976]. Наиболее полная сводка данных по геологическому строению рассматриваемой территории, последовательно изложенная с единой геотектонической позиции, содержится в трудах Г. Н. Щербы [1970, 1975].

В пределах Илийской впадины выделяется ограниченный разломом Алма-Атинский прогиб, пространственно почти полностью совпадающий с территорией города [Певзнер и др., 1975]. Глубина погружения фундамента под городом колеблется от 1 до 4 км, в южной части он наиболее приближен к поверхности. Тектоническое строение характеризуется большим числом разломов разного ранга, которые объединяются в Северо-Тянь-Шаньскую зону глубинных разломов восток — северо-восточного простирания. Отдельные разломы этой зоны заложены в допалеозое и проникают, видимо, через всю кору (50—55 км). Большая часть разломов подновлена в результате новейших движений [Куликовский, 1974].

Анализ относительной скорости современных вертикальных движений реперов на Алма-Атинском геодинамическом полигоне в виде карт и по профилям вкрест простирания основных структур показал мелкоблоковость структуры фундамента и позволил выявить некоторые особенности движений. В частности, установлено, что в целом земная кора на Алма-Атинском полигоне испытывает дифференцированные восходящие движения. Градиент скорости направлен с севера на юг. Выявлены также колебательные движения, возможно, связанные с подготовкой сильного землетрясения [Атрушкевич, 1972; Остропико и др., 1976].

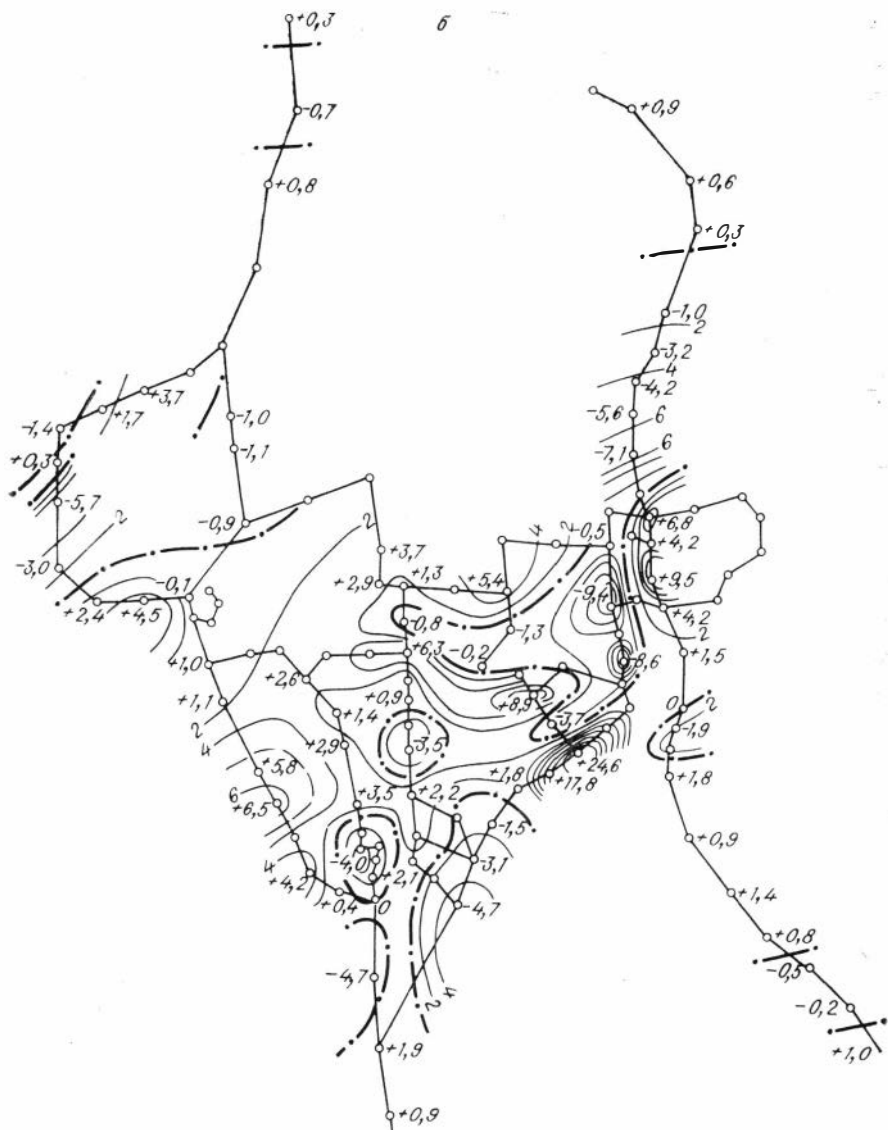
Однако исследования чистой деформации земной коры с целью выяснения ее интенсивности и латерального распределения аномалий, характера их развития во времени не проводилось.

Для выяснения этих вопросов по данным восьмикратных повторных нивелировок (1967—1975 гг.) нами составлены схемы годовых значений изгибовой деформации и наклона вертикального разреза земной коры по субмеридиональным профилям за периоды 1967—1968, 1968—1969, ..., 1974—1975 гг., а также схемы алгебраи-



чески накапливаемого эффекта этих параметров относительно 1968 г.—1968—1969, 1968—1970, ..., 1968—1975 гг. Исходным репером для определения скорости вертикальных движений (начала координат) служил для всех профилей и эпох наблюдений репер № 656 [Атрушкевич, 1972]. Остановимся вначале на вопросе точности определения компонент деформации.

Средняя квадратическая случайная ошибка определения превышения на 1 км нивелирного хода, выполненная по разности прямых и обратных измерений с применением однофакторного диспер-



сионного анализа, вычисленная П. А. Остропико, для выборки по всему полигону и по каждому профилю в отдельности, а также по невязкам замкнутых ходов за все годы наблюдений не превышает $\pm 0,52$ мм/км. Систематическая погрешность составляет примерно $\pm 0,08$ мм/км. Поскольку среднее расстояние между реперами полигона примерно 1,2 км, то согласно формуле (5.24) средняя квадратическая ошибка параметров γ и Θ оценивается в среднем величиной порядка $\pm 0,4 \cdot 10^{-6}$.

Рассмотрим особенности латерального распределения параметров γ и Θ . На территории Алма-Аты выделяется более десятка

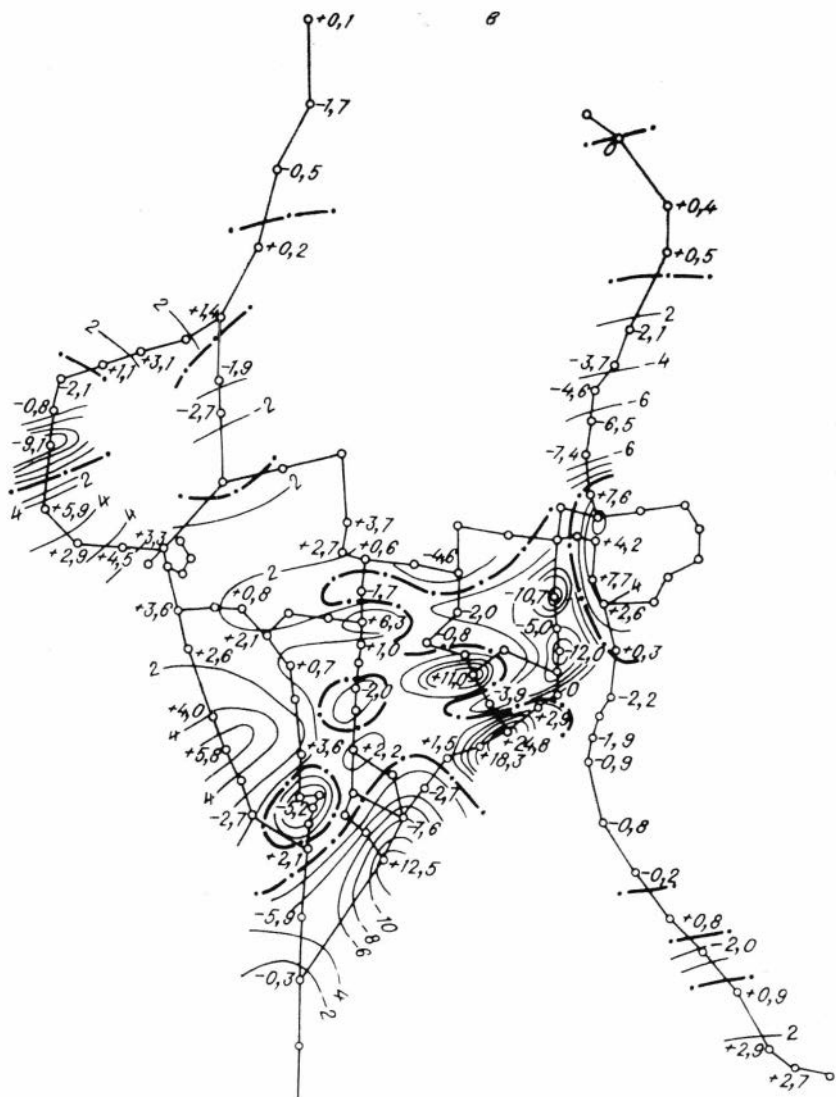


Рис. 6.6. Схемы наклонов земной поверхности на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.

Периоды, годы: а — 1968—1971, б — 1968—1973, в — 1968—1975.

локальных блоков с повышенной деформацией накапливаемого эффекта наклона интенсивностью $5 \div 25 \cdot 10^{-6}$ (рис. 6.6). Чтобы рассмотреть характер его изменения во времени, на каждый участок составлены графики (рис. 6.7), где изображен ход аномалий наклона, рассчитанных как $\gamma_a = \gamma_{\text{набл}} - \gamma_{\text{ср}}$, где γ_a — значение аномалии сдвига; $\gamma_{\text{набл}}$ — рассчитанное значение; $\gamma_{\text{ср}}$ — среднее значение для всего полигона.

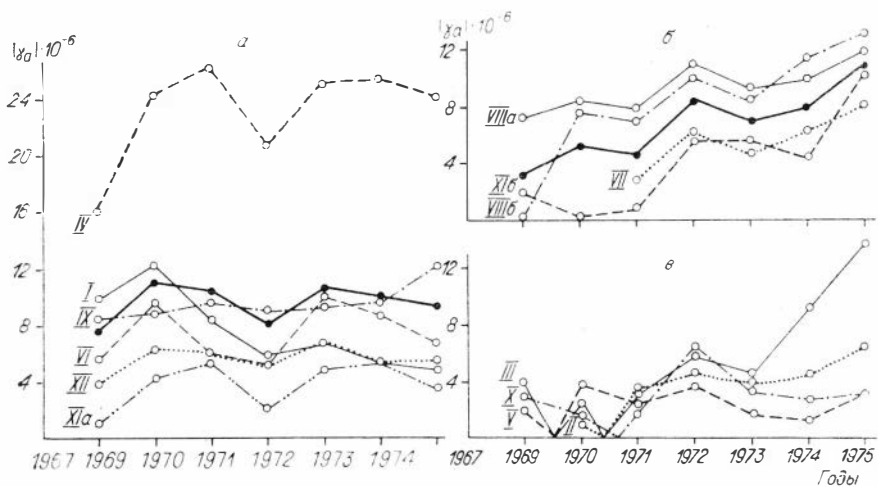


Рис. 6.7. Развитие во времени абсолютных значений аномалий наклона на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.

Участки: а — с постоянным положительным наклоном, б — с постоянным отрицательным наклоном, в — на которых накопленный эффект в первые годы менял знак. Жирные линии — средние значения. Римские цифры — номера аномалий наклона по рис. 6.13.

По характеру развития во времени накапливаемого эффекта можно выделить три типа небольших блоков (см. рис. 6.7).

Поскольку все вычисления выполнены при одном и том же направлении оси x (север — юг), то знак сдвига приобретает определенный геометрический смысл, а именно смена знака в пространстве означает изменение характера деформации отдельных структур. Если же знак меняется во времени на одном и том же участке, то это свидетельствует об изменении внешних по отношению к данному участку нагрузок.

Поэтому вполне вероятно, что изолинии нулевых значений интенсивности деформаций, особенно если пространственное положение подобных линий достаточно устойчиво во времени, являются отражением некоторых границ блоков коры. Возможно, что верхние горизонты коры с различным знаком деформирования отличаются по пластическим свойствам вещества в латеральном направлении. Вместе с тем нулевые изолинии могут отражать и границы в общем однородных блоков, если эти границы являются ослабленными зонами разломов.

Необходимо также заметить, что положительные значения наклона во всех случаях означают, что наклон происходит в сторону начала координат, а отрицательные — в противоположную. Поэтому границы между участками, для которых сохраняются разные знаки интенсивно накапливаемого во времени наклона, с определенной вероятностью могут быть отнесены к живущим участкам разломов, где как раз и может происходить разрыв знака деформирования. Хотя, конечно, не снимается вопрос о границе двух струк-

тур с различными пластическими свойствами вещества, например, о границе флюидонасыщенных и «пустых» структур осадочного чехла без наличия между ними разломов в современном поимании.

Очевидно, чем выше активность разлома или более резкое отличие пластических свойств вещества соседствующих блоков при прочих равных условиях, тем должны быть больше интенсивности аномалий деформации и их градиенты в горизонтальном направлении, а также степень устойчивости знака накопленного приращения деформации во времени, так как в этом случае будет меньше сказываться влияние внешних и внутренних помех. По-видимому, особенно резкими и устойчивыми должны быть градиенты аномалий в том случае, когда нарушения или границы между структурами близки к вертикальным. Для структур с границами пологими и с малыми различиями пластических свойств горных пород разности интенсивности деформации (при одинаковом их знаке) устойчивость знака, а также градиент аномалий в горизонтальном направлении, видимо, должны быть меньше.

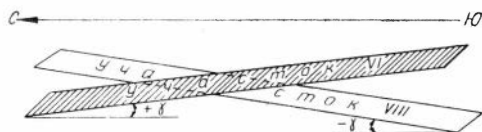
Однозначная интерпретация аномалий деформации дело весьма сложное, поскольку их интенсивность и характер развития во времени зависят одновременно от многих факторов, а не только от пластических свойств и разломной тектоники. Распределение деформаций в пространстве и их интенсивность, в частности, зависят от формы разрывных нарушений, часто представляющих собой сочленения под разными углами не только прямолинейных, но и криволинейных отрезков [Гзовский, 1975].

В приведенных рассуждениях допускалось, что на каждом локальном участке глубинные нагрузки приблизительно одинаковы. Подобное допущение вполне правдоподобно для рассматриваемой части настоящего полигона.

Прежде чем выяснить индивидуальные особенности аномалий накопленного наклона, рассмотрим присущие им общие черты. Сравнение схем с погодным накоплением позволило убедиться в том, что пространственное положение аномалий сдвиговой деформации в течение всего рассматриваемого периода весьма устойчиво, хотя их интенсивность меняется во времени. Это говорит о том, что подобные участки земной поверхности можно выделить в качестве блоков разнородного деформирования, обусловленного местными неоднородностями строения и состава приповерхностной части земной коры. Примечателен тот факт, что структуры с однознаковым эффектом накапливаемого наклона располагаются в различных частях полигона, но изменение их деформации во времени носит аналогичный характер.

Начиная с 1971 г. уже после Саракамышского землетрясения четко проявляется в среднем негативный ход во времени модулей отрицательных и положительных аномалий. Действительно, если среднее значение положительных аномалий (см. рис. 6.7) за период 1971—1972 гг. понизилось, то модуль подобных значений отрицательных аномалий за это же время повысился вплоть до 1975 г. Негативное соотношение интенсивности разнознаковых аномалий

Рис. 6.8. Схема возникновения асинхронности изменений положительных и отрицательных наклонов.



наклона проявляется не только в среднем для всех аномалий положительных и отрицательных, но и для любых из них пар в отдельности, за исключением, правда, IX аномалии, уровень которой менялся очень слабо на протяжении всего времени.

Рассмотрим возможную причину указанного соотношения между ходом во времени положительных и отрицательных наклонов на примере VI и VIII участков (рис. 6.8), учитывая, что положительный эффект на VI участке означает его наклон на север, а отрицательный на VIII — его наклон на юг.

Асинхронность может быть объяснена эффектом наклона полигона в целом. Действительно, если территория полигона как жесткий блок наклонялась к югу, то интенсивность отрицательных аномалий должна увеличиваться, а положительных — уменьшаться, и наоборот, когда верхняя часть коры территории полигона наклонялась к северу, то интенсивность положительных аномалий должна расти, а отрицательных — уменьшаться.

Что касается времени до 1971 г., то, как видно из рис. 6.7, средние значения модулей накапливаемых отрицательных и положительных сдвигов изменялись синхронно: до 1970 г. их величина нарастала, полигон как бы «разламывался» на отдельные куски, но затем в период 1970—1971 гг. подобный процесс несколько утих, интенсивность наклонов уменьшилась, и с 1971 г. наступил рассмотренный выше этап асинхронных изменений. Если бы процесс «разламывания» территории полигона полностью прекратился в 1971 г. и в настоящее время она лишь «покачивалась» бы в направлении север — юг, то, очевидно, сумма модулей отрицательных и положительных аномалий наклона осталась бы постоянной. Однако эта величина постепенно нарастает — 14,9 (1970—1971 гг.); 16,2; 17,3; 17,9 и 20,0 (1974—1975 гг.), что говорит о продолжающемся процессе «разламывания» территории полигона. При этом, как видно, если до 1974 г. скорость этого процесса падала, то за период 1974—1975 гг. она значительно возросла.

Таким образом, результаты свидетельствуют о том, что территория Алма-Атинского полигона не только испытывает деформацию общего квазипериодического наклона, но здесь развивается процесс локальных разнонаправленных наклонов, особенно четко проявляющийся на ряде участков (см. рис. 6.6).

Анализ схем годовых приращений наклона (здесь они не приводятся) показал, что наложение индивидуальных особенностей реакции отдельных участков на деформацию полигона как целого делает картину распределения суммарного годового приращения наклона очень сложной. Из сопоставления таких схем видно, что фоновая составляющая знакопеременна во времени, что служит

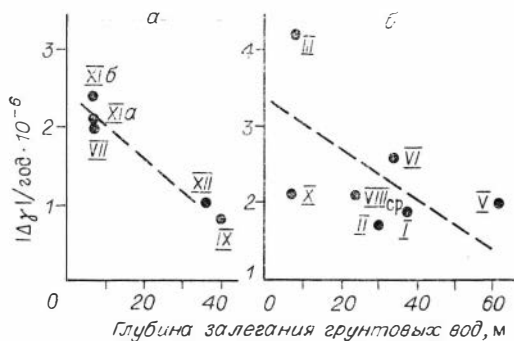


Рис. 6.9. Корреляция среднегодовых абсолютных значений приращений интенсивности наклона земной поверхности с глубиной залегания грунтовых вод на Алма-Атинском геодинамическом полигоне за 1968—1975 гг.

Участки: а — сложенные в основном суглинками-супесями, б — с преобладанием валуново-галечников и гравий-галечников. Римские цифры — номера аномалий наклона по рис. 6.13.

проявлением рассмотренного выше общего наклона территории в направлении север — юг.

Из опытов известно, что различные материалы по-разному реагируют на одинаковую нагрузку. Поэтому среднегодовые приращения интенсивности деформации, естественно, должны быть в определенной связи со свойствами субстрата верхней части земной коры на соответствующих им участках. Например, присутствие флюидов, особенно воды, оказывает очень сильное воздействие на механические свойства горных пород. Даже кварц — один из прочнейших и наименее текучих минералов земной коры — в присутствии воды при определенных сочетаниях давления и температуры становится исключительно слабым и текучим [Ферхуген и др., 1974].

Пеглубокое залегание грунтовых вод или иных флюидов, их концентрация в определенных местах, а также изменение уровня их залегания может быть причиной вариаций интенсивности накапливаемого эффекта деформации. Флюидонасыщенность горных пород на определенной глубине должна, конечно, по-разному проявляться в деформациях верхних горизонтов коры в связи с их составом и строением. Если приповерхностные горизонты коры представляют примерно одинаковый материал, то при увеличении глубины залегания флюидов годовые приращения деформации на подобных участках должны быть меньше, чем там, где флюиды залегают ближе к поверхности.

Для проверки данного предположения построены графики (рис. 6.9), где по оси абсцисс отложены глубины залегания грунтовых вод, а по оси ординат — среднегодовые приращения накапливаемой интенсивностей наклона на участках, сложенных в основном суглинками-супесями и валуново-галечниками с глубиной залегания грунтовых вод 7—40 м. На участках, сложенных в основном суглинками-супесями, с увеличением глубины в указанных пределах интенсивность годовых приращений сдвига уменьшается в два раза. Подобная зависимость, хотя и в более слабом виде, в среднем проявляется и для участков, сложенных валуново-галечниками и гравий-галечниками (рис. 6.9, б).

Учесть всю совокупность факторов, обуславливающих процесс деформации верхней части коры, практически невозможно. По-

этому связи, подобно изображенным на рис. 6.9, в принципе не могут быть функциональными. Они проявляются только как корреляционные, выполняющиеся, как известно, в среднем с той или иной степенью тесноты, т. е. с большими или меньшими отклонениями от преобладающих соотношений. Хотя рассмотренные графики построены по незначительному в статистическом смысле материалу, они все же позволяют высказать предположение, что связь для суглинков-супесей, видимо, более тесная, чем для участков с валунно-галечниками.

Заканчивая краткое рассмотрение наклона земной поверхности на полигоне, заметим, что различие в поведении структур с положительным и отрицательным эффектом наклона после 1971 г. и их одинаковый ход в смысле увеличения интенсивности до 1970 г. могут быть объяснены соответственно проявлением и подготовкой Сакамышского землетрясения.

Весьма примечательным и важным фактом распределения алгебраически накопленных значений параметра Θ на территории полигона является чередование зон с положительными и отрицательными его значениями (рис. 6.10). Легко видеть, что подобные зоны имеют субширотное простирание. Как было показано ранее, параметр Θ количественно характеризует собой изгибную деформацию верхних слоев земной коры. Поэтому картина субширотных зон, изображенная на рис. 6.10, представляет собой поле современных изгибных деформаций в направлении север — юг, где положительным значениям соответствует изгиб вверх, а отрицательным — вниз.

Обсудим возможные причины этого явления. Вероятны две альтернативные гипотезы относительно природы волновой картины изгибных деформаций территории данного полигона. В принципе возникновение подобного распределения изгиба может быть обусловлено деформацией поперечного изгиба в результате дифференцированных вертикальных движений блоков фундамента. Однако доминирующая длина «волны» изгиба составляет примерно 2—3 км, поэтому предполагать, что блоки фундамента такого масштаба перемещаются в вертикальном направлении друг относительно друга в высокой степени упорядоченно едва ли правомерно.

Наиболее вероятно, что эффект распределения изгибных деформаций по территории полигона обусловлен тангенциальным сжатием осадочной толщи, обладающей свойствами пластичности, и образованием продольного изгиба — складок продольного расплющивания. Таким образом, полученные данные выпуждают признать наличие здесь субмеридиональных тангенциальных нагрузок, по крайней мере в верхней части земной коры. Основная причина подобных напряжений, по-видимому, заключена в горизонтальных перемещениях блоков коры Северного Тянь-Шаня в направлении юг — север. Хотя, конечно, пока нельзя сбрасывать со счетов и возникновение сжимающих напряжений в осадочном чехле и в результате поднятия Заилийского Алатау, а в связи с этим и гравитационное сползание осадочных толщ.

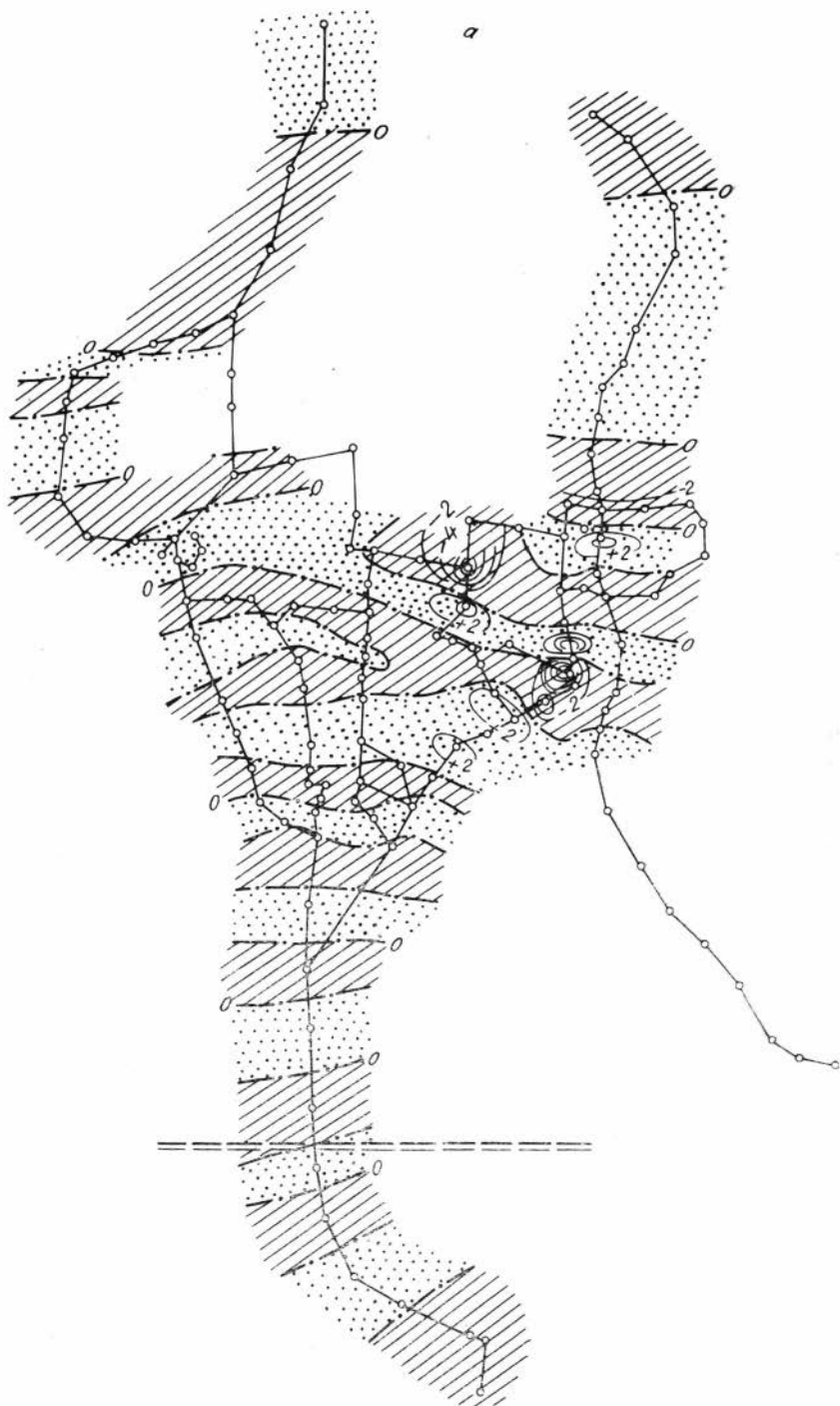


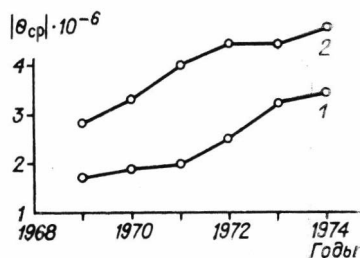




Рис. 6.10. Схемы накопленной деформации изгиба земной поверхности по субмеридиональным профилям на Алма-Атинском геодинамическом полигоне. Периоды, годы: а — 1968—1971, б — 1968—1973, в — 1968—1975; 1 — зоны положительных и 2 — отрицательных значений изгиба; 3 — изолинии равных значений (в 10^{-6}).

Алма-Атинский геодинамический полигон расположен на территории с большой сейсмической активностью, и, как отмечал Ю. Д. Буланже [1976], здесь проявляется вся сложность современных движений земной коры. Поэтому чередование зон положительных и отрицательных значений изгиба, а в связи с этим и чередование

Р и с. 6.11. Изменение во времени средних значений изгиба земной поверхности в интенсивных положительных (1) и отрицательных (2) аномалиях деформации на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.



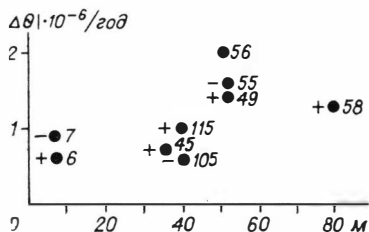
зон растяжения и сжатия приповерхностной части коры определяется в конечном счете совокупным влиянием отмеченных факторов и сочетанием механических свойств субстрата осадочного чехла с системой действующих на него сил. Определенную роль, по-видимому, играет и увеличение мощности осадочного чехла с юга на север в пределах рассматриваемой территории, о чем свидетельствует некоторое соответствие простирания зон изгибовой деформации и изолиний одинаковой мощности осадочной толщи [Певзнер и др., 1975].

Выше было отмечено, что кроме общей волновой картины изгиба на территории полигона выделяется ряд участков, где накапливаемый изгибовый эффект сохраняет один и тот же знак в течение всего времени. Наиболее интенсивные из них приурочены к северо-восточной части исследуемой территории (см. рис. 6.10).

Если рассмотреть изменение во времени средних модулей этих аномалий, то оказывается, что их интенсивность увеличивается примерно с одинаковой скоростью для положительных и отрицательных структур изгиба (рис. 6.11), т. е. процесс изгибания нарастает во времени и особенно четко проявляется на отдельных участках.

Заметим, что сравнение модулей среднегодового приращения изгиба на наиболее интенсивных его аномалиях с глубиной залегания грунтовых вод пока не дало ясной картины подобной связи (рис. 6.12).

Остановимся на соотношении наиболее интенсивных аномалий параметров γ и Θ с разломной тектоникой. Хотя положение многих разломов здесь выяснено недостаточно [Уразаев и др., 1974], трассирование регионального Алма-Атинского разлома выполнено достаточно надежно. Сопоставление рассмотренных схем со схемой разломной тектоники по К. Г. Куликовскому [1974] (рис. 6.13)



Р и с. 6.12. Соотношение абсолютных приращений интенсивности изгиба земной поверхности с глубиной залегания грунтовых вод на Алма-Атинском геодинамическом полигоне за 1968—1975 гг.

Цифры — номера реперов в центре аномалии. Участки по составу пород не разделены.

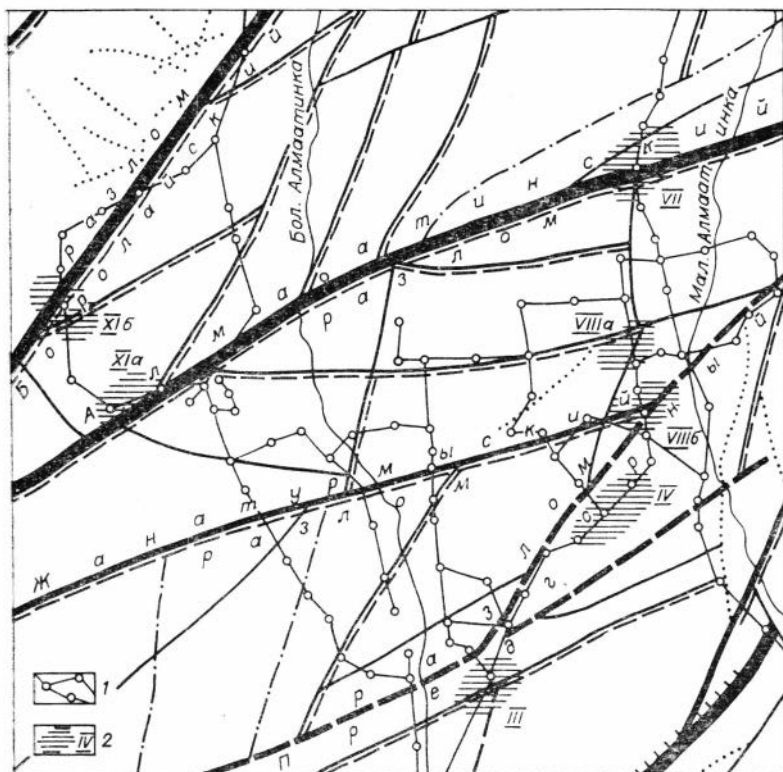


Рис. 6.13. Соотношение наиболее интенсивных аномалий наклона с разломной тектоникой (схема разломов по К. Т. Куликовскому [1974]).

1 — схема нивелирных линий полигона по П. А. Агрусевичу и др. [1973а, б]; 2 — наиболее интенсивные аномалии наклона.

показывает, что VII и XIa аномалии накапливаемого наклона достаточно уверенно приурочиваются к Алма-Атинскому разлому. При этом в восточной его части, где располагается VII аномалия, наклон нарастал за весь рассматриваемый период времени к югу ($-2.8 \times 10^{-6} \div 8.0 \cdot 10^{-6}$), а в западной (участок XIa) — к северу.

Алма-Атинский разлом охвачен также отрицательным полем изгибовой деформации, хотя по сравнению с наклоном интенсивность ее невелика и не превышает $1 \div 2 \cdot 10^{-6}$.

Не вызывает сомнения приуроченность XIb аномалии наклона, возросшей за рассматриваемое время в пять раз, к Боролдайскому разлому. Аномалия наклона VIIIa, б, являющаяся одной из наиболее интенсивных, своей южной частью (VIIIб) четко приурочена к предполагаемому стыку Жанатурмысского межблокового разлома с намеченной на схеме К. Г. Куликовского [1974] ветвью разлома юго-западного простирания. Аномалия III также соседствует с предполагаемой узловой зоной сочленения разломов. Что касается наиболее интенсивной аномалии IV, накопленные значения которой

достигли $24 \cdot 10^{-6}$, то ее «эпицентр» приходится на середину блока, ограниченного предполагаемым продолжением Предгорного разлома с ветвью, соединяющей этот разлом с Жанатурмыским разломом. Исключительно высокая интенсивность приращения здесь деформации позволяет предположить, что это аномалия приурочена либо к активно живущему тектоническому узлу, либо к резкой неоднородности физико-механических свойств материала приповерхностной части земной коры.

Следует отметить, что сейчас при первичном построении подобных схем не следует стараться подчинять их вид тем или иным геологическим представлениям. Подобные схемы являются объективным и независимым первичным материалом, который требует дальнейшего анализа в совокупности с другими геофизическими и геологическими данными. Вместе с тем следует подчеркнуть, что это прямые сведения о чистой деформации земной поверхности и приповерхностной части коры.

Подводя итог результатам исследований, изложенным в настоящем разделе, можно сделать следующие выводы.

1. Земная кора в районе сочленения Запильского Алатау с Илийской впадиной в настоящее время испытывает интенсивные деформации наклона и изгиба, при этом территория Алма-Аты подвержена квазипериодическим наклонам в направлении север — юг.

2. На общем фоне деформации выявлено более десятка локальных участков повышенного и однонаправленного наклона $1 + 4 \times 10^{-6}$. Природа этих аномалий, по мнению автора, лежит в аномалиях «физико-механических» свойств участков приповерхностной части коры, т. е. в наличии обводненности, механических нарушений и т. п. Поэтому их необходимо учитывать при планировании и возведении инженерных сооружений, а также при микросейсмораировании Алма-Аты и его окрестностей.

3. Примечательная особенность изгибовых деформаций верхней части коры в направлении север — юг — их волновой характер, проявляющийся в чередовании субширотных зон изгибов «вверх» и прогибов «вниз», т. е. в образовании «гофра» поверхности.

4. Значительную упорядоченность и малую длину волны изгибов трудно объяснить дифференцированностью вертикальных подвижек отдельных блоков фундамента Алма-Атинского прогиба. Подобный эффект, вероятно, в основном определяется сочетанием пластических свойств и мощности субстрата осадочного чехла с системой действующих на него сил субмеридионального сжатия, приводящих к образованию складок продольного изгиба и продольного расплющивания. Последние возникают на участках аномальных отклонений механических свойств пород осадочного чехла, причиной которых может быть, в частности, глубина залегания грунтовых вод, а также наличие разрывных нарушений.

Таким образом, приведенные результаты свидетельствуют о том, что данные о чистой деформации земной поверхности в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами целесообразно использовать для решения многих вопросов, в частности для повышения

объективности микросейсмического районирования наиболее ответственных и важных с практической точки зрения участков земной поверхности (городов, крупных строительных площадок и т. п.), а также для характеристики пространственного изменения «физико-механических» свойств пород осадочного чехла и выделения аномальных особенностей его строения, которые могут быть обусловлены содержанием флюидов и газа.

§ 4. ГРАНИЦА СЕВЕРНОГО ПАМИРА С ЮЖНЫМ ТЯНЬ-ШАНЕМ

Кратко рассмотрим интенсивность накопления вертикальных деформаций и характер их изменения по собственно Гармскому геодинамическому полигону, созданному Институтом физики Земли АН СССР и ЦНИИГАиКОМ в 1957 г. [Гусева и др., 1973; Певнев и др., 1968, 1973]. Полигон расположен в долине р. Сурхоб в зоне Сурхобского глубинного разлома, являющегося границей между горными сооружениями Южного Тянь-Шаня и Северного Памира для последнего периода новейших движений голоцена [Финько, Асоян, 1973]. Размеры полигона весьма скромны: наибольшая протяженность его около 3,5 км [Певнев и др., 1968], а периметр около 10 км. Поэтому он дает мало информации о латеральном распределении деформаций данного района. Основная ценность наблюдения заключена в их долговременности, что позволяет проследить развитие деформаций на протяжении многих лет. Этот вопрос рассматривается ниже.

Приведем компоненты деформации земной поверхности, рассчитанные по данным повторных нивелировок за 14-летний период (рис. 6.14). Интенсивность накопления вертикальных деформаций на различных участках полигона весьма различна. Гиссарское крыло Сурхобского разлома (рп. 3433, 3179) практически не испытывает деформаций в плоскости вертикального разреза субширотного простирания. Заметим, что это не означает отсутствие деформаций Гиссарского хребта в субмеридиональном направлении.

Интенсивным деформациям подвержен здесь только участок полигона, на котором располагаются реперы 2122, 3187, 3217 и 3493, т. е. левобережье р. Сурхоб, где у подножия хр. Петра I проходит указанный разлом. Максимальная скорость на-

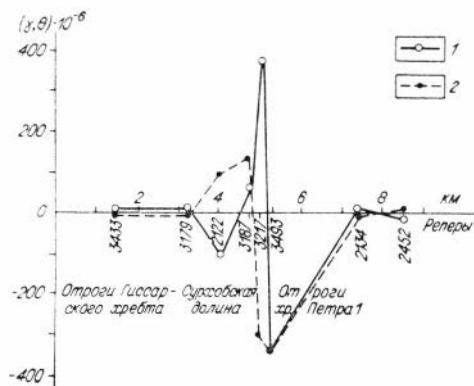


Рис. 6.14. Значения деформаций земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне за 1958—1972 гг.

1 — изгиб; 2 — наклон.

копления деформаций наблюдается в окрестности реперов 3217 и 3493, составляет $2 + 3 \cdot 10^{-5}$ /год. За 14-летний период времени здесь деформации накопились до величины $3 \div 4 \cdot 10^{-4}$. Подобный факт весьма примечателен. Он подтверждает существующее представление о том, что формирование и развитие глубинных разломов представляет собой квазипластическое течение вещества горных пород в верхних горизонтах коры. Подобный подход к процессу развития крупных разломов как зон квазипластического течения вещества физически объясняет известные геологические явления, в частности проницаемость разломов и др. [Шерман, 1975; Кучай, 1977].

Интересно сравнить интенсивность вертикальных и горизонтальных деформаций. Геолого-тектонические исследования Гармского района, а также данные определений планового положения пунктов триангуляции за период 1948—1968 гг. и более поздние наблюдения [Конопальцев и др., 1973; Нерсесов и др., 1976; и др.] свидетельствуют о том, что этот район находится в состоянии общего горизонтального сжатия. Скорость горизонтальных деформаций сжатия вкрест вышеупомянутых хребтов, определенная оптическим дальномером на базе 0,7 км, составляет $3 \cdot 10^{-5}$ /год и, видимо, обусловлена надвиганием хр. Петра I на Гиссарский хребет.

Подобные представления подтверждаются и деформографическими наблюдениями, согласно которым скорость горизонтальных деформаций сжатия на базе 27 м достигает $5 \cdot 10^{-5}$ /год и даже больше на отдельных участках этой базы.

Таким образом, скорости современных вертикальных и горизонтальных деформаций в зоне Сурхобского глубинного разлома на одинаковых базах практически равны. Малость полигона не дает возможности составить представление о латеральном распределении деформаций, кроме того, что зона разлома выделяется исключительно высокой их интенсивностью.

§ 5. БАСКУНЧАКСКИЕ СОЛЯНО-КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Весьма типичным и в значительной степени распространенным процессом конвективной неустойчивости среды является происхождение и развитие соляных куполов. Разнообразные экзогенные и эндогенные факторы способствуют тому, что граница раздела соль — надсолевые толщи искривляется. Возникающие таким образом неровности границы создают благоприятные условия для развития конвективной неустойчивости и образованию куполов — выходов из-под плотных слоев песчано-глинистых и карбонатных отложений в верхнюю часть земной коры более легкой соли [Косыгин, 1974; Ушаков, Красс, 1972; Певнев, 1968].

Форма подобных образований, а также межкупольного пространства, заполненного осадками, зависит от многих причин. Определенную роль играют те процессы, которые явились причиной искривления границ раздела, первоначальная мощность соли и

мощности покрывающих ее пород, подвижки фундамента, имевшие место в этот период. Кроме того, важное значение имеет отношение вязкостей соли и надсолевого чехла, а также закон изменения этого отношения. Преобладающее влияние каких-либо из упомянутых факторов в каждом конкретном районе и служит причиной специфических особенностей развития соляно-купольной тектоники [Ушаков, Красс, 1972].

Корректного количественного математического описания динамики областей соляно-купольной тектоники дать, очевидно, трудно, учитывая, что реальные осадочные толщи коры обладают нелинейной вязкостью. Последнее обстоятельство особенно существенно на поздних стадиях развития инверсии плотностей. Большое влияние на рост куполов оказывают неоднородности покрывающих соль отложений, что может приводить к образованию боковых шплов и карнизов [Певнев, 1968].

Эмпирические исследования динамики роста и деформации куполов на современном этапе их развития важны в том отношении, что с подобными структурами часто связаны залежи нефти и газа, и выяснение закономерностей развития необходимо для целенаправленного прогноза при поисках антиклинальных структур в районах соляно-купольной тектоники. Кроме того, деформации земной поверхности, обусловленные процессами соляной тектоники, необходимо учитывать при строительстве ирригационных систем и других инженерных сооружений.

Комплексные гравиметрические и сейсморазведочные исследования позволили получить общее представление о закономерностях структурного плана солевых и надсолевых толщ и выявить некоторые черты их строения [Соловьев, 1966]. Однако геофизические методы не позволяют исследовать современную динамику соляно-купольных структур. Определенные представления об этом можно получить лишь на основе анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности в районах таких структур.

В настоящем разделе на примере Баскунчакской соляно-купольной структуры впервые рассмотрено развитие во времени параметров чистой деформации вертикального разреза толщ, покрывающих соляные купола. Баскунчакская соляно-купольная структура расположена в западной части Прикаспийской впадины, являющейся периферийной синеклизой древней Русской платформы и одной из обширнейших соляно-купольных областей [Яншин, 1961]. Большое разнообразие форм соляных куполов и компенсационных мульд свидетельствует о том, что наряду с активно развивающимися структурами в настоящее время имеются и, по-видимому, прекратившие свое развитие [Певнев, 1968].

С целью получения количественных характеристик современных движений земной поверхности на соляно-купольных структурах Северного Прикаспия и был создан Баскунчакский полигон. С 1951 по 1968 г. здесь были выполнены многократные повторные нивелировки, результаты которых детально проанализированы и обобщены в монографии А. К. Певнева [1968], а также в ряде статей

[Гусева, 1970; и др.]. Однако в упомянутых работах авторы ограничивались рассмотрением лишь интенсивности и характера проявления вертикальных перемещений поверхности относительно исходного репера. Нам же будет интересовать вопрос, как изменялись за это время компоненты чистой деформации отдельных участков полигона — параметры γ и Θ .

При определении этих параметров за начало координат, относительно которого оценивались вертикальные перемещения, был принят репер 2, расположенный в северо-западной части полигона вне соляных куполов, а за «начальное состояние» — превышения между реперами на время исходного нивелирования 1951 г. На рис. 6.15 изображена картина накопленных деформаций наклона и изгиба на части полигона, пересекающей соляные купола и межкупольную депрессию, а на рис. 6.16 — их развитие во времени в окрестности каждого репера.

Кратко рассмотрим деформацию отдельных участков, учитывая, что положительные значения параметра означают их наклон в сторону начала координат, а отрицательные — в противоположную сторону.

Наклон центральной части южного гипсового поля (рп. 9) лишь в 1961 и 1963 гг. достигал значимой величины, а в остальные годы не выходил за пределы двойного значения ошибки (рис. 6.16, а). Что касается изгиба покрывающих купол слоев, то на протяжении всех 17 лет его значение также не выходило за пределы двойной ошибки. Приведенные результаты позволяют считать, что приповерхностные породы южного гипсового поля на современном этапе не подвергаются существенной деформации. Однако его северная периферийная часть, граничащая с межкупольной депрессией (рп. 8), систематически наращивала свой наклон (рис. 6.16, а) и изгиб (рис. 6.16, б). Анализ результатов смещений относительно репера 2 [Певнев, 1968] показал, что данный репер в период 1951—1958 гг. испытал опускание, а в последующее время начал подниматься. Однако, как видно из рис. 6.16, а, б, параметры γ и Θ в его окрестности имели один и тот же знак и постепенно нарастали во времени.

Наиболее резкой деформации подвергалась граница межкупольной депрессии с гипсовыми полями (рп. 6 и 7). При этом граница с куполами наклонялась на север. Особенно интенсивно этот процесс протекал на границе северного гипсового поля с межкупольной депрессией (рп. 6). Здесь мы опять встречаемся с отмеченной ситуацией. За период 1951—1958 гг. реперы 6 и 7 опустились соответственно на 12,8 и 6,7 мм относительно репера 2, а в следующий период 1958—1964 гг. они поднимались, в частности за 1958—1961 гг., на 4,5 и 4,4 мм. Но, как и в случае северной части южного гипсового поля, смена знаков перемещений не проявилась в характере деформирования.

Деформации северного гипсового поля существенны и в то же время в районе реперов 5 и 4 значительно отличаются друг от друга. Параметр γ в районе репера 5 до 1965 г. держался на уровне $2 \cdot 10^{-6}$, который он достиг в период 1951—1958 гг., но затем к 1968 г.

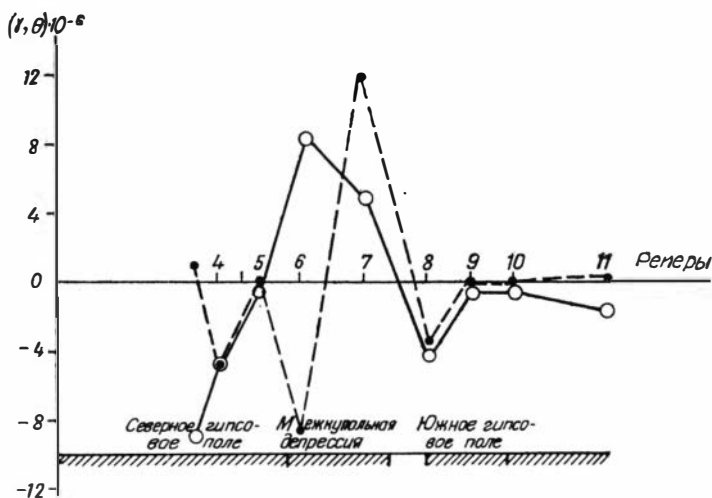


Рис. 6.15. Значения деформаций земной поверхности на Баскунчакском геодинамическом полигоне за 1951—1968 гг.

Усл. обозн. см. рис. 6.14. Номера реперов по А. К. Певневу [1968].

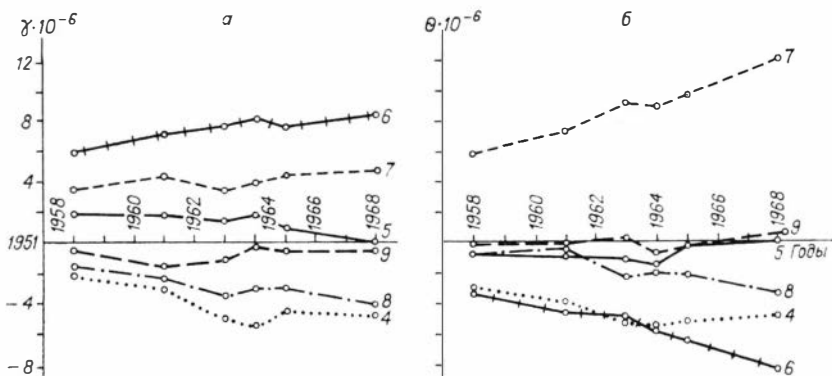


Рис. 6.16. Развитие во времени накопленных относительно 1951 г. деформаций земной поверхности надсолевых толщ на Баскунчакском геодинамическом полигоне.

а — наклон; б — изгиб. Цифры — номера реперов.

уменьшился до нуля. Деформация изгиба, за исключением 1964 г., была несущественна. В окрестности же репера 4 наклон и изгиб слоев систематически нарастали в течение всего рассматриваемого времени. При этом наклон приповерхностных толщ здесь в отличие окрестности репера 5 происходил в южном направлении. Смена знака перемещений этих реперов от периода 1951—1958 гг. к последующему периоду также не изменила характера деформирования ни на одном из этих участков (см. рис. 6.16, а, б). Заканчивая краткое описание параметров γ и θ , можно отметить следующее.

1. Покрывающие соляной купол породы в центральной части южного гипсового поля на современном этапе его развития практически не подвержены деформациям или, по крайней мере, они таковы, что их величина не выходит существенно за уровень возможных ошибок определения.

Надсолевые толщи северного гипсового поля подвержены существенным деформациям, которые наиболее интенсивны в районе репера 4. По-видимому, различная степень деформирования в северной и южной частях структуры связана с особенностями их глубинного строения. Несмотря на то, что наибольшие вертикальные перемещения относительно исходного репера 2 испытывали реперы, расположенные над соляными куполами, особенно репер 9 [Гусева, 1970], наиболее интенсивный процесс деформации происходил на границах межкупольной депрессии с гипсовыми полями, где среднегодовая скорость наклона и изгиба за период 1951—1968 гг. составила соответственно $5 \cdot 10^{-7}$ и $8 \cdot 10^{-7}$.

2. Намеченные А. К. Певневым [1968] циклы вертикальных перемещений — нисходящий в интервале 1951—1958 гг. и восходящий в интервале 1958—1964 гг. — не проявились в характере чистой деформации покрывающих соляные купола пород и межкупольной депрессии. По-видимому, указанная неустойчивость перемещений во времени не связана с проявлением процессов собственно соляной тектоники, а объясняется либо неравномерностью поступательного движения всей структуры относительно начала координат, либо собственным перемещением последнего.

3. Развитие во времени изгибовой деформации и наклона надсолевых толщ на всех участках Баскунчакской соляно-купольной структуры характеризуется систематическим и однонаправленным их возрастанием, что позволяет сделать вывод о генетической связи деформаций надсолевого комплекса с процессом современного развития куполов.

Таким образом, на примере Баскунчакского полигона можно видеть, что предложенная методология анализа повторных нивелировок может с успехом применяться для изучения деформаций приповерхностных толщ соляно-купольных структур. Подобные исследования имеют не только теоретическое, но и практическое значение, в частности, интенсивность и характер деформации необходимо учитывать при создании и дальнейшем использовании опорных геодезических сетей в подобных районах, а также при развитии ирригационных сооружений.

В ы в о д ы. 1. Во всех рассмотренных регионах зоны глубинных разломов находят четкое отражение в аномалиях современных изгибовых деформаций земной поверхности, определяемых по данным повторных нивелировок. Это позволяет рекомендовать использовать подобные аномалии для прогноза зон скрытых разломов и дизъюнктивных нарушений. Однако выделение зон разломов по признаку интенсивности современных деформаций земной поверхности отнюдь не означает их глубинной тектонической активности. Пример интенсивных локальных аномалий, приуроченных к разломам Алма-

Атинского района, и коррелирующих по интенсивности с глубиной залегания грунтовых вод свидетельствует о том, что аномалии в зонах разломов могут быть флюидогенного типа.

2. Скорость накопления деформаций земной поверхности в асейсмичных областях Сибирской платформы (до $0,6 \div 1 \cdot 10^{-6}$ /год) и скорость пластических деформаций в районе соляно-купольных структур ($0,6 \cdot 10^{-6}$ /год), а также высокая скорость и характер накопления деформаций ($2 \div 3 \cdot 10^{-5}$ /год) в асейсмичной части Сурхобского разлома и в районах Монголо-Онотского и Онон-Туранского ($1 \cdot 10^{-6}$ /год) и других явно свидетельствуют о квазипластическом характере деформаций приповерхностной части вещества в зонах разломов.

3. Средняя скорость накопления вертикальных деформаций земной поверхности в зоне растяжения (Усть-Селенгинская депрессия БРЗ) ($1 \cdot 10^{-7}$ /год) на порядок ниже среднегодовой интенсивности ($1 \cdot 10^{-6}$ /год) деформации (неравномерность процесса растяжения). В зоне же сжатия (граница Памира с Тянь-Шанем) скорость накопления ($2 \div 3 \cdot 10^{-5}$ /год) совпадает с годовой интенсивностью (однонаправленный во времени процесс).

4. По профилям, субпараллельным БРЗ: Иркутск — Качуг, Слюдянка — Татаурово, а также Улан-Удэ — Кяхта современные вертикальные деформации земной поверхности отсутствуют. Вкрест БРЗ (Ангинский, Селенгинский профили) деформации достоверны. Но земная поверхность северо-западного берега Байкала деформируется в «гофр», а юго-восточного систематически наклоняется к акватории озера, изгибаясь с приближением к Дельтовому разлому.

5. Латеральные особенности деформаций зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау обусловлены системой разломов, глубиной залегания грунтовых вод и наличием сил субмеридионального сжатия осадочного чехла, в верхней части которого развиваются складки сплющивания.

6. Квазипластический характер современных деформаций приповерхностной части земной коры в зонах разломов, наблюдающаяся высокая скорость накопления деформаций земной поверхности в асейсмичных районах, на порядок превышающая таковую на сейсмически активных участках, приводят к выводу, что скорость накопления вертикальных деформаций земной поверхности не может быть уверенным критерием выделения сейсмогенерирующих зон разломов.

Глава VII

СОВРЕМЕННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

§ 1. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ПОЛЕ ДЕФОРМАЦИЙ

Исследование современных движений земной поверхности геодезическими методами все еще носит односторонний характер. Если за последние десятилетия достигнуты большие успехи в деле изуче-

ния вертикальных движений, то работ по этой тематике оказалось явно недостаточно. Это неоднократно отмечалось исследователями. Еще в 1964 г. на IV Международном совещании по современным движениям земной коры в Таллинне в одном из его решений указывалось на необходимость разработки проблемы горизонтальных движений. Причин подобного отставания несколько, основные из них носят технический характер [Наумов, 1973; и др.].

При изучении современных горизонтальных движений возникают наиболее остро вопросы правильной постановки геодезических работ и интерпретации получаемых результатов. Один из основных вопросов, а именно соблюдение принципов инвариантности при интерпретации подобных данных, мы и обсудим в настоящем разделе.

В настоящее время широко вошло в практику анализа геодезических данных, как уже отмечалось, векторное представление результатов повторных наблюдений [Данилов, 1949; Уиттен, 1968; Бондарчук и др., 1969; Сомов, 1969; Изотов, 1969, 1973; Гофштейн и др., 1970; Фиалков, 1970; Конопальцев, 1971; Курочкин и др., 1973; Конопальцев и др., 1973; Мор и др., 1977; Есиков, 1978а, б; 1981, 1982а, б; Есиков, Юренас, 1980; Есиков и др., 1981; Whitten, 1957; Miyamura, 1969; Inoue, Harada, 1975; и др.]. В связи с этим в литературе часто обсуждаются вопросы характера-типа геодезических построений и обработки наблюдений с целью определения векторов перемещений [Кашин, 1973; Наумов, 1973; и др.]. При этом особое внимание уделяется способам поиска «стабильных» пунктов с целью повышения точности установления локальной системы отсчета за относительными смещениями. Покажем, что для определения компонент чистой деформации не требуется знания «стабильных» пунктов.

Что значит задать систему координат при определении горизонтальных движений из геодезических наблюдений? Очевидно, для этого достаточно задать масштаб и ориентировку одной из сторон триангуляции. Ошибочность задания этих параметров определенным образом отразится и на компонентах деформации. Этому вопросу посвящены специальные разделы в гл. V настоящей работы.

Как показано, интенсивность формоизменения, т. е. максимальный сдвиг, совершенно не зависит от масштаба и ориентировки геодезической сети, его величина определяется только изменением углов данного треугольника. Направление главных осей деформации определяется также только изменением углов данного треугольника. Однако дилатация и значения главных деформаций искажены постоянной погрешностью от изменения масштаба.

Конечно, изменение ориентировки сети, пусть измеряемое даже несколькими секундами дуги, внесет постоянную ошибку во вращение участков как абсолютно твердых тел и в направление главных осей деформации. Однако ошибки самих углов треугольника вносят в направления главных осей погрешности в несколько градусов и практически с подобной точностью достаточно знать эти направления. Следовательно, разворотом данного треугольника под действием изменения ориентировки системы координат на несколько

секунд в направлении главных осей безусловно можно пренебрегать. Для того чтобы избежать постоянной ошибки в значениях главных деформаций и дилатации, очевидно, необходимо контролировать масштаб сети. Конечно, различие масштабов из-за ошибок измерений будет существовать в принципе всегда, но тут уж никакими вычислительными приемами делу не поможешь, путь один — повышение точности измерений.

В свете полученных геодезических данных, а также измерений деформаций в шахтах и штольнях методом разгрузки [Булин, 1973; Кропоткин, 1973; Марков, 1974; Турчанинов, Марков, 1966; и др.] стало совершенно ясно, что даже платформы и щиты, не говоря уже о сейсмически активных горных областях, подвержены интенсивным горизонтальным деформациям. При этом во многих местах горизонтальные сжатия превосходят в несколько раз напряжения от массы налегающих пород [Марков, 1974; Кропоткин, Ларионов, 1977; Кропоткин, 1977]. В общем же поле современных напряжений и деформаций в земной коре весьма неоднородно [Булин, 1973; Осокина и др., 1976; Осокина, Цветкова, 1979а, б; и др.]. Ориентировка осей напряжений по отношению к тектонической зональности в регионах разного тектонического строения оказывается различной.

Все это говорит о том, что каковы бы ни были системы отсчета на Украинском щите, в Гармском сейсмоактивном районе или в Байкальской рифтовой зоне, векторы перемещений в подобных локальных координатах не сопоставимы между собой. Для каждой плановой сети даже в одном районе можно построить бесконечно много векторных схем, мало похожих друг на друга (рис. 7.1). Поэтому с помощью таких схем можно решать только частные вопросы проблемы современных движений земной коры, а также устойчивости инженерных сооружений.

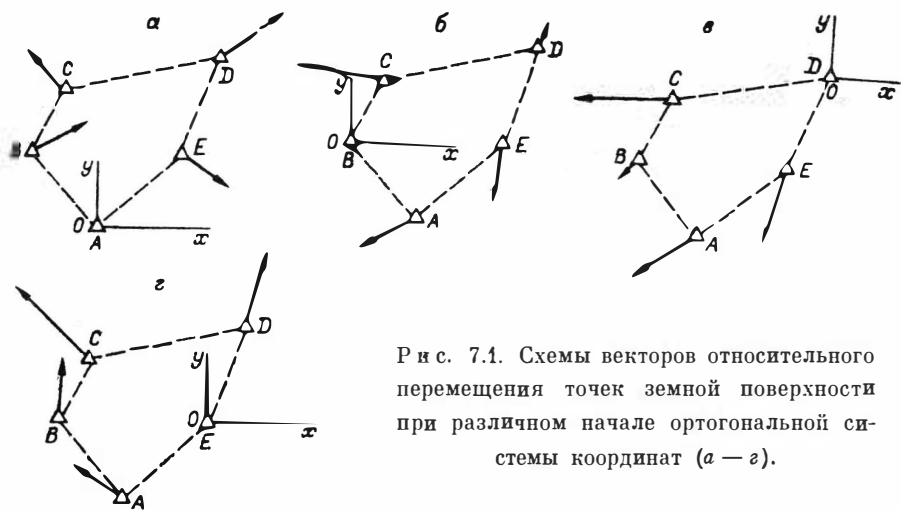


Рис. 7.1. Схемы векторов относительного перемещения точек земной поверхности при различном начале ортогональной системы координат (а — г).

С точки зрения теории объективные закономерности движений выяснить невозможно, если пользоваться при их анализе характеристиками, зависящими от системы координат. Поэтому необходимо изучать такие параметры движений, которые бы относились к самой земной коре и были бы свободны от эффектов, привносимых выбором систем координат. В части I настоящей работы было показано, что такими характеристиками должны быть дилатация, интенсивность формоизменения (максимальный сдвиг), значения главных деформаций, направление главных осей. По поводу определения последних заметим, что хотя численные значения направлений главных осей деформации связаны с конкретной системой координат, весьма просто свести их в единую глобальную систему север — восток.

Только подобный подход к обработке геодезических наблюдений, основанный на принципе инвариантности и теории деформирования, позволит выявить все особенности и структуру современных движений земной поверхности и решить назревшую потребность приведения уже достаточно многочисленных, но в значительной степени разрозненных геодезических измерений, выполненных в различных районах, в частности на геодезических полигонах нашей страны, в единую систему физически ясных величин с целью проведения их общего анализа, систематизации и обобщений.

В заключение раздела остановимся на измерениях отдельных линий. Иногда о горизонтальных деформациях земной поверхности пытаются судить по изменениям длин отдельных линий. Однако такие одномерные деформации мало информативны, ибо их нельзя сравнивать для различных районов. Дело в том, что измеряемые линии на различных участках земной поверхности неизвестно как ориентированы относительно направлений главных осей деформации, в связи с этим для одинакового деформированного состояния можно получать различные значения линейных деформаций. Кроме того, даже сравнение длины одной и той же линии может дать ложную информацию, если учесть, что интенсивность деформации данного участка может оставаться примерно одинаковой или меняться вместе с переориентацией главных осей деформации.

§ 2. МЕДЛЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ САХАЛИНА

Южная часть о-ва Сахалин имеет довольно сложное геологическое строение и состоит из системы разломов северо-восточного и субмеридионального направлений [Занюков, 1971; Рожественский, 1976]. Упомянутые разломы объединены здесь в Центрально-Сахалинский разлом, сопровождающийся мощными и интенсивными зонами дробления, а с некоторыми из них связаны минеральные мышьяковистые источники.

Современные горизонтальные движения земной коры исследуются здесь геодезическими методами с 1974 г. [Василенко, Медведев, 1978] на геодезической сети со средней стороной треугольников 3,8 км. Средние квадратические ошибки углов и линий по

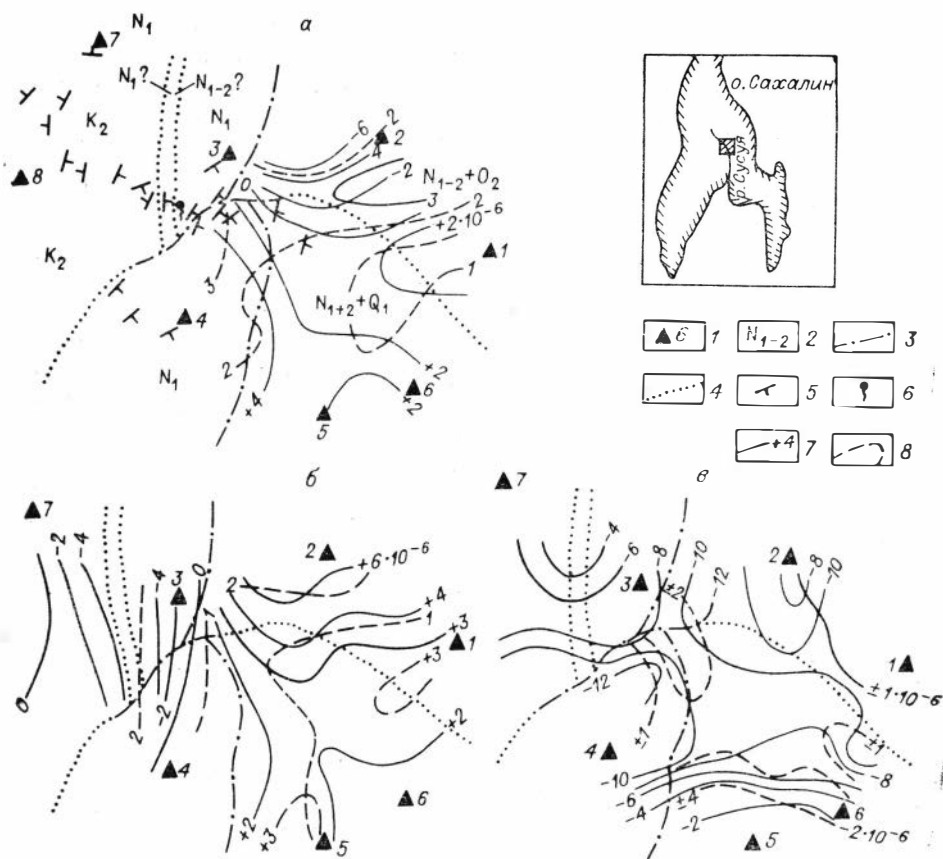


Рис. 7.2. Латеральное распределение дилатации земной поверхности в южной части о. Сахалин. На врезке — район исследования.

Периоды, годы: а — 1974—1975, б — 1975—1977, в — 1977—1979; 1 — пункты плановой сети и их номера; 2 — возрастные индексы пород; 3 — установленные разломы; 4 — предполагаемые разломы; 5 — направление падения пород; 6 — минеральный источник; 7 — изолинии дилатации; 8 — изолинии стандартного отклонения.

результатам уравнивания составляют: $m_{\alpha}'' = 0,37''$ в 1974 г., $m_{\alpha}'' = 0,25''$, $m_s = 2,1$ мм в 1975 г., $m_s = 2,6$ мм в 1977 г. и $m_s = 2,3$ мм в 1979 г.

Не останавливаясь на латеральном распределении компонент деформации [Василенко, Медведев, 1978; Василенко и др., 1981] (их характер иллюстрируют рис. 7.2—7.4), рассмотрим особенности временного развития. В табл. 7.1 приведены среднестатистические по территории шестиугольника 1—2—3—4—5—6 годовые скорости компонент горизонтальных деформаций.

Поскольку порядок всех компонент составляет 10^{-6} , то при их сравнении он пренебрежительно не будет. Данные табл. 7.1 позволяют сделать следующие выводы.

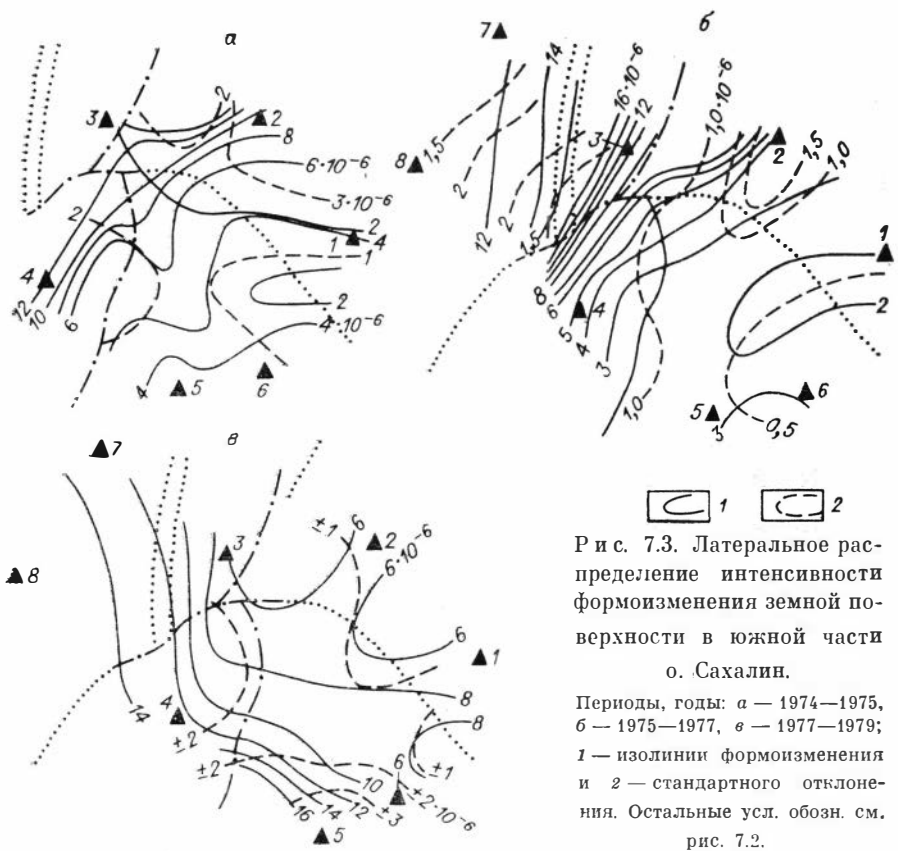


Рис. 7.3. Латеральное распределение интенсивности формоизменения земной поверхности в южной части о. Сахалин.

Периоды, годы: а — 1974—1975, б — 1975—1977, в — 1977—1979; 1 — изолинии формоизменения и 2 — стандартного отклонения. Остальные усл. обозн. см. рис. 7.2.

1. В период 1974—1975 гг. ось растяжения преобладала над модулем оси сжатия ($+3,5 \div -2,5$). Годовая скорость формоизменения (6,0) весьма значительно преобладала над скоростью изотропной деформации ($+1,0$).

2. Период 1975—1977 гг. характеризуется спадом годовой скорости главных значений деформации и формоизменения, скорость же дилатации остается примерно на том же уровне, что и в предыдущий период. Падение скорости формоизменения привело к выравниванию ее со скоростью дилатации ($+1,55$ и $+1,45$). Ось растяжения преобладает над осью сжатия. Последняя почти совсем затухла ($-0,05$). В целом обе эпохи характеризовались слабым среднестатистическим по площади расширением области наблюдений.

3. В период 1977—1979 гг. ось растяжения трансформировалась в слабую ось сжатия, а скорость прежней оси сжатия резко возросла по сравнению с 1975—1977 гг. ($-4,3$ и $-0,05$). Следствием подобной перестройки типа деформирования явилась смена знака дилатации с положительного на отрицательный, и территория из фазы слабого расширения перешла в фазу довольно интенсивного сжатия (см. табл. 7.1).

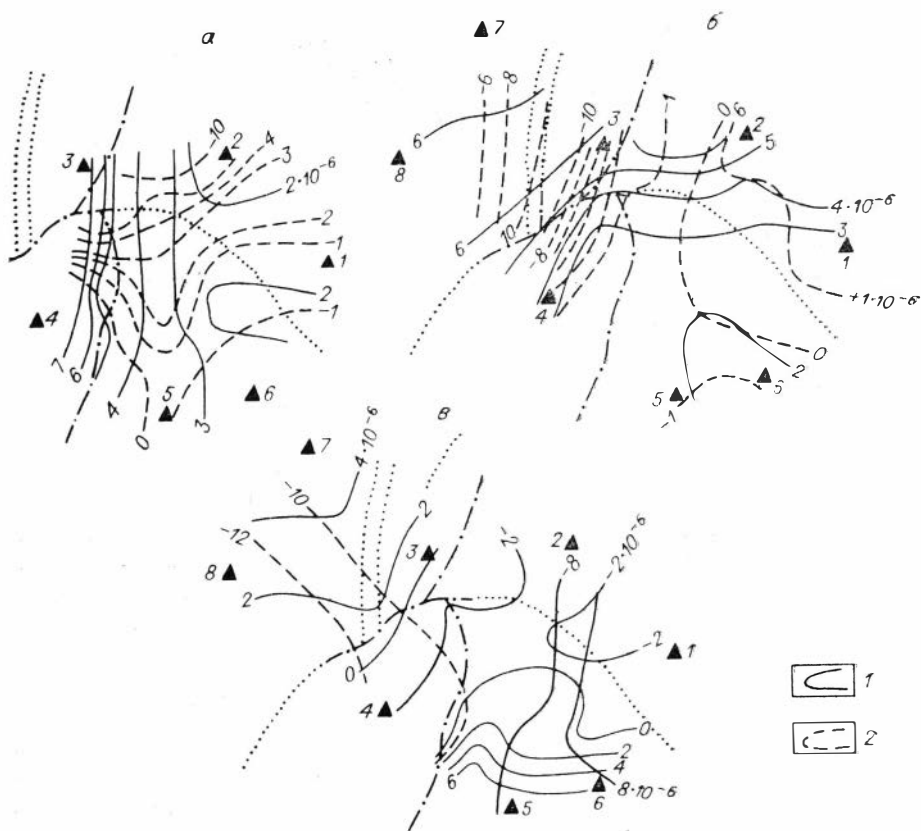


Рис. 7.4. Латеральное распределение значений главных деформаций земной поверхности в южной части о. Сахалин.

Периоды, годы: а — 1974—1975, б — 1975—1977, в — 1977—1979; 1 — изолинии максимального и 2 — минимального растяжения. Остальные усл. обозн. см. рис. 7.2.

4. Особо следует остановиться на ориентации главных осей деформации. На рис. 7.5 изображены средние направления осей максимального и минимального растяжения для того же шестиугольника геодезической сети. Область 1974—1975 гг. (а) сжималась в направлении север — юг, а основное растяжение было ориентировано почти по субширотно. Затем в 1975—1977 гг. (б) произошел небольшой разворот осей по часовой стрелке со значительным падением их годовой интенсивности. Максимальная ось сжатия («ось минимального расширения») почти полностью погасилась (см. табл. 7.1). И, наконец, в период 1977—1979 гг. (в) произошла резкая переориентация направлений главных осей деформации. Область подверглась всестороннему сжатию с направлением основного сжатия северо-запад — юго-восток.

Трудно ответить на вопрос, каким путем происходит процесс переориентации осей. Для этого необходимо было бы иметь наблюде-

Годовые скорости компонент горизонтальных деформаций, 10^{-6}

Компонента деформации	1974—1975	1975—1977	1977—1979
E_1	+3,5	+1,5	-0,3
E_2	-2,5	-0,05	-4,3
Θ	+1,0	+1,45	-4,6
γ_m	+6,0	+1,55	+4,0
Дир. угол	$8 \pm 6^\circ$	$18 \pm 3^\circ$	$146 \pm 4^\circ$

ния с меньшими между ними интервалами времени. Тем не менее, можно высказать два возможных предположения. Во-первых, создается впечатление однонаправленного вращения осей деформации по часовой стрелке, поскольку дирекционный угол минимального растяжения E_2 соответственно эпохам между наблюдениями увеличивался от 8 до 18° и 146° . Во-вторых, не исключена и другая последовательность событий — разворот осей по часовой стрелке в эпоху 1975—1977 гг. от 8 до 18° и затем последующий их поворот против часовой стрелки примерно на 70° . Так или иначе, но переориентация осей деформации во времени остается непреложным фактом.

В заключение следует отметить, что, как и поля напряжений [Нерсесов и др., 1973], поля компонент деформации в земной коре, видимо, должны характеризоваться определенной систематичностью. Иначе, как справедливо отмечают указанные авторы, трудно осуществимы направленный тектонический процесс и связанные с ним крупные землетрясения. Кроме того, геологические и геофизические данные указывают, что деформации земной коры могут носить глобальный или субрегиональный характер. В связи с этим изучение направлений главных осей деформации в том или ином районе представляется весьма важным элементом геодезических исследований. Именно геодезические наблюдения на плановых сетях, систематически

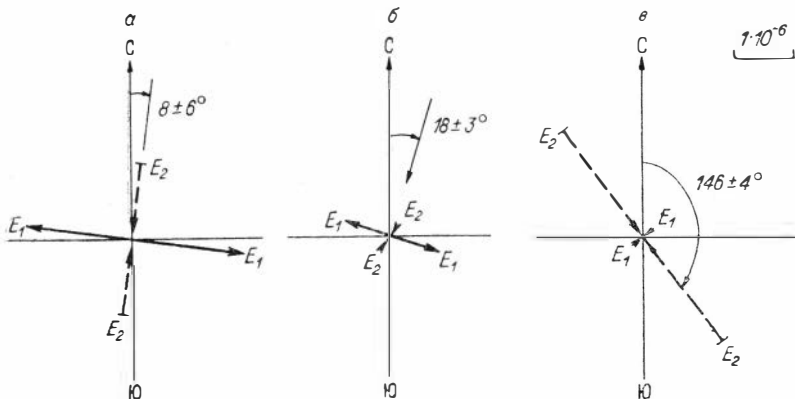


Рис. 7.5. Вращение главных осей деформации в южной части о. Сахалин в периоды между наблюдениями.

Периоды, годы: а — 1974—1975, б — 1975—1977, в — 1977—1979; E_1 — годовая скорость максимальной оси растяжения, E_2 — минимальной оси растяжения (сжатия). Расчеты выполнены по материалам наблюдений СахКНИИ ДВО АН СССР Н. Ф. Василенко и др.

проводимые в сейсмически активных районах, позволят надежно выяснить общие закономерности ориентации главных осей деформации в приповерхностной части земной коры и их динамику во времени, а совместный анализ подобных данных с таковыми в очагах землетрясений позволит уточнить наши представления о механизмах глубинных процессов.

§ 3. ВУЛКАНОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ НА КАМЧАТКЕ

В период активной деятельности Южного прорыва Толбачинского вулкана в 1976 г. был развернут большой объем геодезических работ по изучению характера поведения земной поверхности данного района [Федотов и др., 1976; Шульман и др., 1978]. Кратко рассмотрим латеральное распределение значений главных деформаций [Шульман и др., 1979]. Заметим, что в 1971 г. положение всех пунктов плановой сети было определено из триангуляционных построений, а в 1976 и 1977 гг. выполнялись угловые и линейные измерения (25 пунктов триангуляции и 53 линии и 25 пунктов триангуляции и 41 линия соответственно). Поэтому компоненты деформации вычислялись по формулам гл. II на основе урavnенных плоских координат пунктов в исходные и повторные эпохи наблюдений. На рис. 7.6 и 7.7 приведено латеральное распределение значений главных деформации за 1971—1976 и 1976—1977 гг. соответственно [Шульман и др., 1979].

За 1971—1976 гг. на территории полигона выделились пять характерных аномалий по соотношению осей главных деформаций (рис. 7.6). Сразу же обращают на себя внимание два участка, располагающиеся в северной и южной частях полигона в районе пунктов 9 и 23 с резким преобладанием оси сжатия над осью растяжения, т. е. отрицательным значением дилатации. К северо-востоку и юго-западу от Толбачинского вулкана на примерно равных расстояниях от него возникли участки со значительным преобладанием главной оси растяжения (пункты 25 и 15). Такое соотношение главных деформаций привело здесь к расширению приповерхностных слоев земной коры. Подобная же ситуация наблюдается и в районе Южного прорыва [Федотов и др., 1977], начавшегося трещиной, но затем в течение первых 10—12 сут обособившегося в центральное жерло с подковообразным конусом. Можно предположить, что глубинная ситуация в районах соседства пар аномалий сжатие — растяжение в каком-то смысле идентична, но дополнительные условия в районе Южного прорыва привели к излиянию лав, в то время как в районах пунктов 23 и 25 что-то воспрепятствовало реализации этого процесса.

Весьма информативными оказались результаты наблюдений, выполненных в 1977 г. Преобладавший в период 1971—1976 гг. общий фон расширения сменился в 1976—1977 гг. фоном сжатия. Видимо, огромные лавовые поля в связи с затуханием интенсивности глубинных процессов в приповерхностной части земной коры, остывая, вызывают картину общего сжатия земной поверхности.

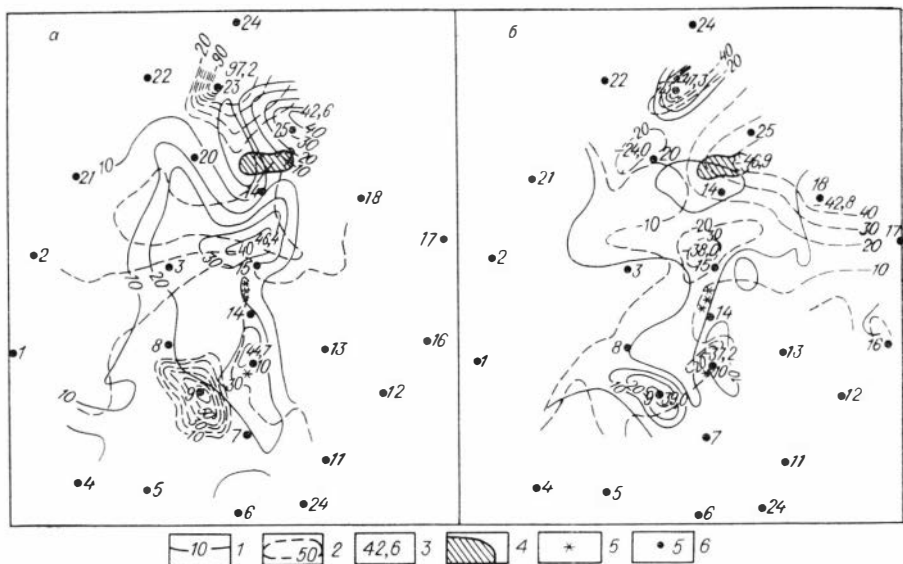


Рис. 7.6. Латеральное распределение значений главных деформаций на территории Толбачинского вулкана (Камчатка).

Периоды, годы: а — 1971—1976, б — 1976—1977; 1 — изолинии примерно равных значений максимальной оси растяжения (в 10^{-6}) и 2 — минимальной оси растяжения (сжатия); 3 — экстремальные значения; 4 — очаги деятельности Большого трещинного извержения 1975—1976 гг.; 5 — вулканы; 6 — геодезические пункты.

Следует особо подчеркнуть, что аномальные зоны, выявленные за период 1971—1976 гг., сохранили свое плановое положение и в 1976—1977 гг. Однако соотношение главных осей деформации в них резко изменилось. Максимальная ось сжатия в районе пункта 23 хотя и преобладает над осью растяжения, и здесь, как и прежде, продолжает происходить сжатие суммарное, но интенсивность его по сравнению с 1971—1976 гг. значительно меньше. Хотя, конечно, сейчас трудно судить о годовой интенсивности, так как период 1971—1976 гг. в пять раз больше периода 1976—1977 гг., и, возможно, интенсивность первого периода постепенно накапливалась в течение этих пяти лет.

В аномалиях, располагающихся северо-восточнее и юго-западнее влк. Толбачинский, соотношение осей изменилось на противоположное. Теперь здесь преобладают максимальные оси сжатия над осями растяжения. Такая же ситуация стала наблюдаться и в аномальной зоне, расположенной в районе Южного прорыва. К юго-западу от последнего, где в 1971—1976 гг. существовало резкое превалирование оси сжатия над осью растяжения, ситуация также изменилась на противоположную — ось растяжения стала преобладать над осью сжатия. Таким образом, по данным наблюдений за 1976—1977 гг. на территории полигона осталась одна зона расширения, возникшая за это время из зоны сжатия. Возможно, этот район является перспективно опасным, поскольку общее сжатие

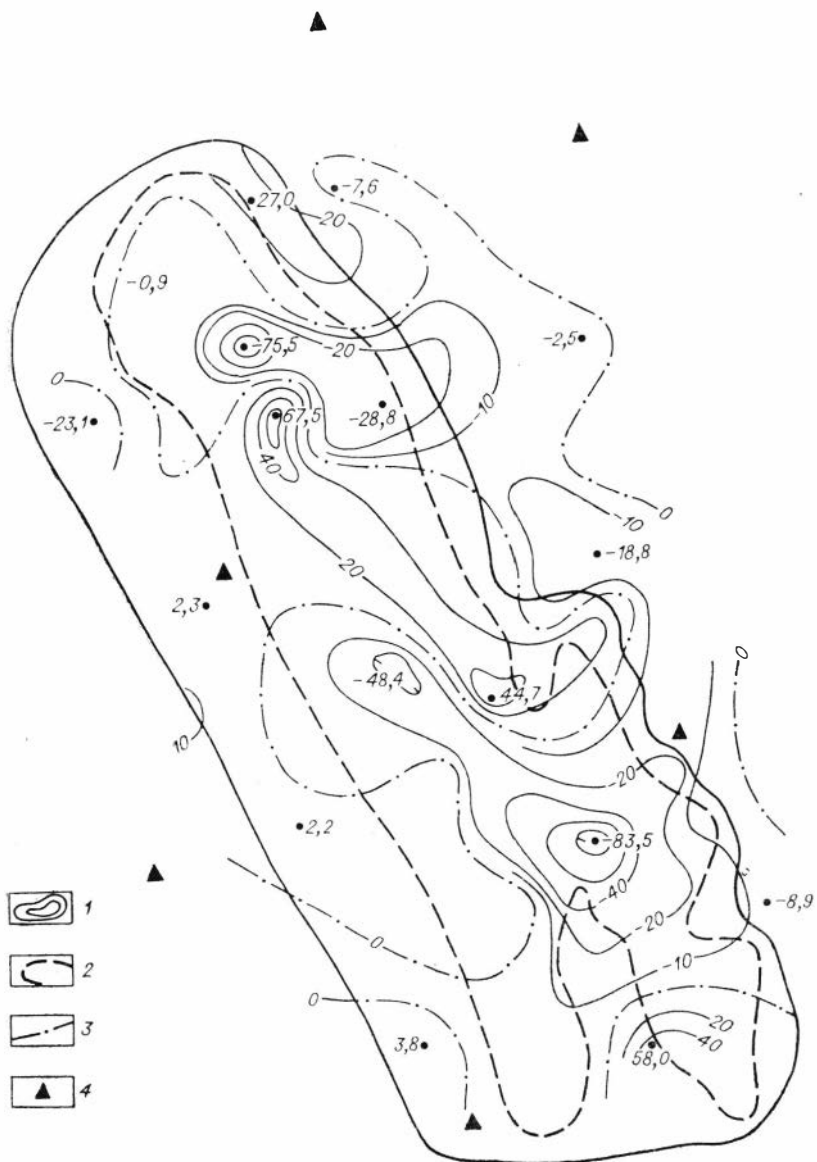


Рис. 7.7. Латеральное распределение дилатации земной поверхности на угольных месторождениях Кузбасса за 1975—1977 гг.

1 — изолинии дилатации (в 10^{-6}); 2 — границы месторождения; 3 — изолинии нулевой дилатации; 4 — геодезические пункты.

территории погасило локальные аномалии растяжения в других частях, создав в этом районе очаг расширения. Следует подчеркнуть, что общее сжатие территории произошло очень резко, что хорошо видно из сопоставления рассматриваемых схем.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Территория Толбачинского полигона состоит из 5—6 участков, по-разному реагирующих на глубинные воздействия. На основной части территории за рассмотренный период времени наблюдалась резкая смена типа деформирования от растяжения к сжатию и, наоборот, с перепадом деформации порядка $8 \div 10 \cdot 10^{-5}$.

2. Годовые изменения главных значений деформации на участках с однонаправленным характером деформирования достигали $5 \cdot 10^{-5}$ (аномалия в районе пункта 23). Интенсивность изотропной деформации и формоизменения была примерно одного и того же порядка.

Приведенные данные ярко свидетельствуют о преимуществе площадной интерпретации повторных геодезических измерений по сравнению с их векторным анализом. Именно подобный подход позволит более эффективно использовать геодезические методы в познании физической картины глубинных процессов.

§ 4. ТЕХНОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В КУЗБАССЕ

Кузнецкий бассейн является крупным горно-добывающим районом, играющим существенную роль в экономике страны. На его территории наблюдаются активные проявления выбросов угля и газа, а также горные удары. Кроме того, здесь отмечено несколько 6—7-балльных землетрясений. Все это свидетельствует о необходимости планомерных исследований современных тектонических и техногенных движений земной поверхности данного района. Поэтому с 1975 г. здесь выполняется комплекс геодезических работ на территории разрабатываемых угольных месторождений.

Территория площадью около 800 км^2 включает в себя район добычи угля открытым способом и 23 шахтных поля. В непосредственной близости от последних располагаются два крупных промышленных центра — Прокопьевск и Киселевск. Плановая сеть (полигонометрия) включает 56 пунктов, среднее расстояние между которыми 3,3 км, и представляет собой систему ходов с 27 узловыми точками. Измерение длин линий выполнялось светодальномером «Кварц», углов — теодолитом ОТ-02. Исходные наблюдения были выполнены в 1975 г., повторные — в 1977 г. Рассмотрим особенности латерального распределения компонент деформации, рассчитанных по треугольникам площадью 8 км^2 .

Территория месторождения состоит из чередующихся в направлении с севера на юг зон с положительными и отрицательными значениями дилатации (см. рис. 7.7). Эти зоны, в свою очередь, осложнены аномальными участками, в эпицентрах которых относительное изменение площади за период 1975—1977 гг. составило $(9 \div 17) \cdot 10^{-5} \pm 2,5 \cdot 10^{-5}$. Следует отметить, что в основном

высокоаномальные зоны не выходят за границу месторождения за исключением, может быть, аномалии в южной части, где из-за ограниченности геодезических построений контуры этой аномалии очертить не удалось.

В северной, центральной и южной частях месторождения выделяются три аномальные зоны с интенсивностью формоизменения, достигающей $3 \cdot 10^{-4} \pm 2,5 \cdot 10^{-5}$ (рис. 7.8). Аномалии в северной и центральной частях вытянуты вдоль месторождения и, видимо, в своей восточной части выходят за пределы зоны сдвижения горных пород. Площадь, охватываемая этими аномалиями, составляет примерно 100 км². Южная аномалия по причинам, указанным выше, полностью не выявлена. Все аномалии деформации располагаются над шахтными полями или в непосредственной близости от них.

Остановимся кратко на типах деформации. Дело в том, что большинство материалов по-разному разрушается в зависимости от того, являются ли деформации растягивающими или сжимающими. Опытные данные свидетельствуют [Феодосьев, 1972], что все материалы без исключения способны воспринять весьма большие сжимающие напряжения, тогда как при растяжении разрушение наступает при сравнительно небольших напряжениях. Тип деформирования может быть выявлен по соотношению знаков главных значений деформации. Выделяют три типа: общее растяжение — главные значения отрицательны, общее сжатие — главные значения положительны и растяжение — сжатие — главные значения имеют разные знаки.

Анализ главных значений (коэффициентов относительного удлинения вдоль главных направлений) показал, что на территории полигона наблюдаются все три типа деформирования.

Деформация общего растяжения наблюдается в основном в центральной части месторождения и охватывает его небольшой участок. Общему сжатию подвержены участки в юго-восточной части и на юго-западной границе центральной части месторождения. Основная часть территории подвержена растяжению — сжатию — максимальная ось положительна, минимальная — отрицательна. Следует отметить, что последний тип деформирования может приводить в общем случае как к суммарному растяжению поверхности, если модуль отрицательной главной оси меньше положительной, так и к относительному сжатию, если значение положительной оси меньше модуля отрицательной. Так, к примеру, в северной части полигона в районе максимума отрицательной аномалии дилатации (см. рис. 7.7) отрицательная главная ось деформации по модулю в три раза больше положительной ($-22 \cdot 10^{-6}$ и $7 \cdot 10^{-6}$), а в самой южной части положительная ось в несколько раз превышает модуль отрицательной.

Ориентировка главных осей, вдоль которых происходят максимальные и минимальные растяжения, на рассматриваемой территории имеет весьма сложный характер, особенно на участках шахтных полей. За границами месторождения она в некоторой степени упорядочивается, и за восточной границей максимальное растяжение

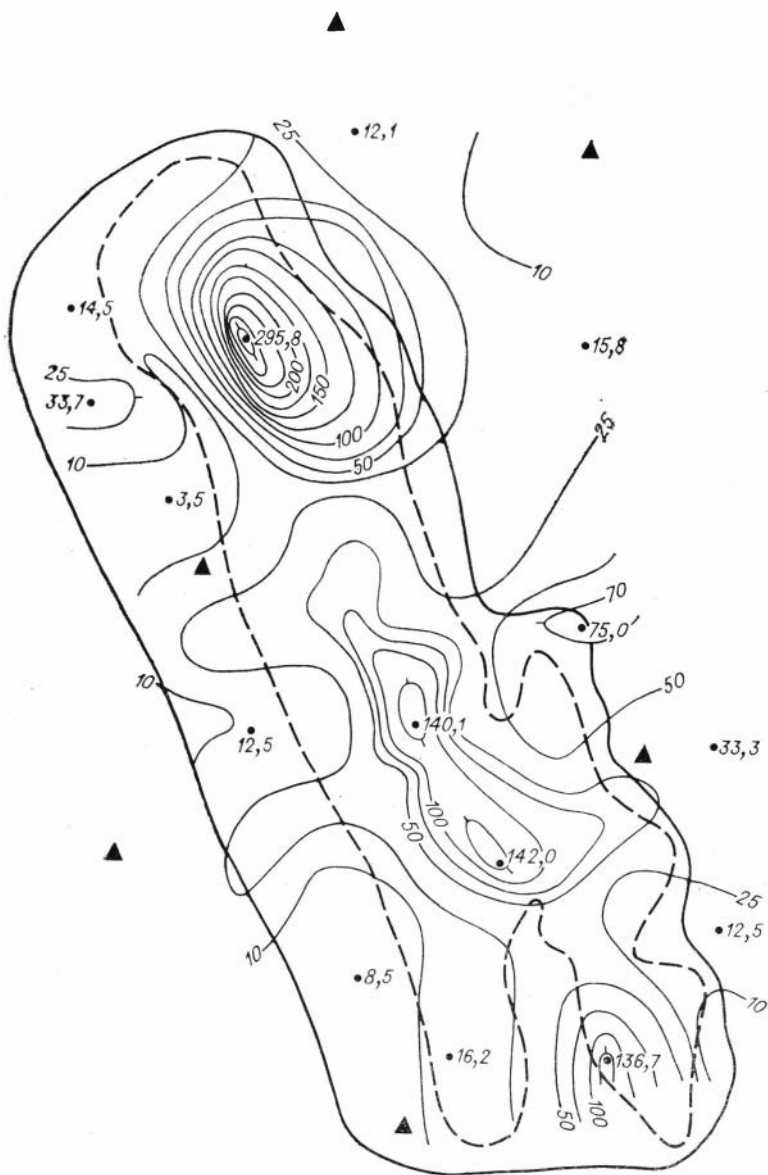


Рис. 7.8. Латеральное распределение интенсивности формоизменения земной поверхности на угольных месторождениях Кузбасса за 1975—1977 гг.

Усл. обозн. см. рис. 7.7.

приобретает примерно северо-восточное направление. Наконец, вполне достоверно здесь и вращение участков земной поверхности, наибольшая интенсивность которого $18 \pm 5''$ отмечается в северной части месторождения.

Таким образом, выполненные исследования позволили впервые установить следующие особенности техногенных деформаций земной поверхности на территории угольного месторождения Кузбасса.

1. Годовая скорость горизонтальных деформаций земной поверхности за период 1975—1977 гг. составила $15 \cdot 10^{-5}$, что более чем в три раза превышает погрешность ее определения.

2. Преобладающей величиной является интенсивность формоизменения, интегральное значение которого за 2-летний период достигало $30 \cdot 10^{-5} \pm 2,5 \cdot 10^{-5}$. Изотропная деформация не превышала $-17 \cdot 10^{-5} \pm 2,5 \cdot 10^{-5}$.

3. Выделяются три типа деформирования территории: общего растяжения, общего сжатия и растяжения — сжатия. Максимумы деформирования приурочены, как правило, к шахтным полям.

Полученные результаты имеют важное значение при проектировании и строительстве промышленных и гражданских сооружений на данной территории, а также при разработке мероприятий по охране окружающей среды.

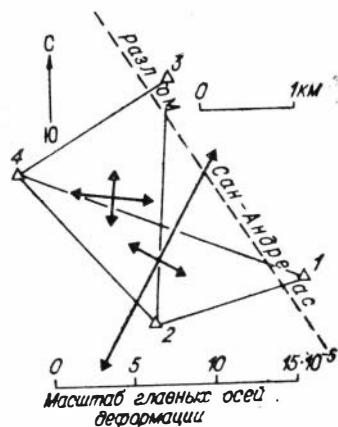
§ 5. МЕДЛЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В РАЙОНЕ РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС

Краткие обзоры истории изучения горизонтальных движений и имеющиеся результаты по современным движениям в зоне разломов системы Сан-Андреас публиковались неоднократно [Никонова, Никонов, 1973; Энман, 1973; Mead, 1966; 1975; и др.]. Наиболее подробно они рассмотрены в работе А. А. Никонова [1977]. Однако все авторы основное внимание уделяли относительному сдвиганию крыльев разлома и частично линейным деформациям в направлениях, перпендикулярных простиранию участка разлома.

Геодезические измерения показывают, что смещения происходят не только по «линии» разлома, они охватывают зону шириной порядка 120 км [Burford, 1966]. Следовательно, наряду со сдвиговым процессом крыльев разлома относительно друг друга наблюдаются и весьма интенсивное растяжение или сжатие земной поверхности и ее формоизменение на различных участках разлома.

Приведем результаты определения компонент деформации в горизонтальной плоскости за 1965—1968 гг., полученные из анализа линейных измерений пяти линий длиной 2—6 км (рис. 7.9) [Burford et al., 1969]. Первый треугольник с вершинами 2, 3 и 4 за указанный интервал времени подвергся растяжению во всех направлениях с максимальным его развитием примерно в юго-западном — северо-восточном направлении. Накопленный уровень сдвиговой компоненты составил $1,3 \cdot 10^{-5}$ и, видимо, представляет простой сдвиг в направлении, примерно параллельном простиранию разлома и имеющего годовую скорость около $0,4 \cdot 10^{-5}/\text{год}$. Анализ показал, что

Рис. 7.9. Деформация земной поверхности в районе разлома Сан-Андреас по данным повторных линейных измерений в августе 1965 г. и в апреле 1968 г. [Burford et al., 1969].



преобладающей компонентой деформации здесь оказалась дилатация площади, аккумулированная за 31 мес до уровня $+7,5 \cdot 10^{-5}$ и, следовательно, развивавшаяся со скоростью $2,5 \cdot 10^{-5}$ /год, т. е. в шесть раз интенсивнее, чем формоизменение.

Второй треугольник с вершинами 1, 2 и 4 также подвергся растяжению. Максимальная его величина ориентирована почти перпендикулярно к сбросу в данном районе. Накопленное формоизменение составило также достаточно высокое значение $1,2 \cdot 10^{-4}$, т. е. $0,4 \cdot 10^{-4}$. Возможно, что и для этого треугольника формоизменение отражает чистый сдвиг. Как и в первом треугольнике, преобладающей здесь является дилатация, достигая $+1,7 \cdot 10^{-4}$ ($0,6 \cdot 10^{-4}$ /год). Большие изменения конфигурации второго треугольника обусловлены главным образом необычно сильным растяжением ($+8,7 \cdot 10^{-5}$) вдоль линии 1—2, почти перпендикулярной зоне разлома.

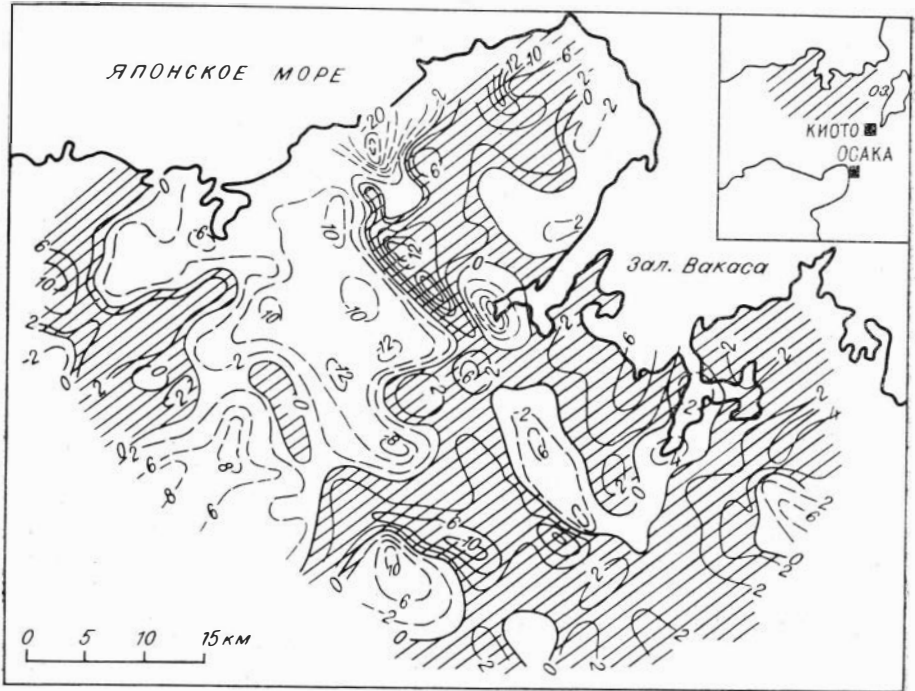
Серии измерений с 6-месячным интервалом ясно указывают, что скорость растяжения была в значительной мере равномерной. Сходным образом устойчивыми были и скорости растяжения на других линиях, исключая ограниченный период в течение лета 1966 г., когда на некоторых линиях, в частности на линии 1—2, проявилось незначительное сокращение.

Приведенные данные, таким образом, свидетельствуют против прерывистости движений, а также указывают на преобладание дилатационной компоненты деформации. Последнее подтверждается измерениями, проведенными на другой сети в течение этого же периода времени на п-ове Сан-Франциско. Однако там при подобных скоростях деформации происходило сжатие [Burford et al., 1969].

В заключение следует отметить, что поскольку абсолютное деформированное состояние в той или иной области остается неизвестным, то наблюдаемые современные деформации могут представлять собой как новое приращение эффективной деформации, включающей и ползучесть горных пород, так и релаксацию предварительно существовавшего упруго деформированного состояния. При современном уровне знаний нет возможности разделить упругие и неупругие деформации.

§ 6. ДЕФОРМАЦИИ, СОПРОВОЖДАВШИЕ КРУПНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЯПОНИИ

Наибольший объем повторных триангуляций выполнен в Японии [Kasahara, Sugimura, 1964; Miyamura, 1969; Dambara, 1975; Inoue, Nagada, 1975; и др.]. На всю территорию страны составлена



б

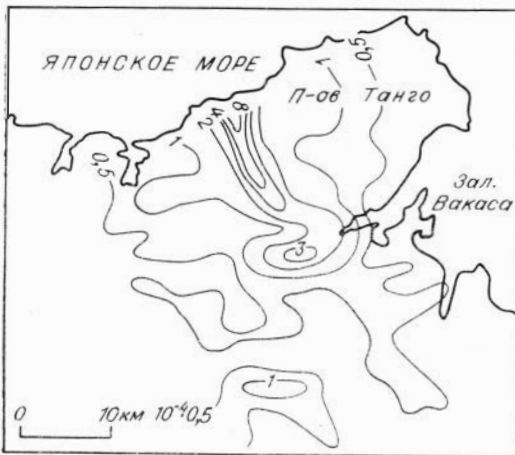


Рис. 7.10. Дилатация земной поверхности (изолинии в 10^{-5}) (а) и интенсивность формоизменения (максимальный сдвиг) земной поверхности (изолинии в 10^{-4}) (б) на п-ове Танго (Япония) за период с 1884—1888 по 1927 г. [по: Tsuboi, 1933]. На врезке — район наблюдений.

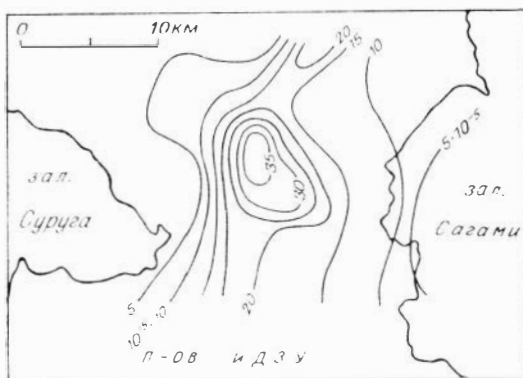
Повторные наблюдения триангуляции выполнены после землетрясения 1927 г. ($M = 7,5$).

сводная карта векторов горизонтальных смещений. Перенаблюдение азимута и повторное уравнивание показали, что в ранее со-

ставленных картах были допущены систематические ошибки. Сейчас относительно японских триангуляций с уверенностью можно говорить [Miyama, 1969] лишь по поводу изменения углов больше чем на $2,5''$ — $3,0''$, и что подобные изменения, видимо, связаны с большими землетрясениями. Уникальный материал предполагается использовать в дальнейшем для получения сведений об

Рис. 7.11. Интенсивность формоизменения (максимальный сдвиг) в северной части п-ова Идзу (Япония) за период 40—45 лет [по: Tsouboi, 1933; Рикитакэ, 1979].

Повторные наблюдения триангуляции выполнены после землетрясения 1930 г. ($M = 7,0$). Изолинии в 10^{-5} .



интенсивности и характере деформации японских островов [Miyamura, 1969].

Однако отдельные японские исследователи обращались к деформационной интерпретации повторных наблюдений плановых сетей [Terada, Miyabe, 1929; Tsouboi, 1933]. В 1933 г. Цубои

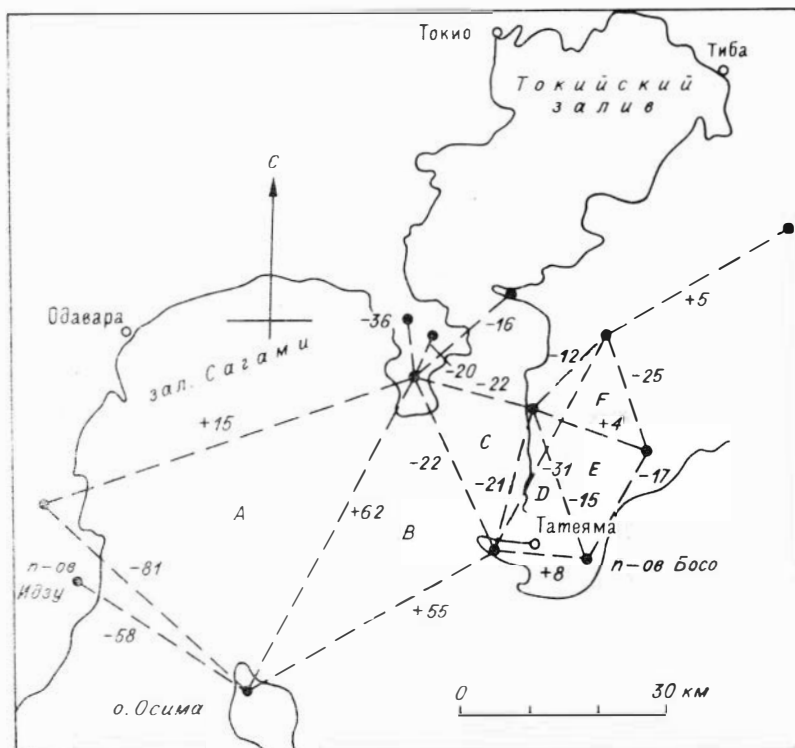


Рис. 7.12. Схема повторной триангуляции в округе Канто (Япония) [Dambara, 1975].

Цифры у сторон треугольников — изменения их длины (в см).

Т а б л и ц а 7.2

Современные горизонтальные деформации земной поверхности в районе зал. Сагами и п-ова Босо (Япония) за период с 1925 по 1971 г., 10^{-6}

Треугольник (по рис. 7.12)	Дилатация ρ	Интенсивность формоизменения γ_m	Значения главных осей		Азимут α
			E_1	E_2	
A	-0,6	3,2	1,3	-1,9	37°
B	0,2	2,6	1,4	-1,2	41
C	-2,1	0,5	-0,9	-1,2	-10
D	-0,9	1,4	0,5	-0,9	101
E	-0,6	1,1	0,2	-0,9	102
F	-1,4	2,2	0,4	-1,8	92

проанализировал наблюдения триангуляций в районах землетрясений в Танго (1927 г.) и в северной части п-ова Идзу (1930 г.).

Приведем значения дилатации и максимального сдвига, накопленных примерно за 40-летний период (рис. 7.10). Повторные триангуляции здесь были выполнены после землетрясения в Танго ($M = 7,5$), поэтому деформации будем называть связанными с землетрясением. На основной части территории дилатация земной поверхности достигла нескольких единиц 10^{-5} , а в отдельных местах превышала 10^{-4} . Интенсивность формоизменения превышала интенсивность дилатации, а в районе образовавшегося во время землетрясения разлома Гомура она составила несколько единиц 10^{-4} .

После землетрясения 26.XI 1930 г. в северной части п-ова Идзу ($M = 7,0$) также были проведены геодезические работы [Рикитакэ, 1979]. На рис. 7.11 изображено поле формоизменения в районе образовавшегося разлома Танна. Здесь, как и в предыдущем случае, интенсивность сдвиговой деформации в области разлома достигала

первых единиц 10^{-4} . К сожалению, не приводится дилатационная компонента деформации.

Рассмотрим теперь более поздние наблюдения. Приведем результаты повторных наблюдений трилатерации, выполненной с помощью лазерного дальномера (рис. 7.12, табл. 7.2) [Dambara, 1975].

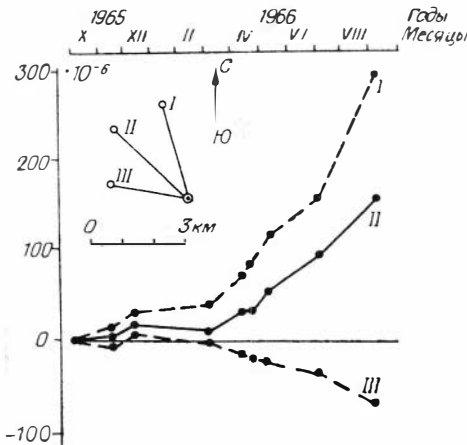


Рис. 7.13. Изменение длин линий (I, II, III) за нарастание активности Мацуширского роя землетрясений (VIII 1965 г.— VIII 1969 г.) [Эпман, 1973].

Характерной особенностью деформации этого района также является накопление не только формоизменения, но и горизонтальной дилатации. Сокращение площади за 45-летний период составило около $1 \cdot 10^{-6}$ при эффекте формоизменения $2 \cdot 10^{-5}$. Ярким примером очень высокой интенсивности горизонтальной дилатации являются результаты измерений линий за период нарастания интенсивности известного Мацуширского роя землетрясений. На базе примерно 3 км (рис. 7.13) линейное расширение достигло почти 1 м, т. е. $3 \cdot 10^{-4}$ [Есиков, 1979а].

§ 7. РИФТОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЕ

Баргузинская впадина является типичной рифтовой впадиной Байкальской рифтовой системы. Сеть триангуляции состоит из шести пунктов, два из которых расположены на Икатском поднятии, два непосредственно во впадине и два на Улюнском хребте. Повторные измерения сделаны в 1978 г. на расширенной в 1963—1965 гг. сети. Однако в обработку были приняты только указанные пункты, на которых в 1937—1941 гг. выполнялись измерения 1-го класса.

Анализ табл. 7.3 и рис. 7.14 показывает, что тип деформации в Улюнской и Икатской частях Баргузинской впадины существенно различен. При этом если исходить из предположения о слабой объемной сжимаемости горных пород, то в зоне сочленения Улюнского хребта со впадиной в среднем за 40-летний период времени существенными были только оси, расположенные в горизонтальной плоскости, вертикальная же ось деформации была практически мало значима. Согласно известному правилу нумерации главных осей деформации $E_1 > E_2 > E_3$, алгебраически максимальным является горизонтальное растяжение, имеющее ориентировку по азимуту $120-300^\circ$ от направления на север, а алгебраически минимальным—горизонтальное сжатие, перпендикулярное растяжению. Вертикальная

Т а б л и ц а 7.3

Главные оси деформации, их направления в Баргузинской впадине за период с 1937—1941 по 1978 г.

Улюнский хребет — впадина				Икатский хребет — впадина			
Треугольник	$E_1 \cdot 10^{-6}$	$E_2 \cdot 10^{-6}$	$A_{E_1}^\circ$	Треуголь- ник	$E_1 \cdot 10^{-6}$	$E_2 \cdot 10^{-6}$	$A_{E_1}^\circ$
3—5—6	+12	+2	267°	1—2—3	+18	+8	309°
3—5—7	+28	-3	347	1—2—5	+22	+7	319
3—6—7	+10	-25	297	1—3—5	+20	+6	333
5—6—7	+12	-29	289	2—3—5	+12	+1	362
Среднее ...	+16	-14	300°		+18	+6	331°
$E_{\text{верт}} = -2 \cdot 10^{-6}$				$E_{\text{верт}} = -24 \cdot 10^{-6}$			

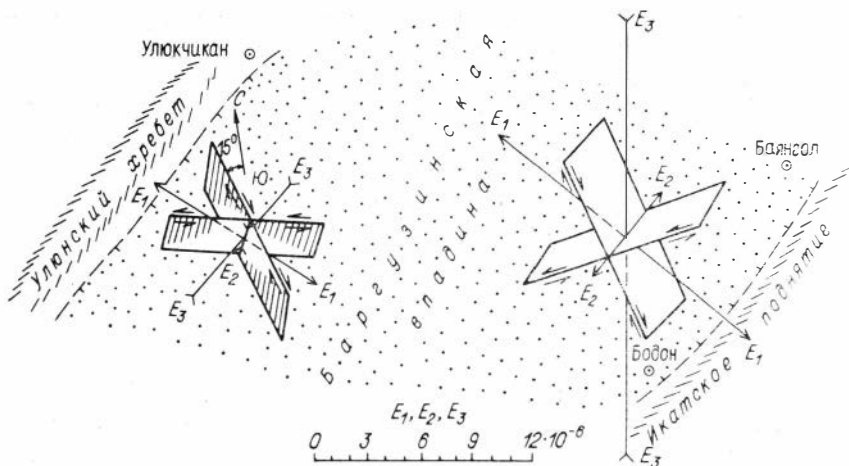


Рис. 7.14. Тип современного деформированного состояния Баргузинской впадины по данным измерений триангуляции в 1937—1941 гг. и 1978 г.

ось деформации является промежуточной и, как уже было отмечено, малосущественна. Следовательно, северо-западный борт впадины подвергался растяжению вкрест и сжатию вдоль структуры.

Таким образом, за рассматриваемый период времени в зоне Улюнской кулисы Баргузинского разлома тип деформации был близок к чистому сдвигу. При этом среднее направление вертикальной плоскости с правосторонними сдвигами всего на 15° отклоняется от меридиана, а плоскость с левосторонними сдвигами — от параллели.

В зоне сочленения впадины с Икатским сводовым поднятием, ограничивающим ее с юго-востока, тип деформированного состояния существенно иной. Максимальная горизонтальная ось растяжения здесь также ориентирована вкрест зоны сочленения, однако вдоль структуры действует небольшое растяжение. Исходя из той же посылки о слабой сжимаемости среды, вертикальная ось деформации представляет собой достаточно интенсивное сжатие. Максимальные сдвиговые деформации здесь сконцентрированы в плоскостях, проходящих через промежуточную ось и являющихся биссекторными между максимальным горизонтальным растяжением и вертикальным сжатием. При этом правосторонние сдвиги происходили в плоскости, продолжение которой в верхнее полупространство наклонено в северо-западном направлении, а левосторонние — в ортогональной к ней (см. рис. 7.14).

Таким образом, в целом деформированное состояние Баргузинской впадины по данным геодезических измерений соответствует таковому по сейсмологическим наблюдениям для северо-восточного фланга рифтовой зоны — горизонтальная ось растяжения ориентирована в направлении северо-запад — юго-восток, т. е. вкрест простирания структур, а ось алгебраически минимальной деформации

направлена либо вертикально (Икатская часть), либо имеет северо-восток — юго-западное направление (Улюнская часть), промежуточная ось деформации соответственно горизонтальна и вертикальна.

Подобное деформируемое состояние верхней части земной коры должно приводить к формированию субмеридиональных или субширотных сдвигов в Улюнской части и нормальных сбросов в Икатской с их простираем примерно вдоль юго-восточного борта впадины. Рифтовый тип деформации, видимо, и обуславливает в Икатской части характерную линейную полосу эпицентров землетрясений, протягивающуюся вдоль сочленения впадины с Икатским поднятием [Голенецкий, 1976].

Таким образом, анализ геодезических данных подтверждает вывод о том, что Байкальская рифтовая зона постепенно расширяется на юго-восток вследствие переработки северо-западной части Икатского свода. Современный же тип деформации сочленения Улюнского хребта с Баргузинской впадиной должен обуславливать в основном латеральные перекосы структур.

В ы в о д ы. 1. Методика анализа результатов повторных наблюдений плановых геодезических сетей, сводящихся к составлению векторов перемещений точек земной поверхности, неэффективна для решения задач геодинамики: она не позволяет понять объективную структуру движений. Малоэффективным является и анализ изменений длин отдельных линий в связи с тем, что априори не известно направление линий относительно главных осей деформации: для одинаково деформированного состояния земной поверхности можно получать различные значения линейных деформаций земной поверхности, и наоборот.

2. Годовая скорость двумерных техногенных деформаций земной поверхности, обусловленная разработкой угольных месторождений в Кузбассе, составляет $1 + 1,5 \cdot 10^{-4}$ /год. Такого же порядка двумерные деформации, сопровождавшие крупные землетрясения в Японии, на Аляске и др. Следовательно, двумерные деформации земной поверхности, сопровождающие дизъюнктивные нарушения, достигают единиц 10^{-4} . С учетом этого предельную деформацию на разрушение в приповерхностной части земной коры следует ожидать выше подобной величины, так как при возникновении разрывов снимается только часть накопившейся деформации.

3. Важной особенностью современного процесса двумерных деформаций земной поверхности разного генезиса — медленных тектонических, вулканогенных, техногенных — является изменение площади поверхности, приводящее к образованию локальных зон относительного разуплотнения и сжатия. Поскольку небольшие масштабы подобных зон не позволяют отнести их образование в результате смены характера глубинных тектонических нагрузок, их возникновение, очевидно, опосредовано через особенности тектонического строения и физико-механических свойств приповерхностных горизонтов земной коры.

4. Существенным свойством временного развития двумерных деформаций земной поверхности являются установленная

переориентация направлений главных деформаций и смена типа деформации от расширения к сжатию перед возникновением извержения грязевого вулкана. Подобное свойство может проявиться лишь в результате динамических особенностей глубинных тектонических сил и, следовательно, может рассматриваться в качестве прогностического признака, как и по данным сейсмологических наблюдений [Нерсесов и др., 1973].

5. Тип деформированного состояния земной поверхности Баргузинской впадины по геодезическим данным соответствует таковому по сейсмологическим наблюдениям для глубин порядка 15 км. Это свидетельствует о достаточно однородном по разрезу растяжении вкрест тектонических структур данного района. Анализ геодезических данных подтверждает существующее представление, о постепенном расширении рифтовой зоны в юго-восточном направлении.

Глава VIII

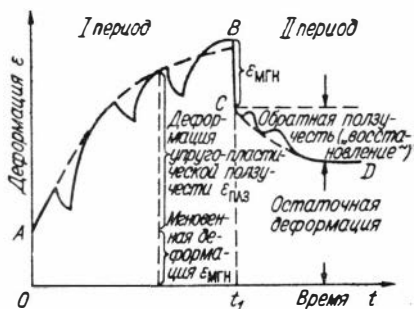
ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

§ 1. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВО ВРЕМЕНИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

При исследовании временных изменений современных деформаций земной поверхности интерес представляют следующие вопросы: как развивается процесс накопления деформаций, какова его среднегодовая интенсивность для данного тектонического района, есть ли различие в характере накопления для разнородных областей, в чем общие черты, проявляется ли цикличность или знакопеременная цикличность компонент деформации и др. Ответы на подобные вопросы важны для понимания физико-механических свойств материала коры, механизмов деформирования, сил, ответственных за процесс деформации и других геологических и геофизических явлений.

Известно, что проявление деформаций земной коры при характерном воздействии на нее не более года (распространение сейсмических волн, земные приливы, чандлеровское колебание полюсов) поддается приближенной интерпретации при допущении упругого поведения горных пород. Медленные тектонические деформации земной коры и ее поверхности есть результат воздействия глубинных нагрузок, действующих в течение больших периодов времени. Поэтому допущение об упругом поведении пород в этом случае неприемлемо. На подобной точке зрения в настоящее время стоит большинство исследователей [Ержанов и др., 1970; Ушаков, Красс, 1972; Ферхуген и др., 1974; Шерман, 1975; Ризниченко, 1976; Кучай, 1977; и др.]. Одним из важнейших типов поведения горных пород, как показывают геологические исследования особенно в складчатых

Рис. 8.1. Схема развития во времени деформации среды, обладающей свойствами Максвелловского и Кельвиновского твердого тела (кривая без локальных аномалий по Ферхугену и др. [1974]).



областях, является связанное течение в твердом состоянии. Материал земной коры обладает свойством к подобному течению почти при любых комбинациях физических условий.

Таким образом, длительность тектонических процессов позволяет рассматривать и современные медленные деформации коры как отражение процесса упругопластической деформации ползучести [Ушаков, Красс, 1972] и, видимо, разрушение горных пород, сопровождаемое землетрясением, нельзя объяснить только хрупким разрушением [Кузнецова, 1969].

Возможно, что наиболее общий тип поведения горных пород во времени соответствует соединению свойств Максвелловского и Кельвиновского твердого тела [Ферхуген и др., 1974]. В этом случае развитие деформаций во времени в общем случае в предположении непостоянства интенсивности глубинных нагрузок можно представить схемой (рис. 8.1). Однако даже при постоянных нагрузках в разнородных тектонических районах с различным строением земной коры, разной мощностью осадочного чехла и физико-механических свойств горных пород должны проявляться и различные виды механического поведения, наблюдаемые в лабораторных экспериментах.

Поэтому едва ли можно ожидать от натуральных наблюдений, в частности на геодинамических полигонах, расположенных в различных сейсмоактивных областях, что изменения во времени современных деформаций приповерхностной части земной коры будут соответствовать какому-либо стандартному реологическому телу.

При изучении временного аспекта важно выяснить цикличность и знакопеременность компонент деформации, поскольку такой процесс ускоряет разрушение среды. Из лабораторных экспериментов известно, что если среда деформируется упруго, то при переменных деформациях разрушение наступает после весьма большого числа циклов. При упругопластических же деформациях и переменных нагрузках, даже если максимальные напряжения далеко не достигают предела прочности пород, опасное состояние, связанное с разрушением, возникает и при сравнительно небольшом числе циклов. Так, если напряжения достаточно велики, то разрушение материала может произойти даже после 5—10 циклов [Феодосьев, 1972; Качанов, 1969].

Чередование пластических деформаций разного знака приводит к понижению прочности материала, и он может быть разрушен при гораздо меньших нагрузках, чем в статических условиях. Причиной усталостных разрушений является возникновение и развитие микротрещин внутри и на поверхности материала. Вместе с тем сопротивление усталости для одного и того же материала зависит от типа деформации — изгиб, растяжение и др., а также от вида цикла и частоты смены знака деформации [Качанов, 1969]. Поэтому при изучении современных движений земной поверхности важно выяснить внутреннюю структуру процесса деформации.

Следует отметить, что между амплитудой деформации и усталостной долговечностью N , под которой понимается число циклов изменения деформации, необходимых для разрушения при заданной амплитуде, существует обратная зависимость. При этом амплитуда переменных деформаций $\pm \varepsilon$, вызывающая разрушение через определенное число циклов N , зависит от средней деформации $\varepsilon_{\text{ср}}$. Амплитуда деформации, которая может быть наложена на постоянную (среднюю) деформацию и повторена в среднем N раз до разрушения, уменьшается с увеличением среднего уровня деформации. Истинный вид такой функции зависит, главным образом, от пластичности среды [Роней, 1976].

Приведенные сведения носят общий характер и, видимо, должны оставаться справедливыми в широком диапазоне масштабов, в том числе и для верхней части земной коры.

В настоящем разделе рассматривается развитие во времени вертикальных деформаций поверхности трех «натурных образцов» земной коры — Байкальского, Алма-Атинского и Гармского геодинамических полигонов.

Б а й к а л ь с к и й п о л и г о н (Усть-Селенгинская депрессия). Как видно из рис. 8.2, *a*, кривая изменения интегрального эффекта наклона состоит из трех последовательных участков. Первый (1968—1970 гг.) свидетельствует о накоплении наклона поверхности депрессии в сторону осевой части Байкала. Второй (1970—1973 гг.) показывает, что наклон прекратился и даже несколько уменьшился. Третий участок кривой, относящийся к следующим годам, фиксирует возобновление наклона. При этом его скорость стала даже несколько выше по сравнению с первым периодом.

Подобный характер изменения деформации во времени напоминает кривую упругопластической деформации ползучести со сбросом напряжений в начале второго периода и новой нагрузкой после наблюдений 1973 г. Действительно, из опытов известно, что при уменьшающейся нагрузке процессы прямой и обратной упругопластической ползучести могут протекать одновременно [Качанов, 1969]. Если, например, напряжения сброшены только частично, то наложение прямой и обратной ползучести может даже приостановить на некоторое время первую из них. При полном же сбросе нагрузки и при уже развившемся процессе деформации начинает развиваться процесс восстановления, но если вновь нагрузить материал до прежнего уровня напряжений, то вначале скорость деформирования мо-

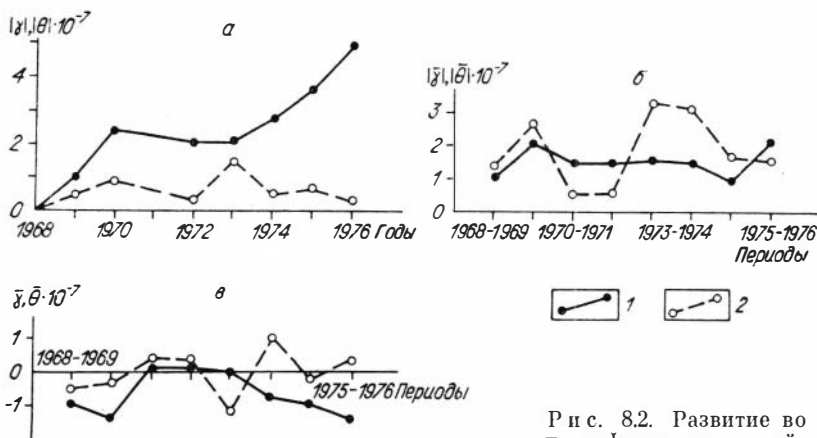


Рис. 8.2. Развитие во времени деформации земной поверхности

в среднем по Селенгинскому профилю Байкальского полигона за 1968—1976 гг.

а — абсолютные значения алгебраически накапливаемых деформаций; б — годовые значения интенсивности; в — годовые значения алгебраических средних (преобладающих) по профилю деформаций; 1 — наклон; 2 — изгиб.

жет оказаться даже выше, чем до перерыва, но затем примет первоначальное значение.

Высказанное предположение может быть проверено при сравнении компонент деформации с показателями сейсмичности; этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе.

Накапливаемый эффект изгибовой деформации меняется ритмично с квазипериодом примерно 2—4 года, что, очевидно, является отражением ее знакопеременности (рис. 8.2, в); интенсивность изгиба также квазипериодична. Однако интенсивность наклона не обнаруживает какой-либо закономерности.

Таким образом, в направлении, перпендикулярном простиранию Байкальской рифтовой зоны, поверхность Усть-Селегинской депрессии в среднем систематически наклоняется к осевой части Байкала, вместе с тем она ритмично изгибается [Есиков, 1979а].

А л м а - А т и н с к и й п о л и г о н (зона сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау). Рассмотрим осредненные характеристики вертикальных деформаций по всем субмеридиопальным профилям данного полигона. Видимо, некоторая усредненная деформация есть наиболее обещающий характеристический параметр деформированного состояния, за которым может последовать разрушение. Однако следует заметить относительно осреднения изгибовой деформации. Дело в том, что ее распределение по территории может оказаться симметричным, как это и наблюдается на данном полигоне (§ 2, гл. VI), и тогда среднее по всей территории будет близким к нулю (рис. 8.3).

Анализ средних значений отрицательных и положительных аномалий изгиба отдельно (§ 2, гл. VI) показывает, что их интенсивность увеличивается примерно с одинаковой скоростью, т. е. изгиб

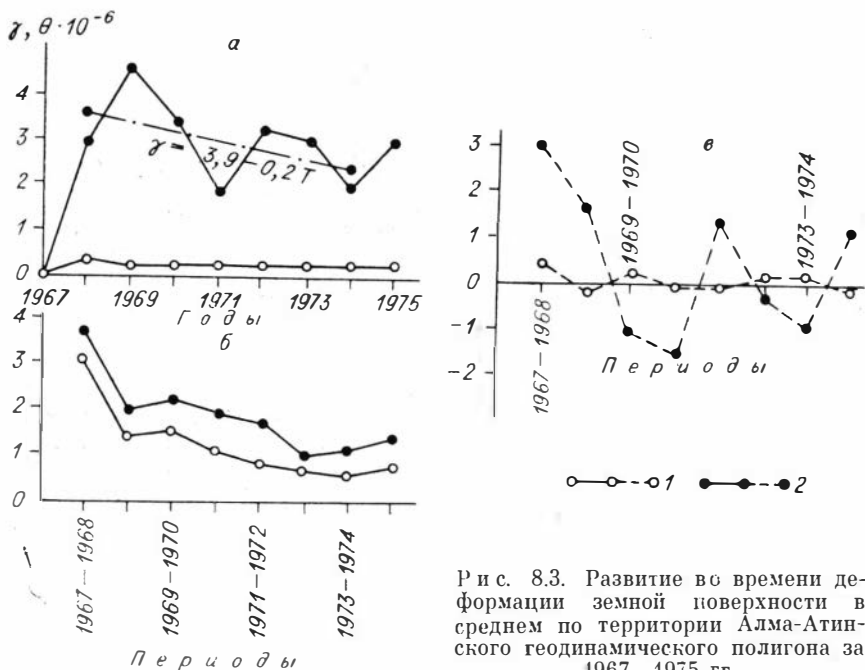


Рис. 8.3. Развитие во времени деформации земной поверхности в среднем по территории Алма-Атинского геодинамического полигона за 1967—1975 гг.

а — алгебраически накапливаемый эффект; б — годовые значения интенсивности; в — годовые значения алгебраических средних (преобладающих) по профилю деформаций; 1 — изгиб; 2 — наклон.

поверхности Алма-Атинского полигона в «гофр» в среднем нарастает во времени.

Интегральный эффект наклона нарастал до 1969 г., сменившись затем ритмичным убыванием. Если общий спад с 1969 по 1975 г. аппроксимировать прямой зависимостью от времени $\gamma = 3,9 - 0,2 T$ (T — в годах), то остаточная деформация удовлетворительно может быть представлена затухающими колебаниями с периодом около 3 лет и логарифмическим декрементом затухания, равным $\sim 0,35$. Следует отметить, что логарифмический декремент затухания относится к числу реологических свойств среды, проявляющихся во времени, как и вязкость [Гзовский, 1975]. Характер развития накапливаемого эффекта наклона обуславливается знакопеременной цикличностью его средних годовых значений (рис. 8.3, в) и спадом годовой интенсивности (рис. 8.3, б).

Годовая интенсивность обеих компонент вертикальной деформации в среднем уменьшилась. За период 1968—1974 гг. для наклона она понизилась в четыре раза, а для изгиба — в пять раз. При этом скорость ее спада в среднем постепенно уменьшилась и кривые к 1973—1974 гг. стали выполаживаться. Интересно отметить, что в течение первых пяти лет с начала наблюдений и до 1972 г. отношение интенсивностей наклона к изгибу линейно нарастало, т. е. наклон был более консервативен ко времени, чем изгиб. Начиная с 1972 г.

при продолжающемся общем спаде упомянутое отношение начало беспорядочно флуктуировать.

Сейчас пока трудно понять, означает ли спад интенсивности вертикальных деформаций наступление более спокойного периода или следует ожидать в ближайшее время увеличения уровня деформации. Это покажут дальнейшие наблюдения.

Указанный вопрос существен как с позиций познания общей закономерности процесса, в частности его цикличности крупного временного масштаба, так и в связи с тем, что часто область непосредственной подготовки сильного землетрясения может характеризоваться спадом фона деформирования земной коры на общем возрастающем фоне в смежных районах [Нерсесов и др., 1973]. К сожалению, о развитии во времени деформаций в сопредельных с полигоном территориях у нас сведений не имеется. Данные же повторных нивелировок, выполненных в 1975 г., показали как будто некоторое повышение здесь интенсивности деформаций.

Обращает на себя внимание аномальное отклонение интенсивности деформаций по данным наблюдений в 1970 г., выполненных до, частью после Саракамышского землетрясения, от их закономерного уменьшения. Возможно, что эта аномалия связана с процессом подготовки этого землетрясения, но, может быть, она обусловлена и его проявлением: территория полигона попала в 4—5-балльную зону, и возможно, что после сотрясения уровень деформации верхней осадочной толщи стал выше по сравнению с 1968—1969 гг.

Заканчивая обзор временного развития вертикальных деформаций на данном полигоне, следует еще раз подчеркнуть некоторые особенности: 1) знакопеременную цикличность наклона с квазипериодом около трех лет, что обуславливает циклический характер накопленного эффекта; 2) сохранение и развитие «гофра» земной поверхности; 3) понижение годовой интенсивности обеих компонент деформации в период 1969—1974 гг. Возможно, что последнее является частью крупномасштабного временного цикла деформаций. Если подобное предположение справедливо, то длительность такого цикла должна быть не менее 15—20 лет.

Гармский полигон (зона сочленения Северного Полюса с Южным Тянь-Шанем). Как и на предыдущих полигонах, вначале рассмотрим изменение во времени накапливаемого эффекта деформаций.

В зоне сочленения указанных структур происходит их интенсивное увеличение (рис. 8.4). Средняя скорость накопления изгиба составляет $16 \cdot 10^{-6}/\text{год}$. Накопление наклона на участках, наклоняющихся в противоположные стороны, происходит с разной интенсивностью. Скорость накопления «положительных» наклонов составляет $23 \cdot 10^{-6}/\text{год}$, а «отрицательных» — $9 \cdot 10^{-6}/\text{год}$.

Как уже отмечалось, важнейшей количественной характеристикой процесса деформирования является его годовая интенсивность, представляющая собой среднее значение из абсолютных величин компонент деформации по всем участкам полигона, поскольку она отражает энергетическую сторону процессов. Видно, что интенсив-

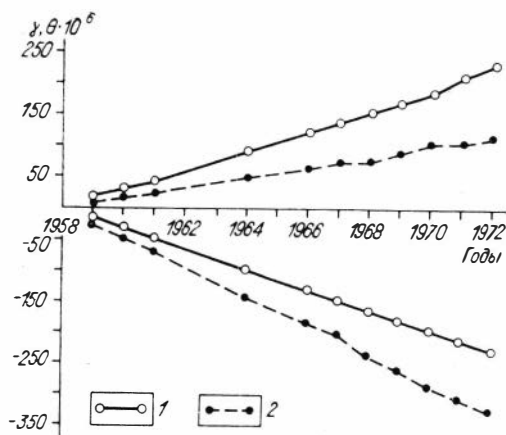


Рис. 8.4. Развитие во времени накапливаемого эффекта деформаций земной поверхности в среднем по Гармскому полигону.

1 — изгиб; 2 — наклон.

ность обеих компонент здесь меняется совершенно идентично (рис. 8.5). При этом ее средний уровень, равный $9 \cdot 10^{-6}$ /год, сохраняется на протяжении всех 14 лет. На подобном фоне проявляются бухтообразные всплески.

Если рассматривать весь полигон как один «образец»,

то преобладающий наклон территории во все годы наблюдений сохраняет один и тот же знак (рис. 8.6), что свидетельствует об однонаправленности процесса деформации. Полученные данные свидетельствуют также о том, что деформации земной коры в зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира по своей интенсивности намного выше, чем в Алма-Атинском районе, и более чем на порядок превышают подобные характеристики для Селенгинской депрессии Байкальской рифтовой зоны и Западного Прибайкалья.

Для удобства сравнения основные данные приведем в табл. 8.1.

В работе А. А. Никонова [1977], обобщающей огромный материал о современных и голоценовых движениях земной коры, при рассмотрении вертикальных движений на Среднеазиатских геодинамических полигонах предполагается, что вполне правомерно сравнивать современные смещения реперов на Алма-Атинском, Гармском, Ташкентском и Ашхабадском полигонах, поскольку полигоны находятся в сходных геотектонических условиях, а измерения близки по методике и точности. На наш взгляд, такие сравнения не являются объективными, поскольку сравниваются величины, зависящие от начала координат, а скорости перемещений на указанных полигонах и определяются относительно своих «исходных» реперов. Сравнение инвариантных величин показало, что на Гармском и Алма-Атинском полигонах рассчитанные вертикальные деформации различаются между собой на порядок.

Полученные результаты по трем сейсмически активным районам показывают, что развитие интенси вности (скорости) деформации во времени может происходить по одной из следующих моделей.

I. Средний уровень интенсивности (скорости) сохраняется на протяжении многих лет. На этом фоне проявляются бухтообразные всплески (аналогом служат обе компоненты на Гармском полигоне и наклон Усть-Селенгинской депрессии) либо флуктуации интенсивности квазициклически (аналог — изгибовая компонента Усть-Селенгинской депрессии Байкальской рифтовой зоны).

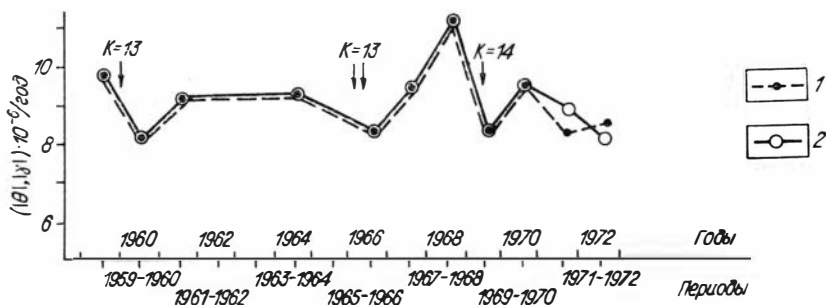


Рис. 8.5. Изменение во времени интенсивности деформаций земной поверхности в среднем по Гармскому полигону за 1958—1972 гг. [по: Буланже, Певнев, 1973; Гусев и др., 1973].

1 — наклон; 2 — изгиб. Стрелками указаны моменты возникновения землетрясений 13-го и 14-го энергетических классов.

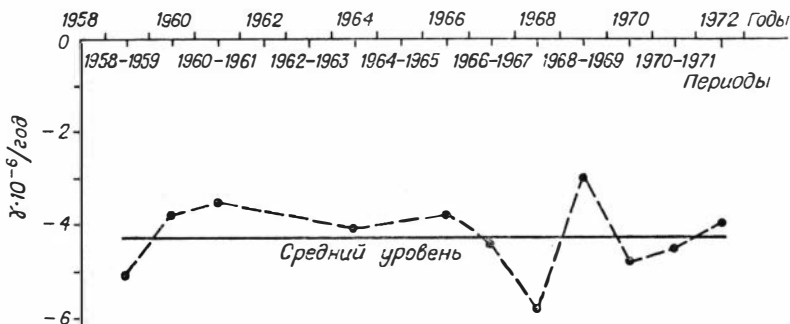


Рис. 8.6. Изменение во времени преобладающего наклона земной поверхности в среднем по Гармскому геодезическому полигону за 1958—1972 гг.

II. Средний уровень интенсивности систематически падает либо растет на протяжении многих лет. На подобном фоне проявляется ее флуктуация (аналог — обе компоненты вертикальных деформаций зоны сочленений Илийской впадины с Заилийским Алатау). Примера роста среднего уровня интенсивности пока нет, однако в принципе рост возможен.

Модели развития накапливаемого эффекта деформации могут быть следующих типов.

1. Накапливаемый эффект увеличивается во времени (аналоги — Гармский (наклон, изгиб), Байкальский (наклон), Алма-Атинский (изгиб) полигоны).

2. Накопленный эффект флуктуирует без существенного нарастания в связи со знакопеременностью компонент деформации (Алма-Атинский полигон (наклон), Байкальский полигон (изгиб)).

Следует оговориться по поводу модели типа I. Поскольку речь идет о наблюдаемом эффекте, то его увеличение не означает, что суммарная деформация рассматриваемой области возрастает. Может

Сравнение характера развития во времени средних для полигонов статистических характеристик вертикальных деформаций земной поверхности

Полигон (протяженность профилей, км; число участков)	Период наблюдений, годы	Эффект накопления деформаций; годовая скорость накопления	Годовая интенсивность деформаций	Средняя годовая скорость преобладающей по площади деформации
Байкальский (Усть-Селенгинская депрессия, 20; 7)	1968—1976	Наклон нарастает со скоростью $1 \cdot 10^{-7}$ /год. Остановка роста в период 1970—1973 гг. Накопленный эффект изгиба ритмичен с квазипериодом около 2—4 лет и с амплитудой от 0 до $1,5 \div 2 \cdot 10^{-7}$	Интенсивность наклона меняется слабо от 1 до 2×10^{-7} /год. Интенсивность изгиба меняется ритмично от 0,5 до $3 \cdot 10^{-7}$ /год с квазипериодом 2—3 г.	Скорость преобладающего наклона практически одного знака меняется от 0 до $1,5 \cdot 10^{-7}$ /год. Изгиб знакопеременен, $+1 \div -1 \cdot 10^{-7}$ /год
Алма-Атинский (около 200; 170)	1967—1975	Наклон нарастает до 1969 г. со скоростью $2 \cdot 10^{-6}$ /год, затем падает в среднем по прямой $\gamma = 3,9 - 0,2 T$ с наложением затухающих колебаний при логарифмическом декременте 0,35 и квазипериодом 3 года. Накопление изгиба в локальных аномалиях происходит со скоростью $0,3 \cdot 10^{-6}$ /год	Интенсивность наклона за весь период падает со скоростью $0,3 \cdot 10^{-6}$ год. Интенсивность изгиба понижается аналогично со скоростью $0,3 \cdot 10^{-6}$	Скорость преобладающего наклона знакопеременна, ритмична с квазипериодом 2—3 года и с понижающейся амплитудой от 3 до $1 \cdot 10^{-6}$. Подобная характеристика изгиба в среднем по полигону близка к нулю в связи с «гофром» поверхности в направлении с юга на север
Гармский (10; 8)	1958—1972	Наклон нарастает в течение 14 лет со средней скоростью 16×10^{-6} /год. Накопленный эффект изгиба растет со скоростью 16×10^{-6} /год	Интенсивность обоих компонент одинакова и составляет в среднем $9 \cdot 10^{-6}$ /год. В отдельные периоды проявляются флуктуации в $1 \div 4 \cdot 10^{-6}$	Скорость преобладающего наклона флуктуирует около его среднего значения, равного $4,3 \cdot 10^{-6}$ /год. Подобная характеристика изгиба близка к нулю

оказаться, что накопление наблюдаемых деформаций является результатом уменьшения абсолютной деформации области, возникшей в предыдущее до исходных наблюдений время.

И наконец, обобщенные модели развития интенсивности деформации и эффекта их накопления возможны следующих трех типов.

А. Средний уровень интенсивности постоянен. Накопленный эффект возрастает (зона сочленения Памира с Тянь-Шанем) либо флуктуирует при знакопеременности деформаций.

Б. Средний уровень интенсивности систематически понижается, накопленный эффект флуктуирует в связи со знакопеременностью компонент деформации (Алма-Атинский полигон) либо возрастает.

В. Средний уровень интенсивности систематически парастает. Накопленный эффект может возрастать либо флуктуировать при знакопеременности компонент.

Подобные модели могут служить некоторым стандартом временного развития компонент вертикальных деформаций земной поверхности для сравнения с ними различных региональных и локальных закономерностей развития деформаций.

Наряду с этим обобщение накопленных наблюдений на геодинамических полигонах на основе подобных схем позволит «паспортизировать» разнородные тектонические районы с целью выяснения локальных и региональных причин наблюдаемых явлений. Предложенные модели являются первым опытом систематизации. Дальнейшие исследования в этой важной области должны привести к большей конкретизации, а возможно, и видоизменению подобных схем.

§ 2. СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА С РАЗВИТИЕМ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В предыдущем разделе мы ограничились рассмотрением особенностей развития во времени двух статистических характеристик вертикальных деформаций — их годовой интенсивности и накопленного эффекта относительно исходной эпохи наблюдений. В данном разделе попытаемся выяснить связь этих параметров с некоторыми показателями сейсмичности.

Ни у кого не вызывает сомнения, что сейсмичность и медленные движения земной коры являются функцией одних и тех же геотектонических процессов. Как и любое проявление природы, деформации земной поверхности и сейсмический процесс имеют многоступенчатую природу формирования. В соответствии со взглядами, изложенными в работе Ю. М. Алехина [1963], мы рассматриваем пространственно-временное сейсмическое поле как последнее звено длинной цепи причинно-следственных связей, когда при формировании этого процесса, т. е. при переходе от одного звена геофизических явлений к другому, постепенно накапливаются элементы случайности.

Поэтому окончательное явление — возникновение толчков — представляет собой случайный процесс. Но подобным образом происходит и формирование процесса медленных деформаций земной поверхности. В силу действия тектошических, космических и других факторов земная поверхность, согласно законам механики, необходимо реагирует на эти воздействия формоизменением и изменениями площади. Однако количественное выражение этой реакции, ее характер зависят от большого числа других факторов, в частности от глубинного строения земной коры, наличия и формы разрывных нарушений, флюидонасыщенности и т. п.

Следовательно, процесс медленных деформаций и сейсмический процесс не детерминируются действием одного какого-либо закона, а являются результатом перекрещивания действий нескольких причинных цепей. Поэтому, с одной стороны, медленные деформации и процесс сейсмичности случайны, с другой — они необходимы по своему непосредственному происхождению, т. е. генетически связаны с непосредственно определяющими их факторами. Однако в силу недетерминированности действий определяющего фактора принцип классического детерминизма неприменим при изучении связи между процессом сейсмичности и медленными деформациями земной поверхности. Подобные связи могут существовать только как корреляционные с той или иной теснотой связи.

Сейсмическая активность какого-либо района генетически связана с общим уровнем деформации земной коры. Однако подобный уровень, накопившийся до начала геодезических наблюдений, не известен. Доступной для изучения характеристикой деформированного состояния является лишь накопленный эффект деформации относительно исходной даты наблюдений. Очевидно, что изменение во времени подобной характеристики отражает изменение общего уровня деформации данного района. Поэтому связь между какими-либо показателями сейсмичности и накопленным эффектом деформаций с точностью до постоянной величины должна всегда характеризовать связь между сейсмичностью и общим уровнем деформации. Следует заметить, что для разных районов эта постоянная будет различаться.

Для выяснения указанной связи в области сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау составлен график корреляции сейсмической активности на уровне $K=10$ для территории, ограниченной рамками $41^{\circ}40'—44^{\circ}30'$ с. ш. и $75^{\circ}00'—80^{\circ}00'$ в. д., с накапливаемым эффектом осредненного наклопа земной поверхности по территории Алма-Атинского геодинамического полигона за период 1967—1975 гг. На рис. 8.7 показана эта зависимость, аппроксимированная прямой $A_{10} = 20 \cdot 10^{-4} \gamma$, где γ — в единицах шестого знака.

Очевидно, что накапливаемая деформация территории полигона, площадь которой составляет около 400 км^2 , находится в прямой корреляционной связи с уровнем сейсмической активности очень большой области Северного Тянь-Шаня. Коэффициент корреляции достаточно высок ($r = +0,77 \pm 0,2$).

Рис. 8.7. Корреляция сейсмической активности на уровне $K = 10 (A_{10})$ территории, ограниченной $41^{\circ}40' - 44^{\circ}30'$ с. ш. и $75^{\circ}00' - 80^{\circ}00'$ в. д. с накапливаемым средним наклоном земной поверхности на территории Алма-Атинского геодинамического полигона за 1967—1975 гг.

Значения A_{10} соответствуют году повторного нивелирования.

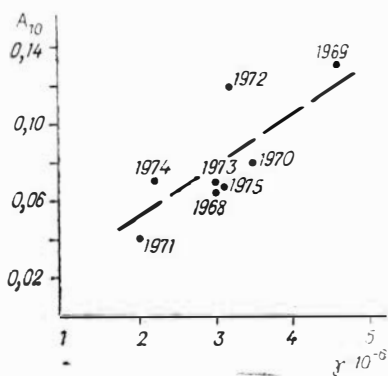


Рис. 8.8. Корреляция годовых приращений сейсмической активности на уровне $K = 10$ со средним приращением накапливаемого наклона земной поверхности в пределах Алма-Атинского геодинамического полигона за 1967—1975 гг.

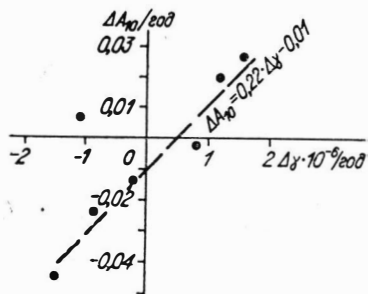
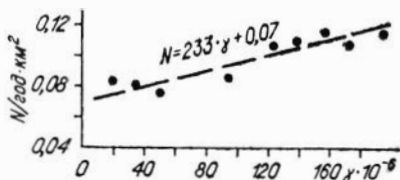


Рис. 8.9. Корреляция плотности сейсмического фона Центральной зоны Гармского сейсмоактивного района (фон по И. Л. Нересову и др. [1973, 1974]) со средним значением накапливаемого наклона земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона за 1958—1970 гг.



Полученный результат свидетельствует о том, что характер временного развития сейсмического течения горных масс в больших пространственных областях [Ризниченко, 1965, 1976] находит отражение во временном ходе вертикальных деформаций земной поверхности относительно небольшой территории.

Подобная зависимость достаточно четко проявляется и в корреляции годового приращения сейсмической активности на уровне $K = 10$ со средним приращением накапливаемого эффекта наклона (рис. 8.8). На этом графике имеется отскакивающая точка, расположенная в левом верхнем квадранте рисунка. Она относится к приращениям за период 1969—1970 гг., т. е. ко времени, видимо, аномального течения процесса подготовки Саракамышского землетрясения. Приращение эффекта наклона за этот период, возможно, обусловлено этой аномальностью. Поэтому при определении линии регрессии указанная точка не принималась во внимание.

На рис. 8.9 изображено корреляционное поле между накапливаемым эффектом деформаций поверхности Гармского геодезическо-

го полигона с плотностью сейсмического фона центральной зоны Гармского сейсмоактивного района. Плотность сейсмического фона, под которой понимается число землетрясений с $K = 7-9$ в год на квадратный километр [Нерсесов и др., 1973, 1974], является своеобразным индикатором уровня потенциальной сейсмической энергии, накапливаемой в земной коре в процессе перераспределения тектонических напряжений. Между общим уровнем современных медленных деформаций земной поверхности и плотностью сейсмического фона в Гармском сейсмоактивном районе также обнаруживается весьма тесная корреляционная зависимость. Коэффициент корреляции $+0,94 \pm 0,1$.

Плотность сейсмического фона не будет равна нулю при равенстве нулю накопленного эффекта деформации (см. рис. 8.9). Видимо, соотношение связано с тем, что подобный эффект, как уже отмечалось, не отражает абсолютный уровень деформирования данной области. В то же время, согласно этому графику, не равна нулю и накопленная деформация при равенстве нулю сейсмического фона. Этот факт, видимо, связан с неполнотой учета сейсмического течения горных масс, так как при определении фона принимаются землетрясения только 7—9 энергетических классов.

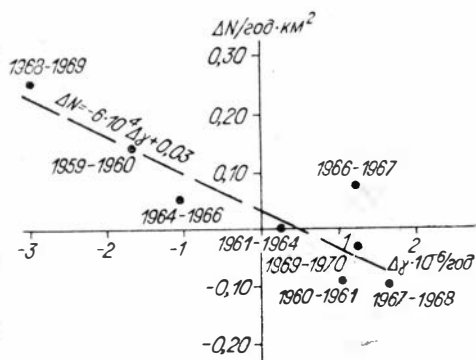
Накопленный эффект среднего наклона территории Усть-Селенгинской депрессии за период 1968—1973 гг. также коррелирует с уровнем сейсмической активности рифтовой зоны. Однако следует заметить, что здесь подобная связь проявляется слабее, чем в двух других рассмотренных районах. В рифтовой зоне за период, соответствующий нивелировкам 1968—1969 гг., произошло 192 землетрясения с $K \geq 9$, за период 1969—1970 гг., соответствующий данным нивелировки 1969—1970 гг., произошло 216 подобных землетрясений. В последующие периоды их число поддерживалось примерно на одном уровне — 211 в 1972 г. и 204 в 1973 г. Изменение числа землетрясений качественно соответствует временному ходу накопленного эффекта наклона по Селенгинской линии Байкальского полигона.

Таким образом, приведенные данные по трем различным сейсмоактивным районам свидетельствуют о том, что между показателями сейсмической активности и временным развитием общего уровня деформаций земной поверхности, фиксируемым характером развития накопленного эффекта деформаций на основе геодезических данных, существует прямая корреляционная связь.

Рассмотрим соотношение сейсмической активности с интенсивностью вертикальных деформаций земной поверхности, соответствующей скорости деформирования.

На рис. 8.10 по оси абсцисс отложены годовые приращения интенсивности деформаций наклона земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона, а по оси ординат — приращения плотности сейсмического фона за период 1958—1970 гг. Между отмеченными величинами существует достаточно тесная корреляционная связь. Как видно, положительным приращением интенсивности деформаций соответствуют отрицательные приращения плотности

Рис. 8.10. Корреляция приращения плотности сейсмического фона ($\Delta N / \text{год} \cdot \text{км}^2$) со средним приращением интенсивности наклона и изгиба земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона за 1958—1970 гг.



сейсмического фона, т. е. его уменьшение, а отрицательным приращениям интенсивности (ее уменьшению) соответствуют положительные приращения плотности сейсмического фона (его увеличение). Исключение составляет только один период времени 1966—1967 гг., когда положительным приращениям интенсивности наклона соответствовало и положительное приращение плотности фона.

На рис. 8.11 по оси абсцисс отложены приращения годовой интенсивности наклона в среднем по Селенгинскому профилю Байкальского полигона, а по оси ординат — приращение за год числа землетрясений с $K \geq 9$ в районе дельты р. Селенги. Данные указывают на прямой характер между указанными величинами.

Что касается зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау, то здесь, как было показано в предыдущем параграфе, интенсивность деформации за период 1965—1975 гг. систематически уменьшалась, сейсмическая же активность на уровне $K=10$ периодически менялась. Так что здесь связи между подобными характеристиками не проявляются.

Рассмотрим вопрос, на каком этапе развития деформаций земной поверхности происходит возникновение крупных землетрясений. На рис. 8.5 стрелками показаны моменты возникновения четырех крупных землетрясений 13-го и 14-го энергетических классов, эпицентры которых располагались вблизи Гармского геодезического полигона [Нерсесов и др., 1973; Дополнение..., 1976]. Очевидно, что землетрясения приурочены к периоду спада интенсивности деформирования. При этом Гармскому землетрясению 14-го класса (22.III 1969 г.) соответствует более интенсивная аномалия, чем землетрясениям 13-го класса.

Подобная связь проявляется также и в соотношении короткопериодных вариаций сейсмического фона данного района с интенсивностью деформаций: плотность сейсмического фона увеличивается в период спада интенсивности компонент деформации (см. рис. 8.10).

На Алма-Атинском полигоне и вблизи него за время геодезических наблюдений крупных землетрясений не происходило. Однако время возникновения известного Саракамышского землетрясения, хотя его эпицентр и располагался достаточно далеко от полигона, также приурочено к общему спаду интенсивности деформирования земной поверхности на данном полигоне (см. рис. 8.3, б).

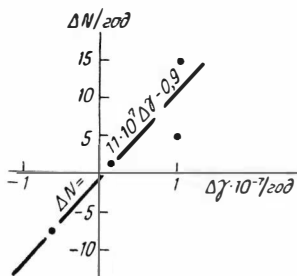


Рис. 8.11. Корреляция годового приращения числа землетрясений с $K \geq 9$ в дельте р. Селенги ($\Delta N/\text{год}$) с годовым приращением интенсивности наклона земной поверхности в среднем по Селенгинскому профилю Байкальского полигона за 1967—1973 гг.

Что касается Байкальской рифтовой зоны, то нам не удалось подметить подобного соотношения между возникновением крупных землетрясений вблизи дельты р. Селенги и временным ходом интенсивности деформации по Селенгинскому профилю Байкальского полигона. Сопоставление здесь затрудняется отсутствием геодезических наблюдений в 1971 г.

Таким образом, полученные результаты по Гармскому и Алма-Атинскому полигонам не противоречат, а наоборот, служат эмпирическим доводом в пользу известной теории подготовки и возникновения тектонических землетрясений, основанной на представлениях об общем ходе процессов трещинообразования, согласно которой момент возникновения землетрясений должен быть приурочен к периоду уменьшения скорости интегральной деформации рассматриваемой области [Костров, 1975; Мячкин и др., 1975, 1976]. Конечно, пока рано утверждать, что эти данные полностью подтверждают справедливость указанных представлений, поскольку в Байкальской рифтовой зоне такого четкого соответствия не наблюдается. Однако их использование в качестве рабочей гипотезы при поиске предвестников землетрясений по данным геодезических наблюдений и планирования частоты повторных наблюдений не вызывает сомнения.

Следует подчеркнуть, что изложенные здесь результаты неоспоримо свидетельствуют о наличии достаточно тесной корреляционной связи между показателями сейсмичности и компонентами деформации земной поверхности и, следовательно, о целесообразности использования подобных компонент при поиске предвестников землетрясений.

Следует также заметить, что в связи со сложностью процесса деформации, ограниченностью периода наблюдений за сейсмичностью и краткосрочностью геодезических измерений рассчитанные линии регрессии не являются окончательными и их, конечно, нельзя экстраполировать на другие районы. Принципиально важен факт эмпирического доказательства существования подобных связей.

§ 3. АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ КАК МЕТОД ПОИСКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Поскольку в проблеме прогноза землетрясений все еще встречаются противоречивые высказывания, представляется целесообразным, прежде всего, остановиться на принципиальном в методологии

ческом отношении вопросе, можно ли прогнозировать явление, не зная его причины. Причинность всеобща. Нет явлений, которые бы не имели своих причин, как нет явлений, которые бы не порождали те или иные следствия. Беспричинные явления невозможны уже хотя бы в силу того, что законы сохранения материи и движения исключают возникновение чего-либо из ничего. Причинность — такая связь явлений, при которой в определенных условиях одно явление неизбежно порождает другое.

Иногда эта фундаментальная категория науки толкуется чрезмерно широко. Причинность отождествляется с существованием любых видов законов природы. В таком случае категория причинности растворяется в понятии всеобщей закономерной взаимозависимости явлений.

Основные черты причинности, ее сущность состоит в *п о р о ж д е н и и* одного явления другим. Следствие не просто появляется вслед за причиной как нечто самостоятельное, обособленное, не просто сопутствует ей, а связано с причиной внутренней неразрывной связью. Подобная связь строго необходима.

Последовательность процессов, связанных друг с другом отношением жесткой внутренней необходимости, называют причинно-следственной цепью. Развитие таких цепей происходит на основе переноса материи и движения от причины к следствию. Порождения следствия — это и есть передача материи и движения от того, что существует. Однако этот процесс передачи не всегда может наблюдаться непосредственно и может быть завуалирован многими входящими обстоятельствами. Поэтому всегда исключительно важно правильно представлять, что может являться причиной рассматриваемого явления.

Важнейшим свойством причинно-следственных цепей является их пространственная и временная непрерывность. Именно то обстоятельство, что конкретная причина и следствие неразрывно связаны друг с другом и что в результате развития подобной цепи происходит перенос материи и движения, а также структуры от причины к следствию, и позволяет делать выводы по одной из составляющих данной пары о другой. Этим широко пользуются в научных исследованиях.

Следует особо подчеркнуть, что в самой по себе отдельно взятой причине ее следствие заранее не определено безотносительно к *условиям*, в которых разворачивается действие причины. Некоторые условия вообще *необходимы*, чтобы начала действовать причина, другие *усиливают* или уменьшают, третьи даже приостанавливают действие причины.

Однако, в свою очередь, следует подчеркнуть, что условия не играют ту же самую роль, что и причина. Условия, как совокупность независимых от причины явлений, превращает заложенную в причине возможность порождения следствия в существующую реальность.

В природе условий нет того, что само по себе может порождать данное следствие. Однако отделение друг от друга влияния условий

и собственно действия причины очень сложный процесс, и чаще всего успех достигается лишь путем глубоких и кропотливых исследований. Для этого необходим анализ внутренней сущности явлений.

Причинность охватывает все без исключения явления природы. При этом выделяются два вида подобных связей: с возникновением новых объектов и только с изменением состояния и свойств уже существовавших объектов. Результаты действия причины зависят как от природы объектов, на которые направлены действия причины, так и от внутреннего их состояния, зависящего от истории объекта, т. е. от тех причинных воздействий, которым он подвергался раньше. Но сколь бы существенно действие причины не преломлялось во внутренних условиях, нельзя упускать из виду, что условия остаются только условиями и не могут трактоваться как составные части причины.

Всеобъемлемость причинной связи не означает, что она выражает вообще все возможные связи между явлениями. Она лишь одна из форм таких связей. Существуют явления, которые всегда следуют одно за другим, подобные явления широко известны. Между ними существует *временная* связь, обладающая необходимым характером. Временная связь существует и между явлениями, которые не следуют одно за другим, а всегда обнаруживаются одновременно. Еще одной из форм связи является, например, пропорциональность физических величин, характеризующих некоторые свойства материального мира. Указанные формы связи хотя и оказываются *необходимыми*, тем не менее они не относятся к причинным связям. В подобных связях нет главного, что присуще причинности, — порождения одного другим, здесь одно явление выступает только спутником другого.

К особым связям относятся законы природы — это устойчивые, существенные, необходимые связи явлений. Понятие закона охватывает группу весьма различных необходимых связей, но только одна из них является причинной связью. Иными словами, «закон» — более широкое понятие, чем «причинность». Законы, не выражающие непосредственно связь между причиной и следствием, имеются в физике, химии, астрономии и других областях человеческого знания.

Конечно, законы обеих групп (связь между причиной и следствием и связь между явлениями, не стоящими в отношении друг к другу как причина и следствие) можно было бы назвать причинными, так как беспричинных явлений вообще не существует. Однако в таком понимании все законы были бы тривиально причинными. В строгом смысле причинными называют только те законы, которые охватывают события одной и той же причинно-следственной цепи, при этом законы второй группы, охватывающие явления из разных причинно-следственных цепей, не относятся, конечно, к беспричинным явлениям.

Таким образом, причинность соединяет только причину и следствие, закон же может выражать связи между различными причинами или следствиями, а также связи пространственной или временной корреляции. Сюда же входят функциональные зависимости, ста-

тистические распределения и др. Следовательно, причинность не может быть отождествлена с любым законом. Всегда необходимо исходить из того, что причинность действительно представляет собой лишь частичку всемирной связи, т. е. лишь одну из связей в ряду многих, но она обладает своими особыми только ей присущими свойствами.

Таким образом, изложенное и является ответом на поставленный вначале вопрос. Наличие большого числа взаимозависимых явлений из различных причинно-следственных цепей в принципе позволяет осуществлять прогноз явления без знания его причины на базе установления других типов закономерностей, где не дается связи между причиной и следствием. Необходимо подчеркнуть также, что подобные связи не являются малозначачими, второстепенными, они существенны и необходимы. Примером подобных связей может служить простой физический закон: разность теплопроводностей газов при постоянном давлении и при постоянном объеме для данной массы газа равна постоянной величине. Здесь теплоемкость при постоянном давлении не является причиной или следствием теплоемкости при постоянном объеме и др.

Итак, для предсказания какого-либо явления природы нет необходимости знать его причину. Человечество в таком случае издавна использовало два пути прогноза: изучая внутреннюю временную структуру явления, выявляя его цикличность (как более общее понятие периодичности) и отыскивая связи между событиями, не являющимися компонентами одной причинно-следственной цепи и не стоящими в отношении друг к другу как причина и следствие [Назаров и др., 1976].

Остановимся на конкретной причине землетрясения.

Известно, что нет смысла говорить о какой-либо первоначальной причине того или иного явления. Можно говорить о конкретной причине как о ближайшем отправном пункте существования данного материального объекта, в частности землетрясения. Поэтому часто встречающееся утверждение, что причиной землетрясений являются «глубинные процессы», по сути, является лишь обоснованием определенной точки зрения на развитие исследований, когда по тем или иным условиям не требуется конкретизации причины землетрясения.

Общезвестно, что под землетрясением понимается процесс колебаний земной поверхности, а в более общем виде — колебания Земли, сейсмические волны. Можно также считать общепризнанным положение, возникшее на основе опыта и физико-механических представлений, что энергия подобных колебаний возникает в результате разрядки накопленных тектонических напряжений. Между деформациями земной коры и землетрясениями, следовательно, существует необходимая причинно-следственная связь.

Однако означает ли это, что землетрясением должен заканчиваться любой процесс деформации? Выше мы подчеркивали, что в самой по себе отдельно взятой причине ее следствие заранее не определено безотносительно к *условиям*, в которых развивается действие

причины, а некоторые условия вообще необходимы, чтобы начала действовать причина. Известно, что с неупругой деформацией не связано никакой потенциальной энергии. Следовательно, только быстрое уменьшение упругой составляющей деформации, не связанное с релаксацией, может привести к возникновению сейсмических волн. При условии же подобного превращения в медленном темпе в процессе ползучести, пластичности или вязкого течения сейсмические волны возникать не будут. Последние виды деформирования и внезапность землетрясения, свидетельствующие о локальном характере потери устойчивости протекания процесса тектонических деформаций, указывают на ряд других условий возникновения землетрясения, связанных со свойствами вещества земной коры и ее глубинным строением [Костров, 1975].

Однако эти условия, как совокупность независимых от деформации явлений, не играют ту же роль, что деформация. Они либо способствуют превращению заложенной в деформации возможности порождения землетрясения в существующую реальность, либо уменьшают, тормозят или даже полностью приостанавливают действие деформации как причины. В последнем случае землетрясения не происходит.

Неизбежность переноса материи и движения от причины к следствию ведет к тому, что порождение землетрясения определенным образом изменяет деформацию, превращая ее из упругой в неупругую. По существу, следствие всегда таково, что его возникновение в какой-то степени ослабляет причину со строгим соблюдением законов сохранения массы, энергии и тому подобных величин. Подобное «ослабление» является универсальным свойством причинности. Хотя оно иногда внешне и не проявляется из-за «подпитывания» причины от других источников. В нашем случае подобными источниками и являются «глубинные процессы».

Таким образом, в силу наличия большого числа условий, сопровождающих причину, современные деформации земной поверхности не детерминируют полностью возникновения землетрясения. Вместе с тем они сами являются переключением действия нескольких причинных цепей — глубинных, атмосферных, космических процессов. Поэтому деформации и сейсмичность представляют собой сложнослучайные явления и в том смысле, что в подобных процессах закон больших чисел действует не только по оси времени (в совокупности повторений), но и по нормали к ней в суммах энергии элементарных слагаемых процесса. В таком случае последний должен быть цикличным, при этом отчетливость и устойчивость цикличности должна быть пропорциональной осреднению по площади и во времени [Алехин, 1963].

В настоящее время достаточно четко вырисовывается, что конкретизацией звена деформация — землетрясение, т. е. рабочей гипотезой при анализе наблюдаемых данных должна являться цикличность составляющих этого звена. Следует подчеркнуть, что процесс цикличности развития макропроявлений принадлежит к классу фундаментальных проблем, разрабатываемых современной геологией и

геофизикой [Хаин, 1964, 1977; Балуховский, 1966; Вассоевич, 1977; Трофимук, Карогодин, 1976, 1977; Трофимук, 1977; и др.].

Цикличность и ритмичность естественных макропроявлений являются их характерной особенностью. Примером тому является цикличность солнечной активности, космических лучей, годовых стоков рек, ритмичность атмосферных процессов. Цикличесен процесс образования гор, когда эпохи ускоренного роста сменялись эпохами относительного опускания. Последнее находит отражение в смене эпох врезания речных долин эпохами аккумуляции речных отложений. При этом амплитуда таких циклических движений может достигать 500 м [Никонов, 1971, 1972]. Цикличность и ритмичность, например, осадконакопления в Донецко-Днепровском прогибе отмечались многими геологами, циклично развиваются соляные купола и др. [Балуховский, 1966].

На материалах по различным районам выявлена цикличность и процесса сейсмичности. По данным Г. П. Тамразяна [1962], основанным на материалах о землетрясениях на территории СССР, сейсмичность отличалась ритмичностью колебаний. При этом продолжительность периодов весьма различна — от 2—3 до 90—140 лет. Еще раньше к подобному выводу пришла И. В. Кириллова [1957], установившая периодическое нарастание и уменьшение числа разрушительных землетрясений.

Новые данные по некоторым признакам периодичности землетрясений Кавказа содержатся в работах О. В. Лурсманашвили [1973], пришедшего к выводу, что для землетрясений с магнитудой более 5 имеет место приближенная периодичность в среднем 5,5; 11; 22 года и т. д.

Подтверждением проявлений цикличности сейсмического процесса служат корреляционные функции сумм энергии землетрясений Курило-Камчатской (за период 1911—1956 гг.) и Калифорнийской сейсмоактивных зон для землетрясений интенсивностью 5,5—6 баллов [Алехин, 1963].

Исследованиями С. А. Федотова [1968] установлены средняя длительность и особенности сейсмического цикла — интервала времени между двумя землетрясениями максимальной силы в одном и том же месте. В Тихоокеанской локальной зоне у берегов Камчатки, Курильских островов и Японии длительность подобного цикла оценивается приблизительно в 140 ± 60 лет. По отдельно изученным землетрясениям Камчатки с $M \leq 7$ за период 1897—1973 гг. ($49-58^\circ$ с. ш.) выделяются фазы сейсмической активности длительностью 3,1 года, в течение которых произошло 34 землетрясения из 37. Существование периодичности в 6,2 года, связанной с 18,6-летним периодом, подтверждается попаданием 9 наиболее сильных землетрясений Камчатки, происшедших с 1737 по 1896 г. именно в рассчитанные фазы активности [Федотов и др., 1976].

Исследованиями в Узбекистане, начатыми незадолго до Ташкентского землетрясения 1966 г., выявлена примерно 40-летняя периодическая активность Туранской плиты и Приташкентского района [Мавлянов, Уломов, 1976; Уломов, 1974]. При этом сейсмические

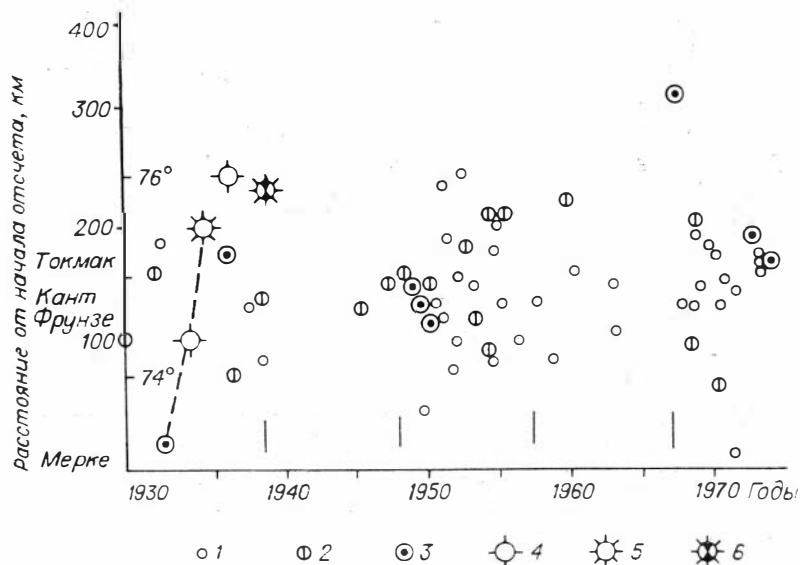


Рис. 8.12. Схема распределения землетрясений во времени в районе Чуйской впадины и ее горного обрамления за 1925—1975 гг. [по: Грин и др., 1976]. Эпицентры землетрясений с энергетическим классом ($K = \log E$, Дж): 1—10; 2—11; 3—12; 4—13; 5—14; 6—15. Вертикальные отрезки на горизонтальной оси отмечают границы 9—10-летних циклов сейсмичности.

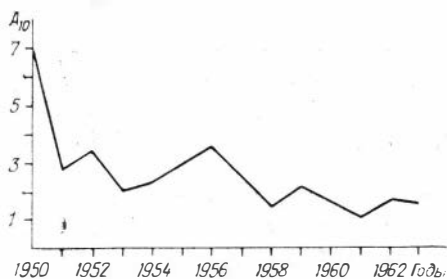


Рис. 8.13. График изменения A_{10} в Гармском районе после Хаитского землетрясения 1949 г. [по: Бунэ и др., 1968].

движения в Приташкентном районе примерно на 10 лет опережают события в Кызылкумах.

На территории Чуйской впадины и ее горного обрамления выявлена цикличность сейсмического процесса по наблюдениям за 1929—1975 гг. [Грин и др., 1976]. Длительность периодов активизации и относительного затишья изменяется в небольших пределах и равна 9—10 годам (рис. 8.12). Авторы указанной работы предполагают, что эти циклы могут быть явлением второго порядка на фоне подготовки более крупного землетрясения.

Еще более мелкие периоды удалось обнаружить в Гармском районе после Хаитского землетрясения 1949 г. [Бунэ и др., 1968]. С 1951 г. в этом районе наблюдался заметный спад активности.

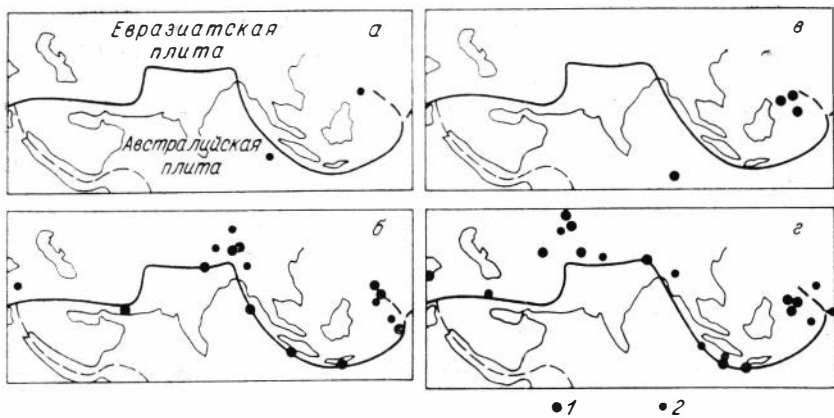


Рис. 8.14. Расположение крупных мелкофокусных землетрясений между Евразийской и Австралийской плитами.
 Периоды, годы: а — 1952—1970, б — 1934—1951, в — 1917—1933, г — 1897—1916;
 1 — $M \geq 8,0$; 2 — $7,7 < M < 8,0$ [по: Моги, 1976].

На фоне общего понижения активности в последующие годы отмечались циклические колебания активности с периодом около 3—5 лет (рис. 8.13).

Изучение сейсмического процесса по известному разлому Сан-Андреас привело американских ученых также к представлению о периодичности высвобождения энергии накапливающейся упругой деформации на участках разлома, где крип незначителен или отсутствует. На основе этой гипотезы ими разрабатывается методика предсказания места и времени землетрясений, и уже имеются несколько положительных результатов [Никонова, Никонов, 1973].

Цикличность проявляется в известных осцилляциях очагов афтершоков, состоящих в периодических смещениях участков максимальной сейсмической активности от одного края сейсмической зоны к другой, и миграциях — перемещениях очагов одиночных землетрясений в одном направлении. По мнению М. Бота [1969], подобные явления свидетельствуют об единой системе напряжений, по крайней мере для всей сейсмической зоны.

Вдоль сейсмических поясов, соответствующих сближению плит литосферы, сейсмическая активность также периодически меняется. Типичным примером этого является Альпийский пояс, соответствующий согласно воззрениям тектоники плит границе сближения Австралийской и Евразийской плит [Моги, 1975, 1976]. За последние 70 лет здесь выявлены четыре последовательных активных и неактивных интервала времени чередования землетрясений с $M \leq 7,7$. Длительность подобных интервалов-фаз 17—19 лет (рис. 8.14). Активность изменяется почти одновременно по всему поясу. На ряде сейсмогенных разломов циклическое высвобождение энергии проявляется в виде линейной миграции очагов вдоль разломов [Никонов, 1977].

Выражением цикличности больших периодов, видимо, являются установленные В. П. Солоненко [1977] на основе палеосейсмогеологических данных четыре «выпрыжки» сейсмической активности в Байкальской рифтовой зоне.

Скорость современных вертикальных движений оказывается также цикличной. Как отмечал Ю. Д. Буланже на IV Международном симпозиуме по изучению современных движений земной коры, по данным на геодинамических полигонах движения носят периодический характер, а квазипериоды вариаций и их амплитуда определяются тектоническими особенностями районов.

Наши исследования показали, что средняя территория Алма-Атинского геодинамического полигона знакопеременно-циклична с квазипериодом около 3 лет (см. рис. 8.3).

Выше было отмечено, что отчетливость и устойчивость цикличности сложно-случайных процессов зависят от площади и времени осреднения. Поэтому на Байкальском и Гармском полигонах, где протяженность профилей повторного нивелирования на порядок меньше, чем на Алма-Атинском, цикличность проявляется слабее.

О существовании короткопериодической цикличности деформирования земной поверхности свидетельствуют также результаты наблюдений за показаниями астрономического уровня в эпицентральной зоне Ташкентского землетрясения. Задолго до землетрясения земная поверхность здесь периодически отклонялась от нулевого (горизонтального) уровня. Наблюдения хорошо аппроксимируются синусоидой с периодом 9,8 мес и амплитудой $2,3''$ [Уломов, 1974; Мавлянов, Уломов, 1976].

Таким образом, фактические данные, несомненно, свидетельствуют о том, что движения земной коры представляют собой сочетание различных циклов, квазипериоды которых, согласно Г. Узлману [1975], колеблются в диапазоне $10^{-8} \div 10^8$ лет. Следовательно, изучение цикличности процесса современного деформирования земной коры и ее поверхности, видимо, должно являться одним из центральных звеньев в исследованиях по прогнозу землетрясений.

Однако высказывались соображения, что упругие деформации сосредоточены на расстоянии немногих десятков километров от очага, т. е. энергия сконцентрирована в весьма небольшой зоне [Стейси, 1972; и др.]. Из этого следует, что выйти на область подготовки землетрясения при постановке геодезических наблюдений практически трудно. Подобное представление противоречит данным о сейсмогенных деформациях. Уже неоднократно указывалось, что движения не ограничены приразломными зонами, а при коровых землетрясениях охватывают площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров [Солоненко и др., 1977; Мавлянов, Уломов, 1976; и др.]. Эта точка зрения получила инструментальное подтверждение. Достаточно известными фактами являются деформации земной поверхности на гигантских площадях при Чилийских (1960 г.) и Аляскинском (1964 г.) землетрясениях, когда поднятия, опускания, перекосы, сдвиги проявлялись на площадях около 130 и 300 тыс. км².

При Гоби-Алтайском землетрясении (1957 г.) горный массив размером 275 на 300 м с абсолютными отметками до 4000 м, как указывает В. П. Солоненко [1976, 1977], был приподнят и сдвинут к востоку «подобно ледоколу при боковом сжатии льдов». При Муйском землетрясении (1957 г.) видимые подвижки произошли на протяжении 140 км по разломам и др.

При катастрофических землетрясениях деформациям подвергаются гигантские массы земной коры с площадью земной поверхности до сотен тысяч квадратных километров. Но из этого следует, что до возникновения в процессе подготовки подобных землетрясений деформациям подвергались еще более грандиозные объемы и площади. Об этом свидетельствуют и геодезические наблюдения на системе разломов Сан-Андреас. В Центральной Калифорнии близ г. Чоламе сдвиговые смещения за 1932—1951 гг. в 100-километровой полосе поперек основных структур составили 32 см. Но только 12 см приходится на сам разлом Сан-Андреас [Burford, 1966]. В долине Империял, где сеть триагуляции охватывает полосу в 120 км шириной, смещения достигают 8 см/год. Скорость же сдвигания по самому разлому Империял за счет крипа и слабых землетрясений оценивается в 1,3 см/год [Whitten, 1957; Scholz, Fitch, 1969], а скорость сейсмического сдвигания — в 3,2 см/год [Brun, 1968]. Оставшиеся 3,5 см/год относятся за счет накопления упругих деформаций через всю зону. В районе зал. Сан-Франциско вблизи Хойварда подобные величины за 12 лет с 1951 по 1963 г. составляли 1,7 и 0,7 см/год [Nason, Tocher, 1970].

Остановимся на методической стороне поиска предвестников землетрясений. Подобные явления также должны быть двух типов, причислять которые к одной категории, конечно, нельзя.

Не вдаваясь в существо предвестников второго типа, отметим, что в настоящее время они подразделяются на геофизические (уменьшение величины отношения v_p/v_s , вариации векового хода геомагнитного поля, увеличение электрической проводимости и др.), геохимические (возрастание содержания радона в подземных водах и газах, изменение изотопных отношений, вариации химического состава спонтанных и растворенных в подземных водах газов) и гидрогеологические (изменение дефицита воды, нефти, газа, повышение температуры источников, повышение активности грязевых вулканов, вариации солевого состава вод) [Пресс, Брейс, 1968; Садовский, 1970, 1973, 1976; Монахов, 1917; Мячкин, Зубков, 1973; Нерсесов и др., 1973; Хитаров и др., 1974; Агамирзоев и др., 1976; Билинский и др., 1976; Грин и др., 1976; Кармайкл, 1976; Лыков и др., 1976; Мархинин и др., 1976; Мирзоев и др., 1976; Назаров и др., 1976; Уразаев и др., 1976; Хагивара, 1976; и др.]. Теоретической базой их поиска, как уже отмечалось, служит наличие большого числа объективных связей, не содержащих в себе момента порождения землетрясения. Все эти явления возникают в основном в результате деформации земной коры.

В настоящее время уже не оспаривается наличие предвестников землетрясений собственно деформационного типа. Иное дело прак-

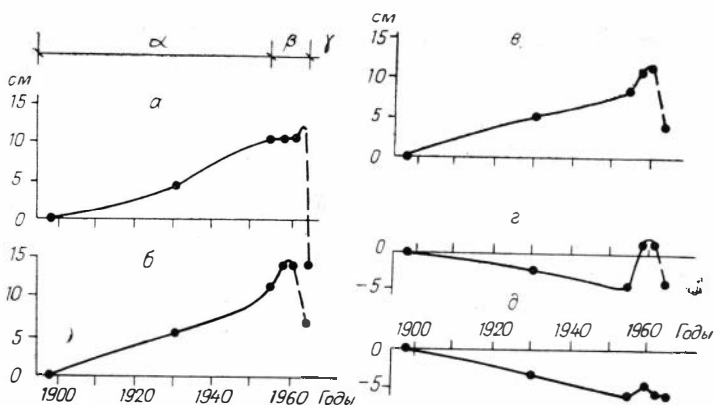


Рис. 8.15. Изменение высот точек (а — д) в районе землетрясения Ниигата (1964 г.) в период с 1900 г. до конца 1964 г. [по: Мещеряков, 1968].

тика их поиска по данным геодезических измерений. Как отмечалось раньше, по данным повторных наблюдений плановых смещений пунктов триангуляции можно построить столько отличающихся друг от друга векторных схем относительных перемещений, сколько пунктов имеется в рассматриваемой сети. Ясно, что эффективный поиск предвестников не может быть построен на анализе подобных «вариантных» схем. За исключением, быть может, разлома Сан-Андреас, где интенсивные смещения происходят в основном однонаправленно. Однако и в этом случае все построения со скоростью перемещений (расчет повторяемости сейсмических событий) предполагают накопление упругих деформаций. Скорость перемещений фигурирует лишь как величина, отражающая этот процесс [Бениофф, 1966; Wallace, 1970].

Аналогично обстоит дело и с поиском предвестников по данным повторных нивелировок. На основе результатов пятикратных повторных нивелировок, выполненных в районе г. Ниигата в Японии, проводившихся с целью изучения оседания грунта в связи с добычей природного газа и откачкой подземных вод, Ю. А. Мещеряков [1968] выделил три этапа движений земной коры в сейсмических районах, названных им α , β и γ движениями (рис. 8.15): медленные длительные движения (α), движения, предвестники, проявляющиеся в период подготовки землетрясения (β), и перемещения, вызванные самим землетрясением (γ). В дальнейшем подобное разделение стало использоваться в отечественной литературе [Атрушкевич, 1972; Сигалов, 1974; Буланже, 1976; и др.]. В зарубежной литературе встречается подразделение сейсмического цикла движений на большее число этапов [Scholz, 1972].

Анализ графиков (см. рис. 8.15) показывает, что они представляют собой не что иное, как изменение во времени алгебраически накапливаемого эффекта превышений между двумя реперами. Но это фактически означает изменение величины, пропорциональной

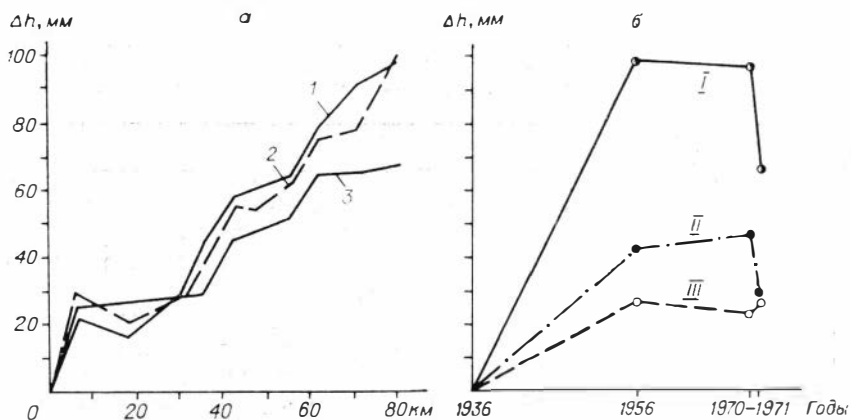


Рис. 8.16. Перемещения реперов в районе Джамбульского землетрясения 1971 г. (а) и изменения во времени деформации наклона разного масштаба (б). Периоды, годы: 1 — 1936—1970, 2 — 1936—1956, 3 — 1936—1971; I — начало отсчета скорости вертикальных перемещений в точке 0 [Сигалов, 1974]; II, III — начала отсчетов сдвинуты на 18 и 35 км соответственно.

наклону земной поверхности, поскольку расстояние между реперами во все эпохи наблюдений можно считать практически постоянными. Следовательно, суть α , β и γ движений не в изменении высот точек земной поверхности, не в их поднятии или опускании, так как оба репера могут подниматься или опускаться над уровнем моря или один из них подниматься, а второй — опускаться, суть в деформациях поверхности.

Однако возникает вопрос, где взять рецепт выбора масштаба деформации, поскольку общий процесс деформирования земной коры представляет собой наложение деформаций разного масштаба [Костров, 1975]. Неустойчивость «одночастотной» схемы поиска можно видеть на примере построений для Джамбульского землетрясения (10.V.1971 г.) в районе Каратауского разлома. На основе анализа результатов нивелировок 1936, 1956, 1970 и 1971 гг. по профилю 80 км на восток от эпицентра было сделано предположение, что по 1970 г. имело место β движение — предвестник землетрясения, а после — γ движение [Сигалов, 1974].

Легко убедиться, что подобные β и γ движения зависят от масштаба рассматриваемых участков. Если за исходный взять репер в 18 км от начала координат (рис. 8.16), то за 14-летний период с 1956—1970 гг. деформации продолжали нарастать по сравнению с предыдущим периодом, а затем после землетрясения они резко уменьшились. Если же принять за «исходный» репер в 35 км, то картина становится обратной — за период 1956—1970 гг. уровень деформаций падал, а после землетрясения он увеличивался. Ясно, что подобные движения не продвинули прогноз.

Таким образом, правильная по своему внутреннему содержанию «одночастотная» схема непригодна по своей форме для поиска предвестников землетрясений. Ясно, что не каждая составляющая

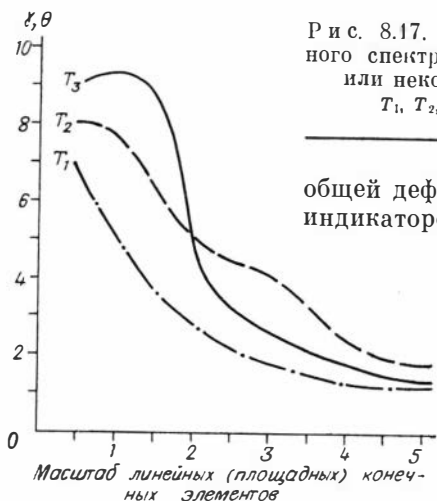


Рис. 8.17. Схематические кривые пространственного спектра компонент деформации по профилю или некоторой площади земной поверхности.
 T_1, T_2, T_3 — время повторных наблюдений.

общей деформации может быть одинаковым индикатором приближения землетрясения.

Не имеет, например, смысла поиск только на основе анализа деформаций участков поверхности размером в десятки сантиметров или для предсказания землетрясений в локальных районах рассматривать деформацию Евразии как целого.

Согласно гипотезе подготовки очага землетрясения, основанной на сообщении теоретических и экспериментальных результатов физики разрушения [Костров, 1975; Мячкин и др., 1975, 1976], предвестники на поверхности земли (наклоны, изгибы) связаны с общей деформацией. Поэтому их общий вид должен получаться простым интегрированием скорости деформации. Следовательно, в случае повторных геодезических наблюдений в качестве поискового критерия должен быть принят интеграл от амплитудного спектра, накопленного относительно исходной эпохи наблюдений эффекта наклона, изгиба или других компонент, т. е. практически следует рассматривать изменение во времени ряда дискретных значений этого интеграла

$$S_1 = \int_{l_1}^{l_k} A(l)^{(T_1-T_0)} dl, S_2 = \int_{l_1}^{l_k} A(l)^{(T_2-T_0)} dl, \dots, S_n = \int_{l_1}^{l_k} A(l)^{(T_n-T_0)} dl,$$

где n — число повторных измерений; l — размеры (масштаб) деформаций; $A(l)^{(T_1-T_0)}$ — амплитудный спектр компоненты деформации земной поверхности, соответствующий данным наблюдений за период времени $(T_1 - T_0)$; T_0 — время исходных измерений (рис. 8.17).

Практически амплитудно-пространственный спектр деформаций будет дискретным, а характер дискретности обусловлен расстоянием между реперами вдоль рассматриваемого профиля.

Если бы можно было составить график суммарной деформации с учетом всех «гармоник» вдоль нивелирного профиля, то при достаточной частоте реперов можно было бы получить функцию $\gamma(l)$, заданную на конечном отрезке $(-L, +L)$. Тогда, разлагая ее в интеграл Фурье

$$F_L = \frac{1}{L} \int_{-L}^{+L} \gamma(l) w^{-i\omega l} dl = u(\omega) - iv(\omega),$$

где функции u и v представляют собой косинус и синус преобразования Фурье функции $\gamma(l)$ и определяются из следующих формул:

$$u(\omega) = \frac{1}{L} \int_{-L}^{+L} \gamma(l) \cos \omega l \cdot dl, \quad v(\omega) = \frac{1}{L} \int_{-L}^{+L} \gamma(l) \sin \omega l \cdot dl,$$

можно было бы классическим путем получить амплитудный спектр $A(\omega) = \sqrt{u^2(\omega) + v^2(\omega)}$. Однако метод конечных элементов не позволяет рассчитать суммарную деформацию. Рассчитанные таким путем компоненты деформации соответствуют участкам поверхности (масштабам) определенного размера и не отвечают полной деформации. Поэтому, видимо, амплитудный спектр и следует определять с помощью перебора вдоль профиля всех возможных масштабов конечных элементов, определяя «спектровое» значение наклона и изгиба как среднее значение для данного масштаба элементов. Естественно, что с увеличением масштаба участка их число во всем профиле будет уменьшаться.

Таким образом, анализ геодезических данных с целью поиска предвестников землетрясений должен базироваться не на рассмотрении временных изменений интенсивности отдельного масштаба деформации, а на изменении интенсивности всего спектра для данной области (профиля, полигона) или, по крайней мере, на некотором наборе масштабов деформации.

Резюмируя, следует подчеркнуть некоторые положения.

Теоретически неправомерным является часто высказываемое мнение, что для прогноза землетрясений необходимо знать его причину. Методологически неправильно относить причину землетрясений к «глубинным процессам», так как между последними и землетрясением расположено звено причинно-следственной цепи. Конкретной причиной мелкофокусных землетрясений являются деформации земной коры. Современные деформации земной поверхности представляют собой сложно-случайный процесс, поэтому связь деформации — землетрясение недетерминирована. Для поиска подобных связей необходим анализ деформаций земной поверхности с применением метода конечных элементов и статистических методов обработки материалов наблюдений.

Центральным звеном анализа геодезических данных должно быть выявление и установление типов цикличности интеграла от спектра деформаций земной поверхности в разнородных тектонических областях. Вместе с тем теоретически правомерен поиск предвестников среди явлений, не находящихся в одной причинно-следственной цепи с землетрясением, геофизических, геохимических, гидрологических и других, так как причинность — малая часть всемирных связей.

Поскольку речь идет о спектре деформаций, то, очевидно, при поиске предвестников ведущее место должно принадлежать методам, позволяющим определять этот спектр, в частности классическим методам геодезии, дающим как локальные, так и региональные движе-

ния. Результаты же наблюдений в одной точке или на малых базах могут быть обременены значительным влиянием ползучести горных пород [Ержанов и др., 1970; Стейси, 1972; и др.].

В ы в о д ы. 1. В результате анализа многолетних повторных нивелировок впервые выявлены характерные типы изменения интенсивности деформаций земной поверхности и интегрального эффекта накопления, а также их совместного проявления, свидетельствующие о нестандартных особенностях течения процесса в различных сейсмоактивных областях.

2. Установленные пространственно-временные корреляции между среднестатистическими деформациями относительно небольших участков земной поверхности и показателями сейсмичности областей на порядок большего масштаба свидетельствуют о том, что в сейсмоактивных областях тектоническими деформациями охвачены огромные массы горных пород, а некоторая усредненная по площади земной поверхности деформация является наиболее обещающим прогностическим параметром.

3. Полученные данные по Гармскому и Алма-Атинскому полигонам служат доводом в пользу теории подготовки и возникновения тектонического землетрясения, основанной на представлениях об общем ходе процессов трещинообразования, согласно которой момент возникновения землетрясения должен быть приурочен к уменьшению средней скорости деформации [Костров, 1975; Мячкин и др., 1975, 1976].

4. Для правильной постановки поиска предвестников землетрясений по данным повгорпых нивелировок необходимо построение такой (практически возможной) системы нивелирных ходов, по которой можно было бы определять среднюю по площади интенсивность деформации исследуемого участка.

Глава IX

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

(на примере зоны сочленения юга Албанского щита со Становым нагорьем)

§ 1. ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Для того чтобы выработать критерии предельного состояния, под которым понимается качественное изменение свойств материала — разрушение или пластическое течение [Феодосьев, 1972], высказанная гипотеза в лабораторных условиях подвергается проверке путем доступных испытаний образцов в том или ином напряженном состоянии. Однако подобных испытаний с земной корой провести практически нельзя. Поэтому, чтобы приблизиться к пониманию ее предельного состояния в реальном сложном напряженном состоянии, следует проводить такой комплекс исследований в сейсмоактивных

Классификация тектонофизического районирования по соответствию теориям предельного состояния среды в локальной области

Номер	Содержание районирования	Теоретическая и экспериментальная основа
I	Тип деформированного состояния	Зависимость предельного состояния от вида напряженно-деформированного состояния
II	Горизонтальная дилатация	Модели дилатации
III	Максимальные линейные деформации	Теория максимальных относительных линейных деформаций. Разрушение отрывом
IV	Максимальный сдвиг	Теория максимальных касательных напряжений. Разрушение срезом
V	Ускорение удельной потенциальной энергии формоизменения	Энергетическая теория
VI	Изгибные вертикальные деформации и наклоны (градиенты)	Накопление микротрещин
A	Схемы накапливаемого эффекта	Теория накопления микродефектов
B	Схемы скорости деформации	Динамика процесса

областях, который в конечном счете позволил бы понять, какая компонента деформации или какая их комбинация определяет переход к опасному состоянию. Ясно, что подобные исследования должны заключаться в районировании сейсмоактивных территорий в соответствии с теориями предельного состояния материала в локальной области (табл. 9.1).

В настоящей главе на примере зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем рассматриваются пять первых схем из табл. 9.1 по данным о горизонтальных движениях земной поверхности. Схемы изгибных вертикальных деформаций и наклонов (градиентов) не составлялись в связи с отсутствием надежных данных о вертикальных движениях на рассматриваемую территорию.

В геологическом отношении рассматриваемый район приурочен к южной части Алдано-Стапового геоблока [Красный, 1980], составными частями которого являются Алданский щит на севере, сложенный дорифейскими глубокометаморфизованными образованиями, и расположенная к югу от него и отделенная древней зоной Станового шва обширная Становая область дорифейских, большей частью более молодых, чем на щите, образований.

В неотектонический этап активизации рассматриваемая территория была охвачена общим поднятием с отставанием относительно опущенных структур. Подобные поднятия составили здесь порядка 400—700 м в Чульманской впадине и ряде грабенных и свыше 1500 м в горных районах. Неотектонический этап развития явился возобновлением раннемеловых поднятий, начавшихся после юрских опусканий территории. В позднем мелу эта область находилась в относительно покое [Геология СССР, 1972, т. 42]. В новейший этап наблю-

дался весьма слабый магматизм и надвиги вдоль Тунгурча-Чульманской впадины не омолаживались. В формировании геологической структуры Алдано-Станового блока огромное значение имело разломообразование субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания. В пределах района исследований находятся участки Станового шва, Суннагино-Ларбинской зоны разломов, Южно Якутского надвига, ограничивающего с юга Алдано-Чульманскую впадину, заполненную толщей мезозойских в основном терригенных с прослойками углей отложений.

Исходя из истории геологического развития этого района, можно предположить, что в мезозое тектоническое поле напряжений характеризовалось преимущественно меридиональным субгоризонтальным напряжением сжатия и широтным растяжением, круто наклонным к горизонту. С господством подобного поля напряжений и связывают формирование мезозойских впадин и прогибов, в частности Чульманского, представляющего в современном поле вертикальных движений, возможно, обращенную структуру.

Дифференцированные движения вдоль Станового шва, перестройка древнего структурного плана и, видимо, влияние рифтового поля напряжений, а также сильные землетрясения характеризуют Становую зону как область с достаточно высоким сеймотектоническим потенциалом. Согласно сейсмическому районированию территории СССР СР-78 (1980 г.) здесь выделяются несколько сейсмически активных участков. Два из них с изолиниями $A_{10} = 0,05$ приурочены к Становому хребту и борту Чульманской впадины и частично попадают на исследуемую территорию (см. рис. 9.1). Сейсмичность этой части Становика хотя и уступает таковой в районе среднего течения р. Олекмы, где зарегистрированы землетрясения с $M = 6,5 - 7,0$, однако она достаточно высока и подтверждается, в частности, 7—8-балльным Ларбинским землетрясением с его почти 200 афтершоками [Козьмин, 1975; Козьмин и др., 1975].

Исходные измерения триангуляции были выполнены ГУГК при СМ СССР в 1954 г., повторные в 1979 г. на 77 пунктах, расположенных на площади более 10 тыс. км².

С учетом точности взаимного положения пунктов и размеров треугольников геодезической сети средняя квадратическая ошибка определения единичного значения (по отдельному треугольнику) главных значений деформации составила около $8 \div 9 \cdot 10^{-6}$. Перейдем к рассмотрению конкретных видов районирования.

§ 2. РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ТИПУ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ

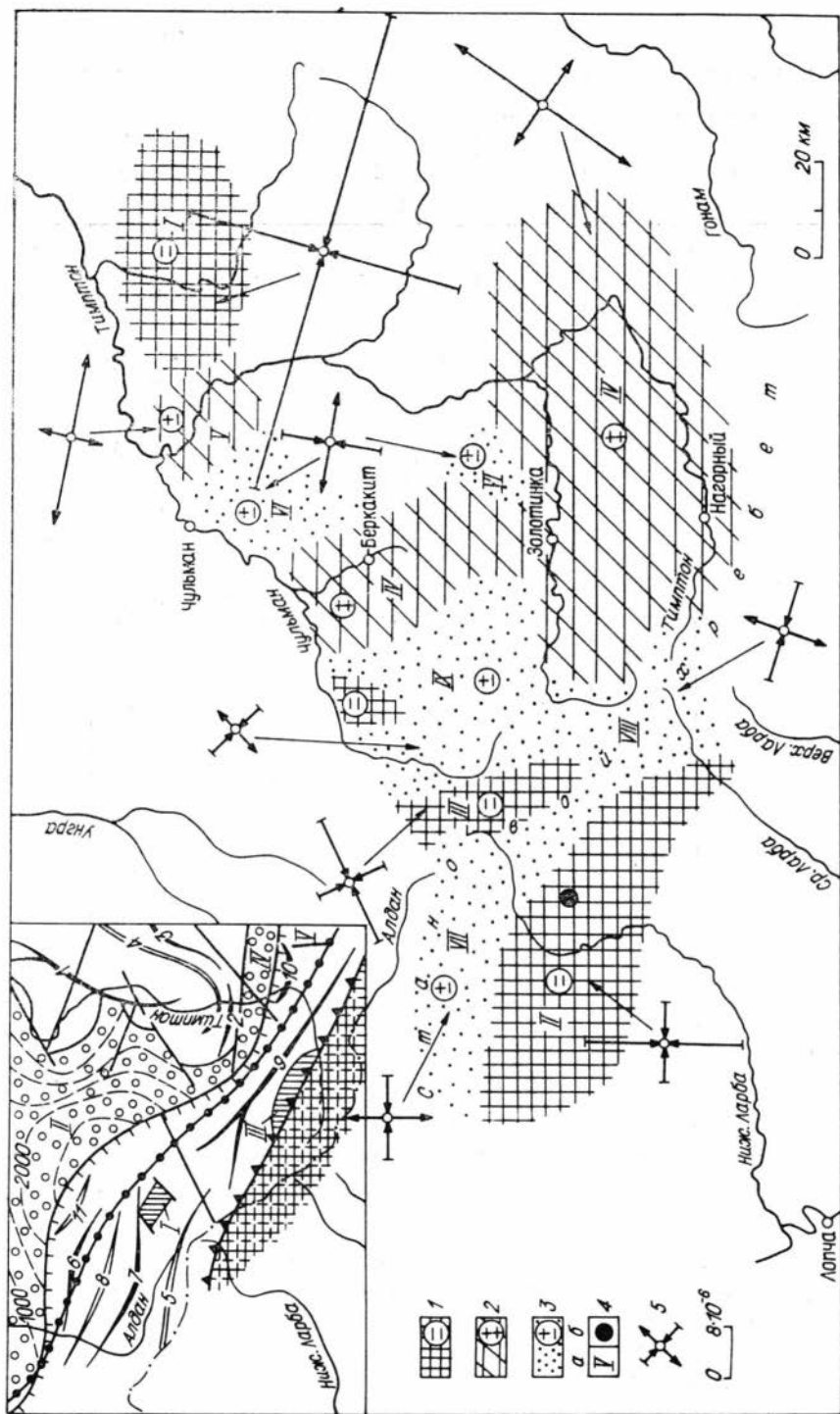
Операция районирования по типу горизонтальных деформаций заключается в выделении совокупности участков земной поверхности, подверженных горизонтальному сжатию — оба главные горизонтальные значения деформации отрицательны; горизонтальному растяжению — главные значения положительны и растяжению —

Главные горизонтальные деформации, их направления в зонах идентичного деформирования

Номер зоны	N	$E_1 \cdot 10^{-6}$	$E_2 \cdot 10^{-6}$	$m \cdot 10^{-6}$	$M \cdot 10^{-6}$	$\overset{\circ}{A}E_I$	$\gamma_m \cdot 10^{-6}$	n
I	18	-23	-40	∓ 3	∓ 2	15—195° $\mp 15, \mp 8$	27	6
II	23	-5	-12	∓ 1	∓ 2	92—272 $\mp 9, \mp 9$	15	8
III	8	-4	-10	∓ 3	∓ 1	154—334 $\mp 12, \mp 19$	15	8
IV	88	+16	+7	∓ 1	∓ 1	33—213 $\mp 13, \mp 8$	20	6
V	20	+13	+4	∓ 3	∓ 1	115—295 $\mp 25 -$	19	1
VI	14	+9	-8	∓ 2	∓ 1	99—279 $\mp 8, \mp 6$	20	6
VII	13	+6	-7	∓ 2	∓ 1	7—187 $\mp 9, \mp 8$	18	7
VIII	17	+6	-7	∓ 2	∓ 1	18—198 $\mp 17, \mp 11$	18	4
IX	44	+3	-4	∓ 1	$\mp 0,5$	48—228 $\mp 16, \mp 14$	15	3

П р и м е ч а н и е. E_1, E_2 — алгебраически максимальные и минимальные значения главных деформаций, $\times 10^{-6}$; m — средняя квадратическая ошибка осредненных главных значений, рассчитанная по внутренней сходимости; M — ошибка среднего по формуле $M = \frac{\mu}{\sqrt{N}}$, где μ — ошибка единичного определения; N — число треугольников, по которым рассчитано среднее; $\overset{\circ}{A}E_I$ — азимут максимальной главной оси; γ_m — среднее значение максимального сдвига в треугольниках, по которым рассчитан азимут; n — число таких треугольников.

сжатию — указанные величины имеют разные знаки. Подобное районирование позволяет выделить зоны с преобладанием сдвига или горизонтальной дилатации. В зонах растяжения или сжатия более существенна горизонтальная дилатация, в зонах растяжения — сжатия — формоизменение.



Расчет средних направлений главных горизонтальных осей выполнялся только по тем треугольникам, где максимальный сдвиг превышал ошибку его единичного определения ($\mp 12 \cdot 10^{-6}$). Средние же значения главных деформаций определялись с учетом всех треугольников данной зоны.

Рассмотрим зоны идентичного деформирования (рис. 9.1, табл. 9.2).

Зона I представляет собой район интенсивного горизонтального сжатия, приуроченный к обнаженной части архейского фундамента на правобережье р. Тимптон (см. рис. 9.1, врезка). Значения главных горизонтальных деформаций здесь до -23 и $-40 \cdot 10^{-6}$. Как видно из соотношения главных осей, горизонтальное сжатие резко анизотропно, что приводит к существенному искажению формы. За 25-летний период времени сокращение площади составило $63 \cdot 10^{-6}$, а максимальный сдвиг $17 \cdot 10^{-6}$. Наиболее интенсивному сжатию данный район подвержен в направлении с азимутом $105-285^\circ$ примерно вкост Горбылях-Мёлемкёнской антиклинали фундамента. Эта зона горизонтального сжатия приурочена к участку высокой сейсмической активности A_{10} (см. рис. 9.4, врезка).

Зона II горизонтального сжатия расположена на южном склоне Станового хребта в верховьях р. Ниж. Ларба. Средние значения главных деформаций -5 и $-12 \cdot 10^{-6}$. Ось максимального сжатия ориентирована по азимуту $2-182^\circ$, т. е. вкост субширотного участка собственно Станового хребта. Согласно СР-78 выделенная зона входит в область 8-балльных землетрясений, а сейсмическая активность на уровне $K = 10$ здесь равна 0,05. К этой зоне приурочено упомянутое выше Ларбинское землетрясение с его почти 200 афтершоками.

Таким образом, в отношении рассмотренных зон можно высказать предположение о связи поля сейсмичности данного региона с районами современного горизонтального сжатия. Возможно, что зона I продолжается в северо-восточном направлении, а зона II —

Рис. 9.1. Схема районирования зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем по типу горизонтальной деформации за 1954—1979 гг. На врезке — карта геологического строения района исследований [Геология СССР, 1972, т. 42].

1 — зоны горизонтального сжатия (I—IX); 2 — зоны горизонтального расширения; 3 — зоны растяжения-сжатия; 4 — а) номера зон, б) эпицентр Ларбинского землетрясения 14.VI 1971 г. ($M = 5,9$); 5 — значения и направления главных осей деформации, их масштаб; 6 — Джугджуро-Становая складчатая зона; 7 — Алданский щит: а) обнаженный архейский фундамент, б) грабены, выполненные субплатформенными протерозойскими образованиями, в) впадины и грабены, выполненные мезозойскими отложениями; 8 — оси антиклинальных структур и 9 — синклинальных; 10 — Становой крайний шов; 11 — Амгинский структурный шов; 12 — Южно-Якутский надвиг; 13 — прочие региональные разломы; 14 — изолинии глубин до фундамента (в м). На врезке — складчатые структуры фундамента: 1 — Горбылях-Мёлемкёнская антиклиналь, 2 — Окурданская брахиантиклиналь, 3 — Мёлемкёнская антиклиналь, 4 — Бугорьтинская синклиналь. Становая складчатая система: 5 — Алдано-Чильчинская синклиналь, 6 — Правонунгринская антиклиналь, 7 — Верхне-Унгринская антиклиналь, 8 — Верхне-Чульманская синклиналь, 9 — Иенгская антиклиналь, 10 — Сыгынахская брахиантиклиналь, 11 — Алдано-Унгринская синклиналь. Грабены и впадины: I — Чульманский, II — Алдано-Чульманская, III — Верхне-Тимптонский, IV — Токорикано-Конеркитский, V — Верхне-Гонамский.

в сторону среднего течения р. Олекмы, где, как известно, имеет место наибольшая сейсмическая активность в Южной Якутии.

Зона III горизонтального сжатия со значениями главных деформаций -4 и $-10 \cdot 10^{-6}$ неширокой полосой охватывает северо-восточный склон диагонального участка Станового хребта. Максимальное сжатие, как и в предыдущей зоне, здесь действует вкрест соответствующего участка Становика, начавшего кулисообразно отступать в юго-восточном направлении.

Большой интерес вызывает достаточно обширная зона IV горизонтального расширения, основная и наиболее деформируемая часть которой занимает междуречье Иенгры и Тимптона и далее развивается во внутренние части Чульманской наложенной впадины и в пределы шовных прогибов Становика.

Структура фундамента здесь представлена юго-восточным простиранием Горбылях-Мёлемкёнской антиклинали, Окурданской брахиантиклиналью, с юга и запада погребенной под толщу юрских осадочных пород Окурданского грабена (см. рис. 9.1, врезка). Из структур этапа мезозойско-кайнозойской активизации к ней относятся части Алдано-Чульманской впадины, Токорикано-Конеркитского грабена и разделяющего их Горбыляхского горста. Верхне-Тимптонский грабен целиком расположен в пределах этой зоны.

Значения максимальной и минимальной осей растяжения, рассчитанные для южной части, равны $+16$ и $+7 \cdot 10^{-6}$. При этом деформации значительно больше средних наблюдаются в самой южной части и на востоке зоны. Здесь на отдельных участках, в частности в районе пос. Нагорный и восточнее него, указанные значения достигают $+50$ и $+20 \cdot 10^{-6}$. Максимальная ось деформации ориентирована по азимуту $33-213^\circ$. Растяжение резко анизотропно, что обуславливает существенное формоизменение. В северной части главные деформации равны $+9$ и $+4 \cdot 10^{-6}$. В связи с незначительным формоизменением здесь не удалось рассчитать направления главных осей.

Из участков горизонтального расширения следует отметить небольшую зону V, расположенную на изгибе р. Тимптон со значениями главных деформаций $+13$ и $+4 \cdot 10^{-6}$ и направлением максимального растяжения по азимуту $115-295^\circ$.

Зоны I—V характеризуются, как было отмечено, преобладанием по величине дилатационной компоненты над максимальным сдвигом. Что касается зон VI—IX, то основной компонентой деформации для них является формоизменение. Рассмотрим подробнее эти зоны.

Зона VI растяжения — сжатия испытывает в основном сдвиговые деформации со слабой положительной дилатацией. Ось растяжения ориентирована по азимуту $99-279^\circ$.

Зона VII преимущественного формоизменения со слабой отрицательной дилатацией приурочена к субширотной части Становика. Направление главных осей здесь не отличается от меридионального и широтного: ось растяжения ориентирована по азимуту $7-187^\circ$.

Зона VIII растяжения — сжатия приурочена к диагональному участку Станового хребта между верховьями рек Ниж. и Ср. Ларба. Формоизменение здесь проявляется, как и в предыдущей зоне, при слабой отрицательной дилатации, а ориентация главных осей также, возможно, не отличима от направлений меридиана и параллели.

Наконец, IX зона, характеризующаяся преобладанием формоизменения с ориентацией оси растяжения по азимуту $48-228^\circ$, располагается в верховьях р. Чульман.

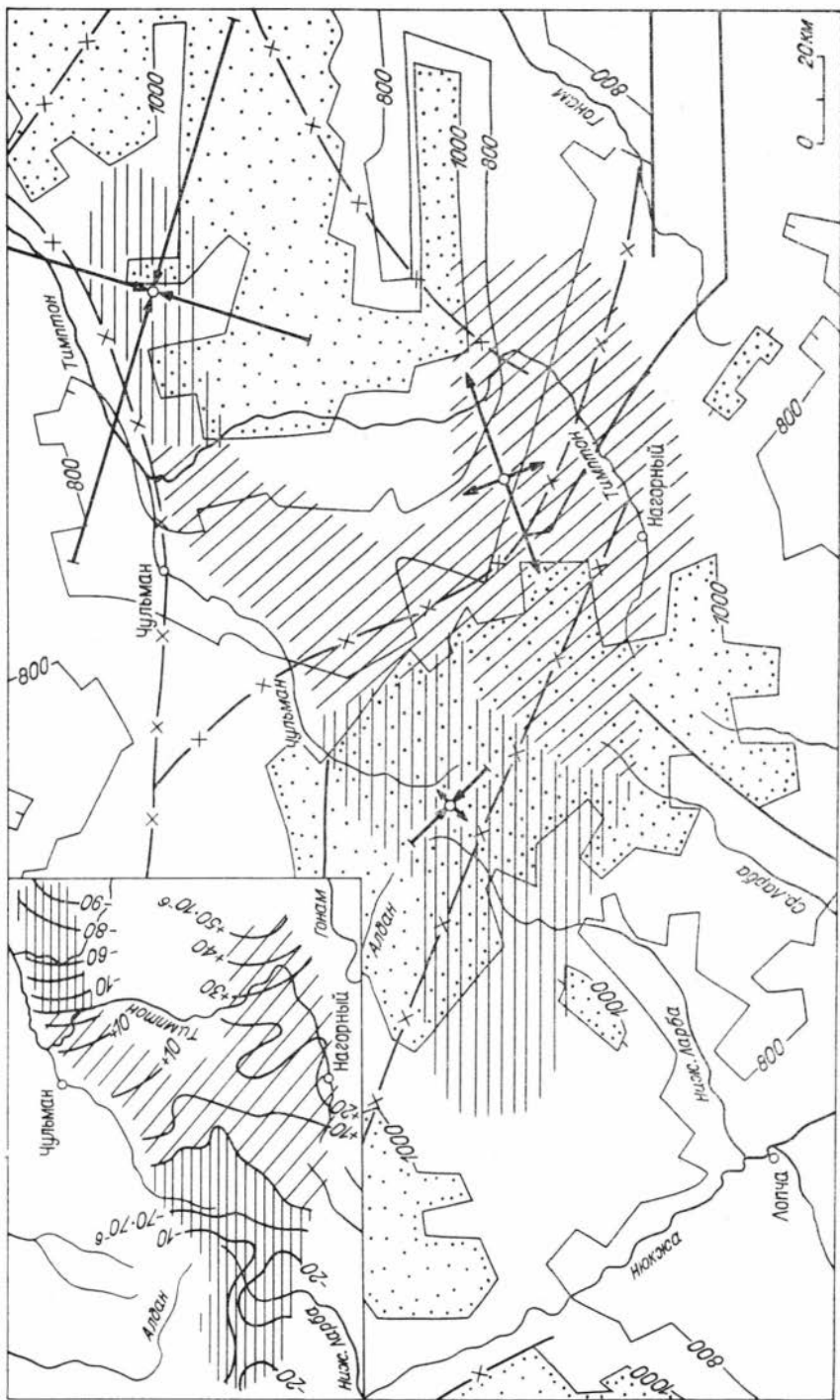
Совместное рассмотрение выделенных зон II, III, VII и VIII дает основание сделать вывод, что участки Становика, расположенные в пределах исследованной площади, в период 1954—1979 гг. развивались в условиях горизонтального сжатия приповерхностной части земной коры, что проявилось в образовании на его флангах зон сжатия (II и III), а в центральной части хребта в преимущественных сдвиговых деформациях (зоны VII и VIII). Очевидно, подобный тип деформированного состояния отличается от такового в центральной части Байкальской рифтовой зоны и, следовательно, процесс сейсмичности здесь протекает в условиях горизонтального сжатия.

Заканчивая обзор районирования по типу горизонтальной деформации земной коры, следует отметить, что сосуществование разнотипных полей деформации в непосредственной близости друг от друга не может быть объяснено локальными особенностями глубинных процессов. Учитывая данные экспериментальных исследований [Гзовский, 1975; Осокина, Цветкова, 1979а, б; и др.], можно определенно утверждать, что зональность горизонтального деформирования обусловлена неоднородностями строения земной коры и дизъюнктивной тектоникой, в целом определяющими различную реакцию верхней оболочки коры на глубинные нагрузки.

Для характеристики типа пространственного деформирования целесообразно использовать также коэффициент Лодэ [Филин, 1975], равный $+1$ при одноосном сжатии, -1 при одноосном растяжении и нулю при чистом сдвиге. Однако районирование по соотношению горизонтальных осей деформации дает также представление и о пространственном типе в предположении слабой сжимаемости горных пород. Поэтому специального районирования по коэффициенту Лодэ не выполнялось.

§ 3. РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ТИПУ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ДИЛАТАЦИИ

Операция районирования по этому параметру заключалась в выделении совокупностей участков с одинаковым характером относительного изменения площади, при этом рассчитывались ее средние значения для каждого участка, перекрытого несколькими треугольниками плановой геодезической сети. В поле дилатации территория разделяется на три блока: западный — сжатие,



центральный — расширение и северо-восточный — сжатие (рис. 9.2). Первые два блока включают зоны разного типа горизонтальной деформации, рассмотренные выше, северо-восточный же блок целиком отвечает типу сжатия.

Таким образом, зоны разного типа деформации являются более локальными структурами, чем блоки дилатации. Возможно, что в последних в более явной форме отражается региональное поле напряжений в коре. Поэтому для каждого блока рассчитывались средние направления главных осей. В западном блоке ($E_1 = +2 \times 10^{-6}$, $E_2 = -7 \cdot 10^{-6}$) алгебраически максимальная ось деформации ориентирована по азимуту $50-230^\circ$. Сжатие этот район испытывает в северо-западных — юго-восточных секторах. В центральном блоке ($E_1 = +15 \cdot 10^{-6}$, $E_2 = +5 \cdot 10^{-6}$) максимальная ось растяжения также лежит в указанных секторах под азимутом $70-250^\circ$. Наконец, в северо-восточном блоке алгебраически максимальная ось — минимальное сжатие, как и в предыдущих, имеет северо-восточное — юго-западное направление под азимутом $15-195^\circ$. Таким образом, для всех трех блоков выявляется определенная соосность главных деформаций при среднем значении азимута алгебраически максимальной оси около 45° . Если подобная ориентировка устойчива во времени, в данном регионе должны преобладать субмеридиональные и субширотные горизонтальные сдвиги.

§ 4. РАЙОНИРОВАНИЕ НА ОТРЫВ ПО ИНТЕНСИВНОСТИ ЛИНЕЙНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Согласно теории максимальных относительных линейных деформаций, разрушение среды независимо от вида напряженного состояния наступит, если наибольшее упругое относительное удлинение ϵ достигнет некоторой постоянной для данной среды величины $\epsilon_{\text{пред}}$. Хотя многочисленные опыты показали, что эта теория не отражает действительного характера поведения материала во всех случаях, однако она приемлема при разрушении на отрыв при хрупком состоянии материала. При сжатии причиной разрушения считается растяжение в направлении, перпендикулярном действию сжимающих сил [Беляев, 1976].

Чтобы выявить наиболее опасные районы, в соответствии с этой теорией территория должна быть разделена на участки с разной интенсивностью линейных деформаций — горизонтальных или вертикальных. Последние определяются в предположении слабой сжимаемости горных пород.

Рис. 9.2. Схема районирования зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем по типу горизонтальной дилатации земной поверхности за 1954—1979 гг. На врезке — схема дилатации исследуемого региона.

1 — зона сжатия; 2 — зона расширения; 3 — средние значения и направления главных деформаций; 4 — амплитуды новейших движений (в м); 5 — глубинные разломы; 6 — прочие разрывы; 7 — изолинии примерно равных значений дилатации; 8 — масштаб главных осей деформации.

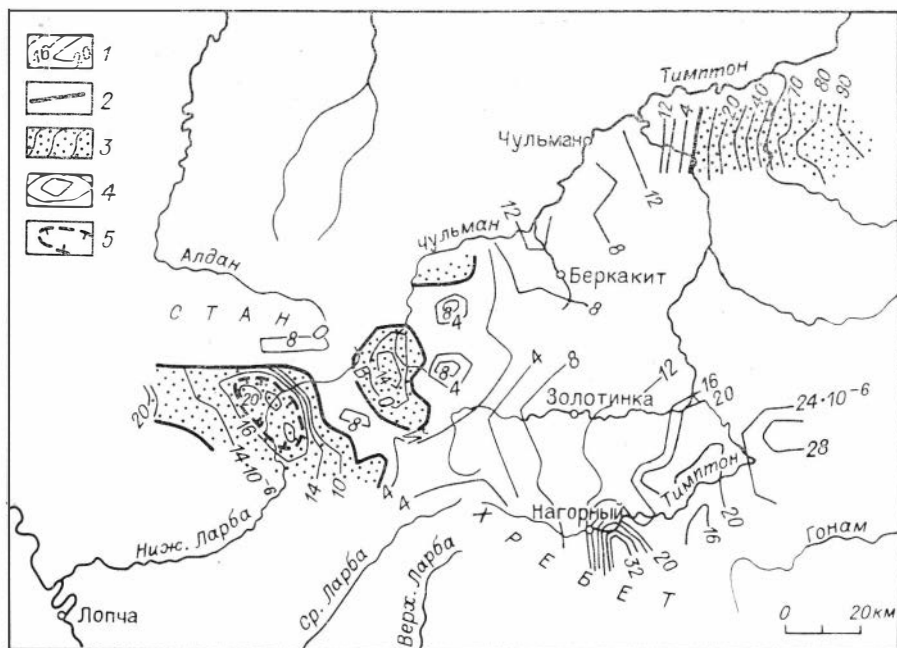


Рис. 9.3. Схема районирования зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем по максимальным линейным относительным деформациям за 1954—1979 гг.

1 — изолинии примерно равных значений деформации; 2 — границы между горизонтальными и вертикальными деформациями; 3 — зоны вертикальных и 4 — горизонтальных деформаций; 5 — область Ларинского землетрясения (14.VI 1971 г.) и его афтершоков.

При расчете главных горизонтальных деформаций по данным геодезических измерений встречается три комбинации их значений: $+E_1, +E_2$; $+E_1, -E_2$; $-E_1, -E_2$ и по сочетанию знаков выделяются три типа районов. В зонах горизонтального растяжения вертикальная ось будет отрицательной и при районировании должно учитываться значение E_1 . В зонах сжатия максимальное растяжение будет вертикальным, в зонах растяжения — сжатия при $E_1 > |E_2|$ максимальной будет горизонтальная деформация E_1 , а при $|E_2| > E_1$ более, чем в два раза, — вертикальная деформация.

Приведем схему районирования по средним максимальным линейным деформациям, средняя квадратическая ошибка которых равна примерно $\pm 4 \cdot 10^{-6}$ (рис. 9.3). Зоны максимальных линейных вертикальных деформаций расположены в юго-восточной и северо-восточной частях района и отвечают зонам горизонтального сжатия (I, II, III), показанным на рис. 9.1. Сложная по конфигурации зона горизонтальных растяжений приурочена к субширотному участку р. Тимптон и его резкому повороту в субмеридиональном направлении. Наиболее интенсивна она восточнее пос. Нагорный и упомянутого изгиба р. Тимптон. Видимо, эти экстремальные растяжения

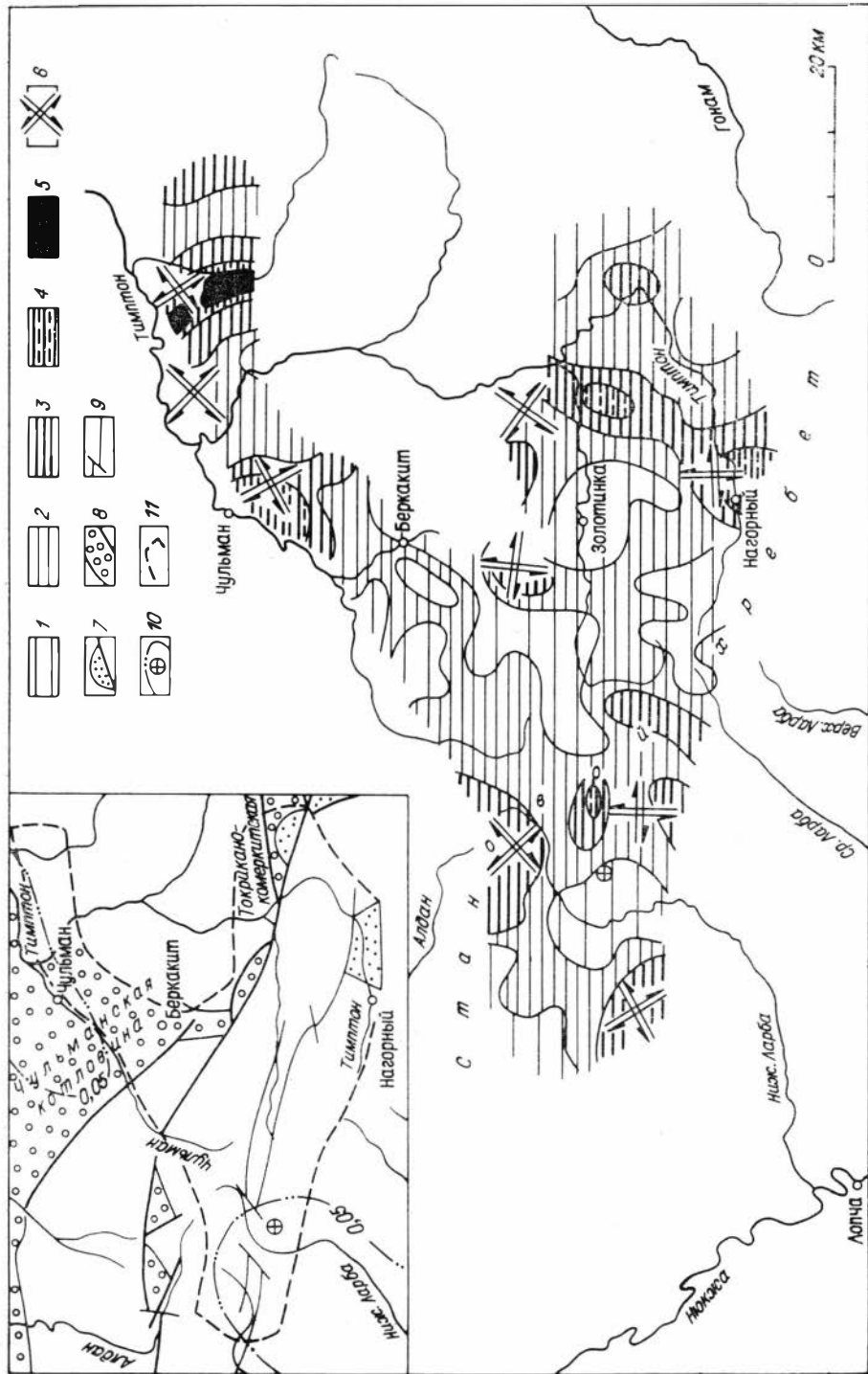
обусловлены современным развитием Верхне-Тимптонского и Токо-рикано-Конеркитского грабенов (см. рис. 9.4, врезка). Согласно рассматриваемой гипотезе, районы максимальных относительных линейных деформаций и являются зонами возможного предельного состояния (ВПС) земной коры (разрушения или пластического течения). Возможно, что зоны ВПС возникают также на сочленении блоков интенсивных вертикальных и горизонтальных растяжений. Этому предположению не противоречит расположение зоны Ларбинского землетрясения (см. рис. 9.3) и изолиний активности A_{10} .

§ 5. РАЙОНИРОВАНИЕ НА СРЕЗ ПО ИНТЕНСИВНОСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ СДВИГОВ

Из экспериментов известно, что любой материал в зависимости от того, в какие условия он будет поставлен, может разрушаться как путем отрыва, т. е. отделения частиц материала друг от друга, так и путем среза — скольжения и сдвигов частиц, обуславливаемых максимальными касательными напряжениями. Срез является более сложным видом разрушения, поскольку ему предшествуют значительные пластические деформации. Однако в реальных условиях при сложном напряженном состоянии трудно различить между собой разрушение путем отрыва и среза [Беляев, 1976]. Тем не менее при тектонофизическом районировании необходимо четко разграничивать возможности разрушения среды тем и другим путем.

Теория вязкого разрушения (теория среза), сформулированная Кулоном (1773 г.), а позднее Треска (1868 г.), основана на предположении, что опасное состояние независимо от вида напряженного состояния наступит в локальной области среды по достижению наибольшим касательным напряжением некоторой постоянной для данной среды величины. Согласно этой теории, для выявления наиболее опасных районов, очевидно, рассматриваемую территорию следует разделить на зоны по интенсивности максимальных сдвигов. При этом районирование необходимо выполнять в двух вариантах — по максимальным горизонтальным и по максимальным пространственным сдвигам в предположении малой сжимаемости горных пород.

Приведем схему районирования по максимальным горизонтальным сдвигам (рис. 9.4). В поле формоизменения выделяются несколько локальных зон, наиболее интенсивная из которых приурочена к правобережью излучины р. Тимптон. В центральной части региона выделяются два характерных участка, условно названные нами Нагорным и Чульманским. Первый из них, начиная от пос. Нагорный, 10—15-километровой полосой протягивается на северо-восточном направлении, и, видимо, его продолжением является отмеченная зона на правобережье р. Тимптон. В плане эти две зоны соответствуют границе между Олекмо-Алданским и Тимптоно-Учурским блоками новейшего горообразования. Цепочка участков повышенного формоизменения протягивается от верховья р. Алдан до верховья р. Ср. Ларба и контролирует диагональный участок Станового хребта. Таким образом, расположение зон максимального



Максимальный сдвиг в зонах различного типа горизонтального деформирования в предположении слабой сжимаемости горных пород

Номер зоны	E_1	E_2	E_B	$\gamma_m = \frac{E_B - E_2}{2}$	Номер зоны	E_1	E_2	E_B	$\gamma_m = \frac{E_B - E_2}{2}$
I	-23	-40	+63	52	VI	+9	-8	0	8
II	-5	-12	+17	14	VII	+6	-7	0	6
III	-4	-10	+14	12	VIII	+6	-7	0	6
IV	+16	+7	-23	20	IX	+3	-4	0	4
V	+13	+4	-17	15					

Примечание. E_1 , E_2 — горизонтальные деформации, E_B — вертикальная деформация.

горизонтального формоизменения находит отражение в поле неотектонических структур.

Остановимся на особенностях направлений горизонтальных сдвигов (правых, левых). Левые сдвиги северо-западного — юго-восточного направления происходили в Становом хребте и на правом берегу р. Тимптон. В основной части района левые сдвиги либо северо-восточные — юго-западные, либо субмеридиональные. Однако если рассматривать совместно блоки горизонтальной дилатации, то, как было отмечено, намечается северо-восточная соосность алгебраически максимальных главных деформаций. Это должно приводить к преобладанию левой субмеридиональной и правой субширотной горизонтальной составляющей сдвигов. Наконец, следует подчеркнуть, что внутри блоков отрицательной дилатации на локальных участках одноименные сдвиги имеют разную ориентировку. Эти районы являются и наиболее сейсмически активными.

Рассмотрим интенсивность и характер пространственных сдвигов в предположении слабой сжимаемости среды (табл. 9.3).

Зоны VI—IX горизонтального растяжения — сжатия практически подвержены небольшой интенсивности чистому сдвигу в вертикальных плоскостях, биссекторных между главными горизонтальными деформациями. В Становом хребте (см. рис. 9.1, зоны VII, VIII), как уже отмечалось, левые сдвиги ориентированы вдоль его простирания. Максимальные сдвиги в зонах растяжения IV и V происходили на площадках, практически равнонаклоненных к площадкам наибольшего горизонтального растяжения и вертикального

Рис. 9.4. Схема районирования зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем по интенсивности горизонтального формоизменения за 1954—1979 гг. На врезке — схема геологического строения [по: Кац, 1962]. Интенсивность формоизменения (в 10^{-6}): 1 — от 0 до 6; 2 — от 6 до 12; 3 — от 12 до 18; 4 — от 18 до 24; 5 — от 24 до 30 и более; 6 — направление сдвигов в локальных зонах; 7 — меловые осадочные породы; 8 — юрские отложения; 9 — разломы; 10 — эпицентр Ларбинского землетрясения (14.VI 1971 г.) и изолинии 0,05 сейсмической активности A_{10} ; 11 — контуры области тектонофизического районирования.

сжатия. Отсюда можно ожидать образования современных сбросов.

В зонах горизонтального сжатия (*I*, *II*, *III*) алгебраически максимальная ось вертикальна, а минимальная горизонтальна. Поэтому преобладающий тип дизъюнктивных нарушений здесь должен быть типа взбросов. Таким образом, если учесть и сдвиговую деформацию в горизонтальной плоскости, то в наиболее сейсмически активных участках (зоны *I* и *II*) должны проявляться сдвиговзбросовые нарушения. Что касается зон горизонтального растяжения, то для них более характерными должны быть сдвигосбросы (на последнем месте преобладающая компонента).

§ 6. РАЙОНИРОВАНИЕ ПО УДЕЛЬНОЙ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ФОРМОИЗМЕНЕНИЯ

Одной из важнейших физических величин является энергия тектонических процессов, способная характеризовать меру различных форм движения. Потенциальная энергия деформации, накопленная в элементе объема, численно равна работе внешних сил, под влиянием которых он деформируется.

Будем рассматривать в первом приближении вещество земной коры как среду, отвечающую уравнениям Гука. Тогда полную удельную потенциальную энергию деформации можно записать через компоненты деформации и модули упругости в следующем виде [Филин, 1975]:

$$W = \mu \left(E_I^2 + E_{II}^2 + E_{III}^2 + \frac{\sigma}{1-2\sigma} G^2 \right), \quad (9.1)$$

где μ — модуль сдвига; σ — коэффициент Пуассона; E — главные значения деформации; G — объемная дилатация.

Согласно энергетической теории, предельное состояние среды независимо от вида напряженного состояния наступает при достижении удельной потенциальной энергией формоизменения в локальной области предельной величины, априори неизвестной для земной коры в естественных условиях. Однако районирование территорий по удельной потенциальной энергии формоизменения на основе натурных геодезических измерений в принципе дает возможность с энергетической точки зрения исследовать количественные соотношения между процессом медленных деформаций и различными показателями сейсмичности, в частности с высвободившейся сейсмической энергией в данном районе, с частотой землетрясений определенного энергетического класса и др.

Эксперименты показывают, что горные породы слабо сжимаемы. Отсюда можно предположить, что объемная дилатация земной коры за относительно небольшой интервал времени по сравнению с его геологическими масштабами мала и ее квадратом, умноженным на величину меньше единицы в формуле (9.1), можно пренебречь. Тогда, полагая, что горизонтальные и вертикальные деформации являются главными в пространственном случае, можно записать

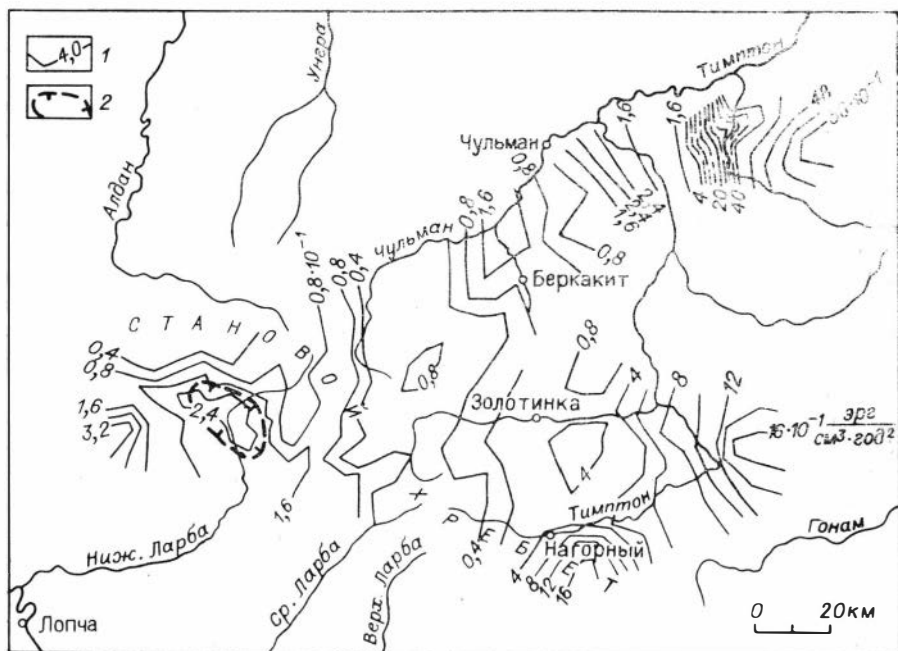


Рис. 9.5. Схема районирования зоны сочленения юга Алдапского щита со Становым нагорьем по ускорению удельной потенциальной энергии формоизменения за 1954—1979 гг.

1 — изолинии примерно равных значений ускорения удельной потенциальной энергии формоизменения; 2 — область Ларбинского землетрясения (14.VI 1971 г.) и его афтершоков.

$E_I + E_{II} + E_{III} \approx 0$ и удельная потенциальная энергия формоизменения

$$W_{\Phi} = 2\mu (E_1^2 + E_2^2 + E_1 \cdot E_2) = 2\mu \cdot J. \quad (9.2)$$

Принимая среднее значение модуля сдвига для верхней части земной коры равным $3 \cdot 10^{11}$ дин/см², для удельной потенциальной энергии формоизменения будем иметь $W_{\Phi} = 6 \cdot 10^{11} \cdot J$ эрг/см³.

Поскольку геодезические измерения проводятся через различные интервалы времени, то для сопоставления различных районов необходимо использовать энергетический параметр, инвариантный относительно времени. В предположении равномерности накопления деформации таким инвариантом является ускорение накопления энергии. Действительно, если $\varepsilon = \dot{\varepsilon}t$, где ε — накопленная деформация; $\dot{\varepsilon}$ — ее скорость; t — время, то потенциальная энергия $W_{\Phi} = \mu \cdot \dot{\varepsilon}^2 \cdot t^2$, и, очевидно, ускорение не зависит от времени и пропорционально квадрату скорости деформации.

Приведем схему районирования по ускорению накопления энергии формоизменения (рис. 9.5). Зоны ВПС, согласно энергетической теории, располагаются в северо-восточной, юго-западной и юго-

восточной частях территории. Две первые соответствуют зонам горизонтального сжатия (см. рис. 9.1) и зонам вертикального растяжения (см. рис. 9.3). Как было показано выше, эти участки в настоящее время являются сейсмически активными и для них наиболее вероятны потенциальные сдвиго-взбросовые дизъюнктивные нарушения.

Юго-восточная зона ВПС подвержена горизонтальному расширению (см. рис. 9.1) и вертикальному сжатию (см. табл. 9.2), и здесь потенциально возможны сдвигосбросы. Однако этот район, несмотря на интенсивные линейные растяжения (см. рис. 9.3), повышенное горизонтальное формоизменение (см. рис. 9.4) и в несколько раз более высокое ускорение энергии формоизменения, чем в зоне Ларбинского землетрясения (см. рис. 9.5), пока не нашел отражения в активности A_{10} .

И в заключение отметим, что местоположения зон ВПС, выделяющихся по максимальным линейным растяжениям и по ускорению энергии формоизменения, практически совпадают. Видимо, это отражает тот известный факт, что при сложном напряженном состоянии трудно отличить разрушение путем отрыва и путем среза.

В ы в о д ы. 1. При выполнении исследований, конечная цель которых состоит в районировании территории по данным геодезических измерений без каких-либо предположений о физических свойствах горных пород, основными параметрами являются: тип деформации земной поверхности, горизонтальная дилатация, максимальные линейные растяжения и их направления, формоизменение, изгибы и наклоны. Эти параметры дают простейшую характеристику территории в соответствии с теориями предельного состояния в локальной области среды.

Предположение о малой сжимаемости горных пород за относительно небольшие интервалы времени позволяет рассматривать еще три параметра: максимальные вертикальные растяжения, характер пространственных сдвигов и потенциальную энергию формоизменения. Весь этот комплекс характеристик и составляет содержательную часть тектонофизического районирования земной поверхности по данным геодезических измерений.

2. Задачей районирования является всестороннее описание современного деформированного состояния земной коры с целью выявления закономерностей этого процесса, его связей с тектоникой и сейсмичностью, установления зон возможного возникновения предельного состояния. Подобное районирование дает также ключ к однозначной расшифровке и прогнозированию кинематических типов разломов, контролирующих другие геологические процессы.

3. Районирование на примере зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем позволило установить некоторые свойства и связи горизонтального деформирования с тектоническим строением и сейсмичностью данного региона: северо-восточную — юго-западную ориентировку алгебраически максимальных горизонтальных деформаций, что должно обуславливать господство левой субмеридиональной и правой субширотной составляющей горизонталь-

ных сдвигов; отражение неотектонических морфоструктур типом деформации земной поверхности; приуроченность Ларбинского землетрясения (14.VI 1971 г.) к зоне горизонтального сжатия, а зоны современного расширения — к малоамплитудному полю новейших движений. Все это свидетельствует о наличии определенных связей между современным процессом медленных горизонтальных деформаций земной поверхности и новейшей тектоникой и сейсмичностью.

4. Выполненные исследования поставили ряд новых вопросов. Отметим один из них. В юго-восточной части рассматриваемой территории (пос. Нагорный и участки восточнее и северо-восточнее) располагается зона возможного возникновения предельного состояния в локальной области, выделяемая одновременно по интенсивности горизонтальных сдвиговых деформаций, высокому ускорению потенциальной энергии формоизменения и интенсивным линейным растяжениям. Однако эта зона, согласно сейсмическому районированию СР-78, менее активна, чем зоны горизонтального сжатия, которым, как уже было отмечено, отвечает сейсмическая активность $A_{10} = 0,05$. Меньшая активность данного района становится еще более непонятной, если учесть, что прочность горных пород на растяжение в 8—10 раз меньше, чем на сжатие. Ответить на этот и другие вопросы пока не представляется возможным, хотя не исключено, что отмеченное противоречие вызвано различным соотношением упругой и пластической деформаций.

В заключение подчеркнем, что при построении карт тектоно-физического районирования не следует подчинять их вид тем или иным геологическим представлениям. Подобное районирование является объективным и независимым первичным материалом, который должен осмысливаться с другой геолого-геофизической информацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методические разработки. На основе принципа инвариантности, теории деформации, метода конечных элементов и модели локально-однородного деформирования разработана методическая система (как совокупность принципа, методов, способов) обработки и анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности применительно к решению ряда научных и практических задач, в том числе выявление структуры региональных и локальных полей современных медленных тектонических деформаций земной поверхности; оценка интенсивности, типа и динамики развития процесса деформирования в сейсмоактивных районах; выделение активизированных зон разломов и установление их кинематического типа; оценка деформированного состояния земной поверхности в районах строительства крупных инженерных сооружений и в промышленно развитых районах с интенсивным освоением месторождений полезных ископаемых.

В качестве основных характеристик современного деформированного состояния земной поверхности в работе используются максимальный сдвиг (интенсивность формоизменения); дилатация; значения главных деформаций; направление главных осей деформации; вращение; изгибовые деформации и наклоны.

Для определения численных значений этих характеристик автором разработаны следующие методики: определения трехмерных компонент деформации с использованием повторных наблюдений пространственных геодезических сетей; определения компонент двухмерных деформаций плоскопространственной модели земной поверхности по данным повторных измерений сторон треугольников; определения компонент двухмерных деформаций плоскопространственной модели земной поверхности по данным линейно-угловых измерений плановых геодезических сетей; определения сдвига и дилатации вертикального разреза приповерхностной части земной коры по данным повторного нивелирования на разных уровнях; определения изгибовой деформации и наклона одного и того же участка по данным повторного нивелирования на поверхности Земли; оценки точности определения горизонтальных, вертикальных и плоскопространственных компонент деформации (последнее для линейно-угловых измерений); оценки эффектов в компонентах деформации, возникающие от ошибок масштаба и ориентировки выходной стороны триангуляции.

В соответствии с теориями предельного состояния материала в локальной области — теорий максимальных линейных деформаций, максимальных касательных напряжений, удельной потенциальной энергии формоизменения, теории дилатации — разработана принципиальная схема исследований по тектонофизическому районированию земной поверхности. Тектонофизическое районирование включает составление следующих карт: типов горизонтальных деформаций с направлением главных осей в идентичных по типу зонах; максимальных линейных деформаций; горизонтальной дилатации; максимальных сдвигов с установлением кинематических типов потенциальных дизъюнктивов; ускорения накопления удельной плотности энергии формоизменения; вертикальных изгибов и наклонов.

В соответствии с теорией накопления дефектов при многократных измерениях рекомендуется составление двух видов карт-схем: последовательно алгебраически накапливаемого эффекта и скорости деформации.

Результаты анализа вертикальных деформаций земной поверхности. В тектонически различных районах страны изучены типы и динамика развития во времени годовой интенсивности и интегрального эффекта накопления современных вертикальных деформаций земной поверхности.

Впервые изучено латеральное распределение вертикальных деформаций по ряду региональных профилей на юге Сибири, позволившее судить о степени активности современного деформирования южной части Сибирской платформы и некоторых районов Прибайкалья. Установлено, что для асейсмичной Сибирской платформы характерно чередование деформируемых и недеформируемых участков протяженностью 75—130 км. Из первых выделяются две зоны весьма интенсивного современного деформирования — Мингатуйская и Черемховская со скоростью деформаций на порядок выше, чем в рифтовой зоне. Значительно выше скорость деформации и на трассе БАМ по сравнению с южной частью рифтовой зоны. Наиболее интенсивным деформациям подвержен Хилок-Могзонский участок Западно-Забайкальской глыбово-волновой зоны. В последней, видимо, современный процесс наследует тип интенсивных изгибовых деформаций кайнозоя.

В поле вертикальных деформаций четко проявляются разломы земной коры. Высокая скорость деформаций в асейсмичных районах явно свидетельствует о квазипластическом характере деформаций.

Результаты исследования по профилям вкрест оз. Байкал свидетельствуют о разном характере деформации его северо-западного и юго-восточного берегов. Систематическое увеличение наклона земной поверхности Усть-Селенгинской депрессии к осевой части оз. Байкал не противоречит известным представлениям о современном растяжении этой территории. В Западном Прибайкалье в зоне сочленения Сибирской платформы с рифтовой зоной подобные признаки отсутствуют. Пространственное распределение вертикальных деформаций здесь таково, что, скорее всего, оно соответствует другому механизму деформации поверхности, связанному с горизон-

тальным сжатием, возможно, обусловленным предполагавшимся ранее разворотом Сибирской платформы, либо с горизонтальными нагрузками от внедрившегося на границе платформы вещества астеносферы и растекающегося в юго-восточном направлении.

Особенности сейсмического режима Байкальской рифтовой зоны и прилегающих территорий связаны не только с упругими и прочностными, но и с релаксационными свойствами вещества земной коры. Если бы процесс релаксации упругих деформаций не имел места, то в зоне Приморского разлома, а также на ряде южных участков Сибирской платформы, где современные деформации накапливаются значительно быстрее, чем в Усть-Селенгинской депрессии, энергия землетрясений и их частота были бы, по крайней мере, не меньше, чем в последней.

Для зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау анализ схем годовой скорости и последовательно накапливаемого эффекта изгиба и наклона позволил не только выявить особенности деформации территории в целом, но и локализовать участки повышенных значений деформации. Природа таких локальных аномалий, вероятнее всего, связана с изменением физико-механических свойств горных пород приповерхностной части земной коры и, в частности, с уровнем грунтовых вод.

Примечательной особенностью изгибовой деформации в этом регионе является образование современного «гофра» поверхности. Значительная упорядоченность и малая длина волны изгиба позволяют считать «гофр» следствием воздействия на осадочный чехол сил субмеридионального сжатия, приводящих к образованию складок типа продольного расплющивания. Локальные аномалии изгиба также возникают на участках аномальных отклонений механических свойств пород осадочного чехла, причиной которых может быть, как уже отмечено, глубина залегания грунтовых вод, а также наличие разрывных нарушений.

Таким образом, исследование латерального распределения вертикальных деформаций позволяют рассматривать поле деформации земной коры как суперпозицию полей различных масштабных уровней — региональных и локальных. Детерминированные глубинными тектоническими процессами современные деформации проявляются опосредованно через уже сформировавшиеся в процессе ее исторического развития структурные элементы, характеризующиеся различным глубинным строением, наличием разрывных нарушений разного масштаба и т. п. — пространственным изменением «физико-механических» свойств верхней части земной коры.

Поэтому локальные аномалии деформаций связаны в первую очередь со способностью горных пород к развитию трещинообразования, приводящему к постепенному разрыхлению материала. Следовательно, участки таких аномалий должны быть приурочены к зонам разломов, к флюидонасыщенным объемам и другим особенностям строения приповерхностной части земной коры.

К числу региональных особенностей относится темп накопления вертикальных деформаций. Накопление деформаций в зоне со-

членения Северного Памира с Южным Тянь-Шанем (10^{-5} /год) значительно выше, чем в зоне сочленения Илийской впадины с Запильским Алатау (10^{-6} /год), и почти на два порядка превышает таковую для Усть-Селенгинской депрессии Байкальской рифтовой зоны и Западного Прибайкалья (10^{-7} /год). Это свидетельствует о том, что интенсивность вертикальных деформаций в зоне регионального сжатия на порядок выше, чем в зоне растяжения.

На примере Баскунчакских соляно-купольных структур Прикаспийской впадины показано современное монотонное развитие во времени деформаций надсолевых комплексов пород.

Выявлены закономерности временного хода интенсивности и эффекта накопления вертикальных деформаций в разнородных тектонических районах. На этой основе предложены эмпирические модели, которые могут служить «стандартом» для сравнения региональных и локальных закономерностей временного развития. Дальнейшее обобщение наблюдений на геодинамических полигонах на основе подобных схем позволит выполнить «паспортизацию» сейсмически активных районов с целью выявления локальных и региональных причин наблюдаемых явлений.

Конечно, от предложенных моделей пока нельзя требовать законченной универсальности. По мере накопления новых материалов и их обобщения подобные «стандарты» должны пересматриваться и уточняться.

Взаимозависимость между процессом медленных деформаций земной коры и сейсмичностью в различных районах проявляется лишь как корреляционная с той или иной теснотой связи. Однако в конкретном районе при достаточном осреднении по площади подтверждается теория подготовки и возникновения землетрясений, разработанная с учетом представлений об общем ходе процесса трещинообразования.

Методика поиска предвестников землетрясений по данным вертикальных перемещений, основанная на «одночастотной» схеме, бесперспективна, ибо нет объективного критерия выбора масштаба деформации, ответственного за подготовку землетрясения, а сама схема неустойчива в смысле характера β и γ движений. Подобные предвестники — дело случая, на чем нельзя строить прогноз. В качестве поискового критерия целесообразно использовать интеграл от амплитудного спектра деформаций.

Результаты анализа горизонтальных деформаций. Годовая скорость максимального сдвига и дилатации медленных техногенных деформаций ($1,5 \cdot 10^{-4}$ /год) на порядок выше скорости медленных тектонических деформаций, предшествовавших извержению грязевого вулкана на юге Сахалина ($0,8 \times 10^{-5}$ /год), и скорости деформации в период, предшествовавший Большому трещинному Толбачинскому извержению и во время активного действия ($1 \cdot 10^{-5}$ /год). Это свидетельствует о том, что скорость горизонтальных деформаций земной поверхности является лишь показателем особенностей локального развития деформирования и не характеризует степень опасности развития глубинного процесса.

Существенной особенностью развития горизонтального деформирования земной поверхности является переориентация во времени направлений главных деформаций, происходящая на фоне смены типа деформации от расширения к сжатию и предшествующая извержению грязевого вулкана. Эта особенность процесса создает перспективу использовать горизонтальные деформации как индикатор опасного развития глубинного процесса.

При различных типах деформаций — медленных тектонических, вулканогенных, техногенных, а также деформациях, возникших после крупных землетрясений, преобладающим является максимальный сдвиг (интенсивность формоизменения). Однако существенная роль в процессе деформации принадлежит и относительному изменению площади земной поверхности — дилатации, приводящей к образованию зон относительного расширения и сжатия. В различных районах отношение дилатации к интенсивности формоизменения изменяется в пределах $0,2 \div 1$, достигая иногда больших значений.

На примере тектонофизического районирования зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем выявлена связь горизонтальных деформаций с новейшими вертикальными движениями и сейсмической активностью.

Деформированное состояние Баргузинской впадины по данным геодезических измерений соответствует таковому по сейсмологическим наблюдениям для северо-восточного фланга рифтовой зоны — горизонтальная ось растяжения ориентирована вкрест простирания структур, а ось алгебраически минимальной деформации направлена вертикально в Икатской части и горизонтально вдоль структур в Улюнской части. Подобное деформированное состояние в Икатской части должно приводить к нормальным сбросам и, следовательно, подтверждает существующие представления о постепенном расширении Байкальской рифтовой зоны в юго-восточном направлении за счет переработки Икатского свода.

Анализ горизонтальных деформаций по данным геодезических измерений дает физически содержательную информацию о проявлении глубинных процессов на поверхности Земли и должен быть важной составной частью исследований по разработке научных основ прогноза землетрясений, извержения вулканов, сейсмическому районированию. Подобный анализ необходим также для перспективного планирования развития районов с интенсивной эксплуатацией месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянова В. Н. Связь параметров сейсмичности и глубинного строения Курило-Камчатской зоны // Глубинное строение земной коры.— М., 1975.— С. 84—104.
- Агамирзоев Р. А., Золотовицкая Т. А., Исмаил-Заде Т. А. и др. Поиски предвестников землетрясений в Азербайджане // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 213—218.
- Аквивс М. А., Гольдберг В. В. Тензорное исчисление.— М.: Наука, 1969.— 352 с.
- Алехин Ю. И. Статистические прогнозы в геофизике.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.— 102 с.
- Альтер С. М., Кунин Н. Я., Лысяков Л. М. и др. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмической опасности района Алма-Аты // Земная кора сейсмоопасных зон.— М., 1973.— С. 138—151.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.— 216 с.
- Артюшков Е. В. О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях // Проблемы современных движений земной коры.— Л., 1969.— С. 517—523.
- Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 326 с.
- Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Причины вертикальных движений земной коры.— Природа.— 1979.— № 10.— С. 1—10.
- Атрушкевич П. А. Современные движения земной коры на Алма-Атинском полигоне по данным повторных нивелировок // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах.— Ташкент, 1972.— С. 137—138.
- Атрушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропики П. А. Деформация земной коры на Алма-Атинском полигоне в связи с Сара-Камышским землетрясением // Земная кора Казахстана.— Алма-Ата, 1971.— № 2.— С. 137—138.
- Атрушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропики П. А. и др. Исследование современных вертикальных движений земной коры на Алма-Атинском геодинамическом полигоне в 1967—1970 гг. // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах.— Алма-Ата, 1973а.— С. 19—30.
- Атрушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропики П. А. и др. Новые данные о вертикальных движениях земной коры на Алма-Атинском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973б.— № 5.— С. 245—249.
- Байкальский геодинамический полигон/Отв. ред. Фотиади Э. Э.— Новосибирск, 1970.— 170 с.
- Балавадзе Б. К., Островский А. Е., Абашидзе В. Г. и др. Исследование современных дифференцированных тектонических движений земной коры в районе строительства Ингури ГЭС // Современные движения земной коры: Материалы конф.— Новосибирск, 1976.— С. 88—97.
- Балуховский Н. Ф. Геологические циклы.— Киев: Наук. думка, 1966.— 168 с.
- Белоусов В. В. Приветствие председателя Советского геофизического комитета // Проблемы современных движений земной коры.— Л., 1969.— С. 27.

- Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.— 1973.— № 2.— С. 20—36.
- Белоусов В. В. Геотектоника.— М.: Изд-во МГУ, 1976.— 334 с.
- Беляев Н. М. Сопrotивление материалов.— М.: Наука, 1976.— 607 с.
- Бениоф Х. Движения по крупнейшим разломам // Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры.— М., 1966.— С. 75—104.
- Бергер Д. Применение лазерной техники в геодезии и геофизике.— М.: Недра, 1977.— 60 с.
- Билицкий А. И., Вербицкий Т. З., Воловецкий Б. И. и др. Комплексные исследования по поискам предвестников землетрясений в Карпатах // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 208—211.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза // Геология и геофизика.— 1968.— № 8.— С. 15—26.
- Боголепов К. В. О понятиях «рифтовая структура» и «рифтогенез» // Основные проблемы рифтогенеза.— Новосибирск, 1977.— С. 6—11.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океана.— М.: Наука, 1976.— 247 с.
- Бондарук А. Г., Курочкин П. Е., Осецкий А. И. и др. Современные движения в пределах Украинского щита и связь их с докембрийскими // Проблемы современных движений земной коры.— М., 1969.— С. 303—307.
- Борисенко А. И., Тарапов И. Е. Векторный анализ и начала тензорного исчисления.— М.: Высш. шк., 1966.— 252 с.
- Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н. Выделение сейсмоопасных зон по геологическим данным на территории Чехословакии, Венгрии и Румынии // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 88—92.
- Боровик Н. С., Гайский В. Н., Колмогоров В. Г. и др. Исследование характеристик поля упругих напряжений в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика.— 1974.— № 11.— С. 116—126.
- Бот М. Прогноз землетрясений // Предсказание землетрясений.— М., 1969.— С. 9—20.
- Бузук В. В. О влиянии изменения размеров и ориентировки исходного эллипсоида на геодезические координаты // Тр. Новосиб. ин-та инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии.— Новосибирск, 1967.— Т. XIX.— С. 41—50.
- Бузук В. В., Вовк И. Г. Об оценке точности определения планетарных характеристик гравитационного поля Земли // Там же.— Новосибирск, 1972.— Т. XXVII.— С. 3—14.
- Бузук В. В., Панин В. М. Об изменении гравитационного поля Земли, обусловленном вексовым движением полюсов, изменением скорости вращения и дрейфом континентов // Современные движения земной коры: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры (Львов, 16—21 мая 1977 г.).— М., 1977.— С. 9.
- Буланже Ю. Д. По поводу изучения современных движений земной коры на стационарных полигонах // Современные движения земной коры.— Тарту, 1965.— № 2.— С. 338—343.
- Буланже Ю. Д. Вступительное слово на III Международном симпозиуме // Проблемы современных движений земной коры.— Л., 1969.— С. 27—29.
- Буланже Ю. Д. Отчет о деятельности комиссии по современным движениям земной коры Международной ассоциации геодезии за период 1967—1971 гг. // Проблемы современных движений земной коры.— Таллинн, 1975.— С. 18—22.
- Буланже Ю. Д. Современные движения земной коры // Земля и вселенная.— 1976.— № 2.— С. 39—44.
- Буланже Ю. Д., Лиценберг Д. А. Итоги международного сотрудничества стран Восточной Европы по составлению сводной карты современных движений земной коры // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 9—15.

- Буланже Ю. Д., Певнев А. К. О характере вертикальных смещений на Гармском полигоне // Предвестники землетрясений.— М., 1973.— С. 111—120.
- Булин Н. К. Современное напряжение состояния земной коры // Геология и геофизика.— 1973.— № 12.— С. 88—95.
- Буэн В. И., Введенская Н. А., Гзовский М. В. Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии) // Сейсмическое районирование СССР.— М., 1968.— С. 26—61.
- Василенко Н. Ф., Есиков Н. П., Кесельман С. И. и др. Современные деформации приповерхностной части земной коры в южной части Центрально-Сахалинского разлома // Геология и геофизика.— 1981.— № 12.— С. 92—97.
- Василенко Н. Ф., Медведев В. Г. О наблюдениях за горизонтальными движениями земной коры на Сахалинском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры.— Новосибирск, 1978.— С. 40—42.
- Вассоевич Н. Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М., 1977.— С. 34—58.
- Верёда В. С. О характере современных вертикальных движений земной коры в Донецком каменноугольном бассейне // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 218, № 3.— С. 651—652.
- Вигнер Е. События, законы природы и инвариантности // УФН.— 1965.— Т. 85, вып. 4.— С. 727—736.
- Волярович М. П. Исследование физических свойств горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах // Физика Земли.— 1978.— № 10.— С. 21—33.
- Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформы и складчатых областей).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 192 с.
- Гайдаев П. А., Большаков В. Д. Теория математической обработки геодезических измерений.— М.: Недра, 1969.— 400 с.
- Геоциклчность/Отв. ред. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.— 123 с.
- Геология СССР: В 42 т.— М.: Наука, 1960—1972.— Т. 42.— 1972.— 400 с.
- Герасимов И. П. Общее состояние изучения современных движений земной коры и ближайшей задачи научных исследований // Современные движения земной коры.— М., 1968.— № 3.— С. 9—25.
- Герасимов И. П. Динамическое взаимодействие современных тектонических движений земной коры и экзогенных рельефообразующих процессов, протекающих на ее поверхности // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 453—465.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях // Современные движения земной коры.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— № 1.— С. 37—63.
- Гзовский М. В. Развитие новых направлений в тектонофизике // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1970.— № 5.— С. 51—84.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.— 536 с.
- Гзовский М. В., Григорьев А. С., Гущенко О. И. и др. Интерпретация современных движений тектонофизическими методами (вопросы связи с механизмом деформирования и с напряженным состоянием участка коры) // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 579—588.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменение наклона) земной коры и некоторые результаты их применения // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1959.— № 8.— С. 1147—1156.
- Гзовский М. В., Никонов А. А. Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническими режимом и сейсмичностью // Проблемы современных движений земной коры.— М., 1969.— С. 405—412.

- Гисс Р. Е., Жаринов Н. А., Латынина Л. А. и др. Изменение деформаций земной коры на Токтогульской ГЭС // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах.— Алма-Ата, 1973.— С. 38—54.
- Голенецкий С. И. Структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1976.— № 1.— С. 85—94.
- Горелов С. К., Курбанов М. К., Челпанов С. С. и др. Основные результаты комплексных геолого-геоморфологических, геофизических и геодезических исследований на Ашхабадском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 180—189.
- Горшков Г. П. О причинах землетрясений // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1967.— № 5.— С. 60—69.
- Гофштейн И. Д., Сомов В. И. Карта современных вертикальных движений земной коры западной части Украины // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 89—93.
- Гофштейн И. Д., Сомов В. И., Кузнецова В. Г. Результаты изучения современных движений земной коры на Карпатском полигоне // Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах.— Ашхабад, 1970.— С. 83—90.
- Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела: (Обзор) // Физика Земли.— 1972.— № 1.— С. 3—34.
- Григорьев А. С., Шахмурадова З. Е. Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 595—604.
- Грин В. Г., Ильясов Б., Ким Н. И., Лопатина Т. А. и др. Некоторые результаты исследования по поискам предвестников землетрясений в Чуйской впадине и ее горном обрамлении // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 146—150.
- Губин И. Е. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах.— М., 1974.— С. 181—195.
- Губин И. Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами // Сейсотектоника некоторых районов юга СССР.— М., 1976.— С. 6—25.
- Гусева Т. В. О результатах геодезических работ на Баскунчакском полигоне в 1965 и 1968 гг. // Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах.— Ашхабад, 1970.— С. 137—149.
- Гусева Т. В., Певнев А. К., Энман В. Б. и др. О возможности выявления деформаций земной поверхности, связанных с сейсмичностью, методом повторного нивелирования // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах.— Алма-Ата, 1973.— С. 4—9.
- Дамбара Т. Корректировка триангуляционной сети методом совпадения сигналов и горизонтальные движения в районе Танна // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 112—114.
- Данилов В. В. Методы обработки повторных геодезических измерений, проводимых в целях выявления горизонтальных деформаций земной коры // Тр. ин-та/Геофиз. ин-т АН СССР.— 1949.— Т. 132, № 5.— С. 18—26.
- Дмитриев Г. А., Потапова М. С. Учение о симметрии как общий метод познания закономерностей развития Земли // Пути познания Земли.— М., 1971.— С. 153—171.
- Донабедов А. Т., Сидоров В. А. О соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на территории европейской части СССР // Современные движения земной коры.— М., 1963а.— № 1.— С. 224—244.
- Донабедов А. Т., Сидоров В. А. Соотношения между современными вер-

- тикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы // Там же.— М., 1963б.— № 3.— С. 63—82.
- Донабедов А. Т., Сидоров В. А. Современные вертикальные движения земной коры, их связь с геофизическими полями и распределением месторождений полезных ископаемых // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 617—622.
- Дополнение к статье В. К. Кучая, В. С. Пономарева // Физика Земли.— 1976.— № 12.— С. 117.
- Ержанов Ж. С., Егоров А. К. К теории образования полной складчатости в верхних слоях земной коры // Проблемы механики горных пород.— Алма-Ата, 1966.— С. 157—166.
- Ержанов Ж. С., Каримбаев Т. Д. Метод конечных элементов в задачах механики горных пород.— Алма-Ата: Наука, 1975.— 238 с.
- Ержанов Ж. С., Сагитов А. С., Гуменюк Г. Н. и др. Ползучесть осадочных горных пород: Теория и эксперимент.— Алма-Ата: Наука, 1970.— 208 с.
- Есиков Н. П. Тензорное поле деформаций земной коры и методика его изучения по данным геодезических измерений // Геология и геофизика.— 1973.— № 7.— С. 72—76.
- Есиков Н. П. Кусочно-линейное аппроксимирование деформаций земной коры // Методические вопросы исследования современных движений земной коры/Отв. ред. Фотиади Э. Э.— Новосибирск, 1975.— С. 132—146.
- Есиков Н. П. О количественных характеристиках новейших и современных движений земной коры в связи с задачей сейсмического районирования // Сейсмология и сейсмичность Алтае-Саянской горной области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978а.— С. 72—79.
- Есиков Н. П. Об изучении инвариантов современных движений земной коры // Современные движения земной коры (исследование на геодинамических полигонах).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978б.— С. 202—207.
- Есиков Н. П. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979а.— 183 с.
- Есиков Н. П. Вопросы методики использования геодезических данных о современных движениях земной поверхности при сейсмическом районировании // Тез. докл. Всесоюз. сес. «Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство трассы БАМ».— Иркутск, 1979б.— С. 27.
- Есиков Н. П. Современные деформации земной поверхности по данным геодезических измерений // Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры Сибири.— Новосибирск, 1981.— С. 39—43.
- Есиков Н. П. Методы кинематического анализа современных движений земной поверхности // Геофизические методы в региональной геологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982а.— С. 136—141.
- Есиков Н. П. Содержание и методология создания карт тектонофизического районирования по геодезическим данным о современных движениях земной коры // Тез. докл. VIII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры.— Кишинев, 1982б.— С. 51—52.
- Есиков Н. П., Кесельман С. И. Инварианты современных движений земной коры // Геология и геофизика.— 1975.— № 4.— С. 85—92.
- Есиков Н. П., Колмогоров В. Г., Кесельман С. И. Современные деформации верхней части земной коры в районе Усть-Селенгинской депрессии // Там же.— 1977.— № 9.— С. 133—139.
- Есиков Н. П., Остроушко П. А., Кесельман С. И. Латеральное распределение сдвиговых деформаций на территории Алма-Атинского геодинамического полигона // Современные движения земной коры: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры (Львов. 16—21 мая 1977 г.).— М., 1977.— С. 37—38.
- Есиков Н. П., Пакрушин В. К. Современные горизонтальные движения земной коры Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения // Проблемы четвертичной геологии Сибири.— Новосибирск, 1969.— С. 112—121.

- Есиков Н. П., Храненко В. Н. Некоторые методические вопросы изучения современных горизонтальных движений земной коры // Структурно-геоморфологического исследования в Сибири.— М., 1976.— Вып. 2.— С. 178—182.
- Есиков Н. П., Чуприна Е. П., Фотиади Э. Э. и др. Современные горизонтальные деформации земной коры на продолжении Северо-Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Тез. докл. IX Междувед. совещ. по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах.— Петропавловск-Камчатский, 1981.— С. 10.
- Есиков Н. П., Юдин В. С. Эффект ошибок измерений азимута и длины базиса в компонентах деформаций земной поверхности // Современные движения земной коры.— Новосибирск, 1978.— С. 195—202.
- Есиков Н. П., Юренас Д. Я. Некоторые пространственно-временные свойства горизонтальных деформаций земной поверхности по данным геодезических измерений // Тез. докл. VIII Междувед. совещ. по изучению современных движений земной коры.— Ленинск, 1980.— С. 93.
- Жалковский Н. Д. К оценке разрывной составляющей современных движений земной коры по сейсмологическим данным // Методические вопросы исследования современных движений земной коры/Отв. ред. Фотиади Э. Э.— Новосибирск, 1975.— С. 234—239.
- Жаринов Н. А. Измерение наклонов земной коры гидростатическими нивелирами // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах.— Алма-Ата, 1973.— С. 233—241.
- Загоруйко Н. Г. Методы распознавания образов и их применение.— М.: Сов. радио, 1972.— 208 с.
- Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы // Геофизические исследования и проблемы нефтегазоносности юга Сибирской платформы.— М.: Гостехиздат, 1962.— С. 128—193.
- Занюков В. Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 196, № 4.— С. 913—916.
- Захаров В. К., Сарычева Р. А., Семакин В. П. и др. Исследования на Сахалинском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 274—279.
- Землетрясения в СССР в 1968 г.— М.: Наука, 1971.— 222 с.
- Землетрясения в СССР в 1969 г.— М.: Наука, 1973.— 227 с.
- Землетрясения в СССР в 1970 г.— М.: Наука, 1973.— 216 с.
- Землетрясения в СССР в 1971 г.— М.: Наука, 1975.— 238 с.
- Землетрясения в СССР в 1972 г.— М.: Наука, 1976.— 192 с.
- Землетрясения в СССР в 1973 г.— М.: Наука, 1977.— 248 с.
- Зенкевич О. Метод копечного элемента: от интуиции к общности // Механика.— 1970.— № 6.— С. 115—123.
- Злотин В. В. Исследование возможности применения и точности электронных методов измерения сторон региональной сети Камчатского геодинамического полигона // Современные движения земной коры.— Новосибирск, 1978.— С. 50—58.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М.: Наука, 1971.— 168 с.
- Иванов И. Б., Адамович А. Ф. Общее собрание отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, посвященное 50-летию образования Союза Советских Социалистических Республик // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— С. 141—144.
- Изотов А. А. Опыт моделирования горизонтальных движений земной коры // Проблемы современных движений земной коры.— М., 1969.— С. 507—513.
- Изотов А. А. Технические проблемы изучения современных движений земной коры геодезическими методами // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 347—357.
- Ицксон С. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогения Востока СССР // Геотектоника.— 1970.— № 2.— С. 121—135.

- Иокояма И. Вулканические процессы по данным о деформациях земной коры // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца.— М.: Сов. радио, 1978.— С. 33—42.
- Калашникова И. В., Магницкий В. А. Об унаследованном характере современных движений земной коры // Физика Земли.— 1978.— № 10.— С. 13—20.
- Кармайкл Р. С. Сейсмомagnetизм и предсказание землетрясений // Поиск предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 93—96.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей/Гл. ред. Николаев Н. И.— М., 1977.
- Карташов М. П., Есиков Н. П. Изучение деформаций земной поверхности на Кузбасском полигоне // Современные движения земной коры: Тр. VII Межвед. совещ. по современным движениям земной коры.— Ашхабад, 1979.— С. 32.
- Касыхара К. Вековые горизонтальные деформации коры в Центральной Японии по данным повторных триангуляций // Предсказание землетрясений.— М., 1968.— С. 76—78.
- Кац А. Г. К вопросу об истории формирования мезокайнозойских впадин Алданского щита // Тектоника Сибири.— Новосибирск, 1962.— Т. 1.— С. 212—217.
- Качанов Л. М. Основы теории пластичности.— М.: Наука, 1969.— 420 с.
- Кашин Л. А. О постановке изучения современных движений земной коры геодезическими методами // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 341—346.
- Кемниц Ю. В. Математическая обработка зависимых результатов наблюдений.— М.: Недра, 1970.— 190 с.
- Кириллова И. В. О периодичности разрушительных землетрясений Кавказа и Турции // Докл. АН СССР.— 1957.— Т. 115, № 4.— С. 771—773.
- Козьмин Б. М., Землетрясения Якутии // Землетрясения в СССР в 1971 г.— М., 1975.— С. 124—132.
- Козьмин Б. М., Емельянов Н. П., Емельянова А. Н. и др. Сильные землетрясения Якутии // Там же.— С. 133—141.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Характеристика современных вертикальных движений, геофизических полей и геоструктурных элементов по профилю Красноярск—Иркутск // Геология и геофизика.— 1968.— № 11.— С. 68—75.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Характер проявления современных вертикальных движений земной поверхности на Селенгинском профиле // Методические вопросы исследования современных движений земной коры/Отв. ред. Фотиади Э. Э.— Новосибирск, 1975а.— С. 30—44.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Результаты повторного нивелирования на Ангинском профиле // Там же, 1975б.— С. 44—51.
- Гонопальцев И. П., Медведев В. Г., Давлатов Н. Горизонтальные движения земной коры на Гармском геодинамическом полигоне по измерениям 1968—1971 гг. // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 198—204.
- Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения.— М.: Наука, 1975.— 176 с.
- Косыгин Ю. А. Методические аспекты исследований новейших движений // Проблемы четвертичной геологии Сибири.— М., 1969.— С. 106—111.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники.— М.: Недра, 1974.— 216 с.
- Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.— 157 с.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры // Проблемы глобальной тектоники.— М., 1973.— С. 27—59.
- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры.— М., 1977.— С. 20—29.
- Кропоткин 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.

- Кузнецова К. И. Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии.— М.: Наука, 1969.— 88 с.
- Кузнецова В. Г. Использование геофизических данных для составления карты современных вертикальных движений земной коры западной части Украины // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 94—100.
- Куликовский К. Т. Неотектоника северных склонов хребта Заилийского Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана.— Алма-Ата, 1974.— С. 259—271.
- Курбанов М. К. Изучение современных движений на Ашхабадском геофизическом полигоне // Современные движения земной коры.— Тарту, 1965.— № 2.— С. 351—360.
- Курбанов М. К., Челпанов С. С. Некоторые результаты повторного нивелирования на Ашхабадском геофизическом полигоне // Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах.— Ашхабад, 1970.— С. 179—190.
- Курочкин П. Е., Панкрушин В. К., Самарский Р. Я. О современных горизонтальных движениях земной коры в Криворожском бассейне по данным повторных геодезических измерений // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 155—159.
- Кучай В. К. Современная орогенная структура, тектонические напряжения и сейсмичность (на примере востока Средней Азии): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1977.— 53 с.
- Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. Деформации приповерхностной части земной коры по данным геодезических измерений (на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню) // Физика Земли.— 1979.— № 8.— С. 36—44.
- Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины.— М.: Наука, 1968.— 248 с.
- Ларионов В. А. Количественная интерпретация пьезомагнитного эффекта // Методические вопросы исследования современных движений земной коры.— Новосибирск, 1975.— С. 211—220.
- Ларионов В. А. Результаты высокоточных геомагнитных измерений на Байкальском геодинамическом полигоне // Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры.— М., 1977.— С. 50—52.
- Латынина Л. А., Кармалеева Р. М. Демографические измерения.— М.: Наука, 1978.— 154 с.
- Ле Пшон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.— 288 с.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканические формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт.— М., 1968.— С. 72—101.
- Лурсманашвили О. В. О периодичности сильных землетрясений Кавказа // Физика Земли.— 1973.— № 2.— С. 80—86.
- Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа // Геотектоника.— 1967.— № 2.— С. 3—20.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.— 74 с.
- Лыков В. И., Осокина Д. Н., Одеков О. А. и др. Тектонофизическое обоснование постановки комплекса прогностических наблюдений в Прикопетдагском сейсмоактивном регионе // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 151—163.
- Люстих Е. Н. Послесловие // Дрейф континентов: Горизонтальные движения земной коры.— М., 1966.— С. 226—231.
- Люстих Е. Н., Магницкий В. А. Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкорковых масс // Современные движения земной коры.— М., 1963.— № 1.— С. 33—36.

- Мавлянов Г. А., Ишмухамедов Ш. Н. К методике инструментального изучения современных движений земной коры и некоторые вопросы механизма современных движений и землетрясений // Узб. геол. журн.— 1972.— № 6.— С. 17—20.
- Мавлянов Г. А., Уломов В. И. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 25—37.
- Магницкий В. А. Физическая природа некоторых типов вертикальных движений земной коры // Современные движения земной коры.— Тарту, 1965.— № 2.— С. 47—53.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— 380 с.
- Магницкий В. А. О природе современных вертикальных движений земной коры // Вестн. АН СССР.— 1976.— № 3.— С. 51—59.
- Магницкий В. А., Калашникова И. В., Сидоров В. А. Некоторые особенности вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 571—578.
- Маклинток Ф. Пластические аспекты разрушения // Разрушение.— М., 1976.— Т. 3.— С. 67—262.
- Марков Г. А. Определение напряжений в массиве пород по данным непосредственных измерений // Поиски предвестников землетрясений на прогнозных полигонах.— М., 1974.— С. 155—158.
- Мархинин Е. К., Монахов Ф. И., Оскорбин Л. С. и др. Эффекты, предвещающие сильные землетрясения в районе о-ва Сахалин и Курильских островов // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 219—220.
- Матцова В. А. Карта градиентов скорости современных вертикальных движений земной коры европейской части СССР и исследования периодичности движений // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 42—48.
- Медведев С. В. Сейсмическое районирование территории СССР // Сейсмическое районирование СССР.— М., 1968.— С. 8—25.
- Мейз Дж. Теория и задачи механики сплошных сред.— М.: Мир, 1974.— 318 с.
- Мещеряков Ю. А. Международный проект исследования современных движений земной коры и задачи советских ученых // Современные движения земной коры.— Тарту, 1965.— № 2.— С. 13—24.
- Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений // Современные движения земной коры.— М., 1968.— № 3.— С. 44—62.
- Мирзоев К. М., Маламуд А. С., Рура Г. М. и др. Поиск пространственно-временных закономерностей изменения параметров, предвещающих сильные землетрясения // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 241—250.
- Михайлова А. В., Осокина Д. Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях) // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 589—594.
- Могилевский К. Разрывы и течения в горных породах // Верхняя магма. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии.— М., 1975.— С. 234—256.
- Могилевский К. Закономерности в пространственном и временном распределении сильных землетрясений и предсказание землетрясений // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 19—24.
- Монахов Ф. И. Об организации исследований по прогнозу землетрясений // Экспериментальная сейсмология.— М., 1971.— С. 407—415.
- Мор П. А., Рольфф Дж., Джирниус А. и др. Горизонтальная деформация земной коры в Эфиопской рифтовой долине по данным наблюдений на сети Миррга // Основные проблемы рифтогенеза.— Новосибирск, 1977.— С. 118—131.

- Мячкин В. И., Зубков С. И. Сводный график предвестников землетрясений // Физика Земли.— 1973.— № 6.— С. 28—32.
- Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А. и др. Основы физики очага и предвестника землетрясений // Физика очага землетрясения.— М., 1975.— С. 6—29.
- Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А. и др. Физика очага и предвестники землетрясений // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 121—131.
- Назаров А. Г., Агамирзоев Р. А., Акопян Ц. Г. и др. Поиски предвестников землетрясений на Кавказе // Там же.— С. 164—171.
- Наумов Я. В. Вопросы изучения горизонтальных движений земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 358—363.
- Нересов И. Л., Латынина Л. А., Гусева Т. В. и др. О деформациях земной коры в зоне Сурхобского разлома // Физика Земли.— 1976.— № 12.— С. 26—37.
- Нересов И. Л., Лукк А. А., Пономарев В. С. и др. Возможности прогнозирования землетрясений на примере Гармского района Таджикской ССР // Предвестники землетрясений.— М., 1973.— С. 72—99.
- Нересов И. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах.— М., 1974.— С. 120—131.
- Нересов И. Л., Симбирева И. Г. Закономерности распределения напряжений в очагах слабых землетрясений Гармского района и связь их с сейсмичностью // Тр. III Всесоюз. симпоз. по сейсмическому режиму.— Новосибирск, 1969.— С. 102—127.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР.— М.: Госгеолгиздат, 1962.— 392 с.
- Николаев П. Н. Деформационная неоднородность земной коры как геологический критерий сейсмичности // Земная кора сейсмоопасных зон: Верхняя мантия.— М., 1973.— С. 104—114.
- Николаев П. Н. Некоторые вопросы геомеханики // Геофизические поля и сейсмичность.— М., 1975.— С. 156—164.
- Никопов А. А. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгапо-Таджикской депрессии // Геотектоника.— 1971.— № 6.— С. 121—122.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры.— М.: Наука, 1977.— 240 с.
- Никонова К. И., Никонов А. А. Изучение современных движений земной коры в зоне разлома Сан-Андреас: Обзор американских исследований // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 643—650.
- Оден Дж. Копечные элементы в нелинейной механике сплошных сред.— М.: Мпр, 1976.— 464 с.
- Осокина Д. Н., Григорьев А. С., Гущенко О. И. и др. Возможности изучения современного поля напряжений тектонофизическими методами в связи с задачей прогноза сейсмической опасности // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 193—199.
- Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере.— М., 1979а.— С. 139—163.
- Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Там же, 1979б.— С. 163—184.
- Островский А. Е. Деформации земной коры по наблюдениям наклонов.— М.: Наука, 1978.— 184 с.
- Остропики П. А., Антоненко Э. М., Атрушкевич П. А. Изучение современных движений земной коры для целей сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование.— Алма-Ата, 1976.— С. 194—203.

- Павлов П. В., Радько Т. В., Сомов В. И. Исследования факторов неотектонического характера, влияющих на величины скорости современных вертикальных движений земной коры // Современные движения земной коры: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры (Львов, 16—21 мая 1977 г.).— М., 1977.— С. 75—76.
- Панкрушин В. К. Геодезические методы определения и оценка точности некоторых параметров горизонтальных движений земной коры // Тр. Новосибир. ин-та инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии.— Новосибирск, 1972.— Т. XXVII.— С. 27—47.
- Панкрушин В. К. Исследование и оптимальное построение динамических систем геодезических наблюдений современных движений земной коры // Методические вопросы исследования современных движений земной коры.— Новосибирск, 1975.— С. 117—131.
- Паталаха Е. И. К вопросу механического толкования естественно деформированных горных пород (тектонитов) // Проблемы механики горных пород: Материалы Первой Всесоюз. конф. по механике горных пород.— Алма-Ата, 1966.— С. 340—345.
- Паталаха Е. И., Чабдаров И. М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР.— М., 1976.— С. 80—90.
- Певзнер Л. А., Попов К. А., Пущкарев И. К. и др. Геофизические исследования при сейсмическом микрорайонировании территории города Алма-Аты // Геофизические поля и сейсмичность.— М., 1975.— С. 93—99.
- Певнев А. К. Современные движения земной поверхности в районе Баскунчакской соляно-купольной структуры.— М.: Наука, 1968.— 100 с.
- Певнев А. К., Гусева Т. В., Никифорова О. Д. О нестационарном характере вертикальных смещений земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 190—197.
- Певнев А. К., Финько Е. А., Шатский В. И. и др. Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация // Современные движения земной коры.— М., 1968.— № 4.— С. 220—239.
- Пейве А. В. Проблемы современной тектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1962.— № 7.— С. 3—8.
- Пеллинен Л. П. Обработка астрономо-геодезических сетей в пространственных прямоугольных координатах // Геодезия и картография.— 1970.— № 10.— С. 7—15.
- Петрушевский Б. А. Использование геологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР.— М., 1968.— С. 62—70.
- Планк М. Единство физической картины мира.— М.: Наука, 1966.— 287 с.
- Платонов К. К. Проблемы способностей.— М.: Наука, 1972.— 311 с.
- Поиск предвестников землетрясений на прогностических полигонах.— М.: Наука, 1974.— 210 с.
- Поиск предвестников землетрясений.— Ташкент: Фан, 1976.— 262 с.
- Предвестники землетрясений.— М.: ВИНТИ, 1973.— 216 с.
- Пресс Ф., Брейс У. Ф. Развитие проблемы прогноза землетрясений // Предсказание землетрясений.— М., 1968.— С. 32—61.
- Проблемы современных движений земной коры: Третий Междунар. симпоз. (1968 г.).— М., 1969.— 566 с.
- Проблемы современных движений земной коры: Четвертый Междунар. симпоз. (1971 г.).— Таллинн: Валгус, 1975.— 250 с.
- Проворов К. Л. Радиогеодезия.— М.: Недра, 1965.— 279 с.
- Пузырев Н. Н. Об инвариантах временных полей // Геология и геофизика.— 1974.— № 3.— С. 64—69.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Основные итоги региональных сейсмических исследований в Сибири // Геофизические методы в познании земной коры.— Новосибирск, 1977.— С. 17—29.

- Рабкин Ф. С. К универсальной классификации соляно-купольных структур Прикаспийской впадины // Изв. АН КазССР. Сер. геол.—1976.— № 1.— С. 32—42.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР/Отв. ред. Суворов А. И.— М.: Наука, 1977.— 436 с.
- Рейснер Г. И. Построение карты градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1960.— № 9.— С. 1316—1320.
- Ризниченко Ю. В. Связь течения горных масс с сейсмичностью // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 161, вып. 1.— С. 96—98.
- Ризниченко Ю. В. Элементарная теория вертикальных сейсмодектонических движений // Там же.— 1976.— Т. 226, № 2.— С. 324—327.
- Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс // Физика Земли.— 1976.— № 1.— С. 23—31.
- Рикитаке Т. Предсказание землетрясений.— М.: Мир, 1979.— 388 с.
- Рождественский В. С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 230, № 3.— С. 678—680.
- Роней М. Усталость высокопрочных материалов // Разрушение.— М., 1976.— Т. 3.— С. 473—527.
- Саваренский Е. Ф. Вступительное слово // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 7—8.
- Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы.— М.: Недра, 1964.— 128 с.
- Садовский М. А. Введение // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений.— М., 1970.— С. 3—8.
- Садовский М. А. Вступление // Предвестники землетрясений.— М., 1973.— С. 3—5.
- Садовский М. А. О программе совместных Советско-Американских работ по поискам предвестников землетрясений // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 9—15.
- Садовский М. А. Предсказание времени землетрясений // Земля и Вселенная.— 1978.— № 6.— С. 6—9.
- Седов Л. И. Механика сплошной среды.— М.: Наука, 1974.— Т. I, II.— 1400 с.
- Сигалов В. М. Геодезические работы по изучению современных движений земной коры на геодинамическом полигоне в Северном Тянь-Шане // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах.— М., 1974.— С. 9—13.
- Симбирева И. Г. Механизм очагов слабых землетрясений бассейна реки Нарып // Экспериментальная сейсмология/Отв. ред. Садовский М. А.— М., 1971.— С. 360—375.
- Синягина М. И. О принципах построения карты скорости современных движений на большой территории // Современные движения земной коры.— Тарту, 1965.— № 2.— С. 32—37.
- Слепзак О. И. Вихревые системы литосферы и структура докембрия.— Киев: Наук. думка, 1972.— 183 с.
- Собакар Г. Т., Сомов В. И., Кузнецова В. Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий.— Киев: Наук. думка, 1975.— 182 с.
- Соболев Г. А. Предвестники землетрясений // Земля и Вселенная.— 1978.— № 6.— С. 10—14.
- Сокольников И. С. Тензорный анализ: (Теория и применение в механике сплошных сред).— М.: Наука, 1971.— 325 с.
- Соловьев Б. А. Особенности соляно-купольной тектоники в районе среднего течения р. Урал // Геотектоника.— 1966.— № 3.— С. 130—133.
- Солоненко В. П. Прогноз землетрясений Байкальской рифтовой зоны по геолого-геофизическим данным // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 172—179.

- Солоненко В. П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири.— М., 1977.— С. 83—131.
- Солопенко В. П., Курушин Р. А., Павлов О. В. и др. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области // Проблемы современных движений земной коры.— М., 1969.— С. 377—385.
- Солопенко В. П., Хилько С. Д., Николаев В. В. О сеймотектонике и морфоструктуре востока Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий // Сеймотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны.— Новосибирск, 1975.— С. 4—13.
- Сомов В. И. Геодезические данные о современных горизонтальных движениях земной коры в Карпатах // Геодезия, картография и аэрофотоъемка.— 1969.— Вып. 8.— С. 73—77.
- Сомов В. И., Собакар Г. Т., Рахимов И. И. Современная динамика земной коры Украины // Современные движения земной коры. Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры (Львов, 16—21 мая 1977 г.).— М., 1977.— С. 90—92.
- Спенсер Э. Теория инвариантов.— М.: Мир, 1974.— 156 с.
- Справочник геодезиста: В 2 т.— М.: Недра, 1975.— Т. 1—2.
- Стейси Ф. Д. Физика Земли.— М.: Мир, 1972.— 342 с.
- Степанов В. В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере.— М., 1979.— С. 67—71.
- Гамразян Г. П. О периодичности сейсмической активности в течение последних полутора-двух тысяч лет // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— М., 1962.— № 1.— С. 76—85.
- Тимошенко С. П., Гудьер Дж. Теория упругости.— М.: Наука, 1975.— 576 с.
- Трофимук А. А. Значение изучения седиментационной цикличности и основные задачи конференции // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М., 1977.— С. 5—8.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Общетеоретические и методологические вопросы основных направлений и задач исследований геодикличности // Геодикличность.— Новосибирск, 1976.— С. 9—15.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М., 1977.— С. 9—33.
- Турчанинов И. А., Марков Г. А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках // Физика Земли.— 1966.— № 8.— С. 83—86.
- Уиттен Ч. А. Движение коры по данным триангуляционных измерений // Предсказание землетрясений.— М., 1968.— С. 162—165.
- Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений // Ташкент: Фац, 1974.— 215 с.
- Урзаев Б. М., Акишев Т. А., Антоненко А. Н. и др. Результаты прогностических работ на Алма-Атинском геофизическом полигоне // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 97—107.
- Урзаев Б. М., Оспапов А. Б., Латыпов Ж. А. Состояние сейсмологической и геолого-геофизической изученности и программа дальнейших работ по поискам предвестников землетрясений на Алма-Атинском геофизическом полигоне // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах.— М.: Наука, 1974.— С. 5—8.
- Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли.— М.: Недра, 1972.— 156 с.
- Уэлман Г. Современные движения коры: методика апализа и достижения // Верхняя мантия: Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии.— М., 1975.— С. 158—175.
- Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР.— М., 1968.— С. 121—150.

- Федотов С. А., Мархинин Е. К., Ковалев Г. Н. и др. Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке. Южный прорыв. 1975—1976 гг. // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 237, № 5.— С. 1155—1158.
- Федотов С. А., Соболев Г. А., Болдырев С. А. и др. Долгосрочный и пробный краткосрочный прогноз Камчатских землетрясений // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 49—61.
- Федотов С. А., Хренов А. П., Чирков А. М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 228, № 5.— С. 1193—1196.
- Феодосьев В. И. Сопротивление материалов.— М.: Наука, 1972.— 544 с.
- Ферхуген Дж., Терисер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию.— М.: Мир, 1974.— Т. 2.— 846 с.
- Фиалков Д. Н. Горизонтальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности // Проблемы астрономии и геодезии.— М., 1970.— С. 24—26.
- Филин А. П. Прикладная механика твердого деформируемого тела.— М.: Наука, 1975.— 832 с.
- Финько Е. А., Асоян Д. С. Соотношение современных вертикальных движений с морфоструктурными условиями на геодинамических полигонах Таджикистана // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 212—215.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика.— 1960.— № 1.— С. 74—90.
- Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных // Материалы по региональной геологии Сибири.— Новосибирск, 1967.— Вып. 57.— С. 30—57.
- Фотиади Э. Э. Состояние, задачи и перспективы исследований современных движений земной коры // Методические вопросы исследования современных движений земной коры.— Новосибирск, 1975.— С. 6—29.
- Фотиади Э. Э., Есиков Н. П. Новый подход к использованию геодезических данных о современных движениях земной коры // Геология и геофизика.— 1979.— № 3.— С. 3—12.
- Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Остропино П. А. и др. Некоторые особенности развития современных деформаций приповерхностной части земной коры // Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры.— Львов, 1977.— С. 101—102.
- Хагивара Т. Третий пятилетний план Японского Метеорологического Агентства по развитию техники прогноза землетрясений // Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, 1976.— С. 25—37.
- Хаин В. Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры // Строение и развитие земной коры.— М., 1964.— С. 13—28.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.— 511 с.
- Хаин В. Е. Цикличность и тектоника // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М., 1977.— С. 213—220.
- Хитаров Н. И., Войтов Г. П., Лебедев В. С. и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям // Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана.— Ташкент, 1974.— С. 303—330.
- Хромовских В. С. Детальное сейсмическое районирование дельты р. Селенги и прилегающих территорий // Геология и геофизика.— 1965.— № 6.— С. 17—34.
- Чеботарев А. С. Способ наименьших квадратов с основами теории вероятности.— М.: Геодезиздат, 1958.
- Шерман С. И. Разломы Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1975.— 62 с.
- Шерман С. И., Левин К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон.— М., 1978.— С. 7—18.
- Шульман В. А., Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Шароглазова Г. А. Изучение полей деформаций земной коры методом конечных элементов // Геодезия и картография.— 1979.— № 5.— С. 13—19.

- Шульман В. А., Шароглазова Г. А. Горизонтальные и вертикальные деформации земной поверхности в районе Большого трещинного Толбачинского извержения по данным геодезических измерений 1971, 1976 и 1977 гг. // Вулканология и сейсмология.— 1980.— № 3.— С. 72—86.
- Щерба Г. Н. Геотектоногенез и рудные пояса.— Алма-Ата: Наука, 1970.— 183 с.
- Щерба Г. Н. Колонки преобразования земной коры.— Алма-Ата: Наука, 1975.— 279 с.
- Энман В. Б. Современные движения земной коры и землетрясения // Современные движения земной коры.— Тарту, 1973.— № 5.— С. 633—642.
- Яковлев Н. В. Высокоточные угловые измерения и азимутальные определения в нестационарном поле боковой рефракции: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М., 1971.— 41 с.
- Яковлев Н. В. Учет динамики визирного луча при высокоточных угловых измерениях и азимутальных определениях // Современные движения земной коры.— Новосибирск, 1978.— С. 178—184.
- Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1973.— Т. 48, вып. 2.— С. 9—44.
- Яншин А. Л. Что такое рифт? // Основные проблемы рифтогенеза.— Новосибирск, 1977.— С. 5—6.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования // Докл. АН СССР, 1977.— Т. 234, № 5.— С. 1175—1178.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е. Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты // Геотектоника.— 1974.— № 3.— С. 6—25.
- Alexander J. Horizontal Earth movement in the Baldwin Hills, Los Angeles Area // Geol. and Geophys. Res.— 1962.— Vol. 67, N 6.— P. 1641—1653.
- Vendefy L. The character and extent of rotational crustal movements in the area of Budapest // Проблемы современных движений земной коры: Третий Междунар. симпоз. (Ленинград, СССР, 1968 г.).— М., 1969.— С. 281—287.
- Burford R. O. Strain analysis across the San Andreas fault and Coast Ranges of California // Ann. Acad. Sci. Fencal.— 1966.— Ser. A III, N 90.— P. 99—140.
- Burford R. O., Eaton I. P., Pakiser L. C. Crustal strain and micro seismicity investigation at the National Center for Earthquake Research of the United States Geological Survey // Проблемы современных движений земной коры: Третий Междунар. симпоз. (Ленинград, СССР, 1968 г.).— М., 1969.— С. 370—377.
- Boulianger Y. D., Pevnev A. K., Enman V. B., Atrushkevich P. A. Forerunners of strong Earthquakes as detected by Geodetic methods // Проблемы современных движений земной коры: Четвертый Междунар. симпоз. (Москва, СССР, 1971 г.).— Таллинн, 1975.— С. 197—202.
- Brun J. N. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault Zones // J. Geophys. Res.— 1968.— Vol. 73, N 2.— P. 777—784.
- Dambaга Т. Synthetic vertical movements in Japan during the recent 70 years and horizontal movements in a test area // Проблемы современных движений земной коры: Четвертый Междунар. симпоз. (Москва, СССР, 1971 г.).— Таллинн, 1975.— С. 156—163.
- Inoue E., Harada T. Horizontal deformation of the crust in Japan by multiple fixed stations // Там же, 1975.— С. 191.
- Kasahara K., Sugimura A. Spatial distribution of horizontal secular strain in Japan // J. Geodyn. Soc. Japan.— 1964.— Vol. 10.— P. 1734—1745.
- Meade B. K. Horizontal crustal movements in the United States: Proc. of the Second Intern. simpos. on Recent Crustal Movements // Ann. Acad. Sci. Fencal.— 1966.— Ser. A, Geol.— Geograph.— N 90.— P. 248—261.

- M e a d e** B. K. Report of the Subcommittee on recent crustal movements in North America // Проблемы современных движений земной коры: Четвертый Междунар. симпоз. (Москва, СССР, 1971 г.).— Таллинн, 1975.— С. 131—145.
- M i y a m u r a** S. Report on summary maps recent crustal movements in Japan // Проблемы современных движений земной коры: Третий Междунар. симпоз. (Ленинград, СССР, 1968 г.).— М., 1969.— С. 164—173.
- N a s o n** R. D., **T o c h e r** D. Measurement of movement on the San Andreas fault. Earthquake displacement fields and rotation of the Earth.— Dordrecht, Holland, 1970.— P. 192—212.
- P a v o n i** N. Recent and Late Cenozoic movements of the Earth's crust // Recent Crustal Movements: Bull. Roy. Soc. New Zealand.— 1971.— N 9.— P. 7—17.
- P a w l y** G. S., **A b r a c h a m s e n** N. Do the pyramids continental drift? // Science.— 1975.— Vol. 179, N 4076.— P. 892—893.
- P o p e** Allen J. Strain Analysis of Horizontal Crustal Movements in Alaska Based on Triangulation Surveys Before and After the Prince William Sound Earthquake of March 27, 1964 // The Prince William Sound, Alaska, Earthquake of 1964 and aftershocks.— Washington: United States government printing office, 1969.— P. 99—112.
- S c h o l z** C. H., **F i t c h** T. J. Strain accumulation along the San Andreas fault // J. Geophys. Res.— 1969.— Vol. 74, N 27.— P. 6649—6666.
- S c h o l z** C. H. Crustal movements in tectonic areas // Tectonophysics.— 1972.— Vol. 14, N 314.— P. 201—217.
- S i n g e** J. L. The hypercircle method in mathematical physics.— Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1957.
- T e r a d a** T., **M i y a b e** N. Deformation of the earth crust in Kwansai districts and its relation to the orographic features // Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo.— 1929.— N 7.— P. 223.
- T s o u b o i** C. Investigation on the deformation of the earth's crust found by Precise Geodetic Means. Jap. // J. Astron. Geophys.— 1933.— N 10.— P. 93—248.
- T h u r m** H. Die strain-stress beziehung im festgebiet Elbtalzone // Изучение современных движений земной коры на геодинамических полигонах: Междунар. симпоз. Смоленские ЧССР, 1974 г.— Братислава, 1977.— С. 53—58.
- T s u b o k a w a** I., **O g a w a** Y., **H a y a s h i** T. Crustal Movements before and after the Niigata Earthquake // Geodetic Soc. of Japan.— 1965.— Vol. 10, N 3—4.— P. 1624—1632.
- W a l l a s e** R. E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1970.— Vol. 81, N 10.— P. 2875—2890.
- W h i t t e n** C. A. Geodetic measurements in the Dixie Valley area // Bull. Seismol. Soc. Amer.— 1957.— Vol. 47, N 4.— P. 1432—1443.
- W h i t t e n** C. A. Crustal movement from geodetic measurements // Earthquake displacement fields and rotation of the Earth.— Dordrecht, Holland, 1970.— P. 115—123.
- F r a n k** F. C. Deduction of Earth Strains From Survey Data.— Bull. Seismol. Soc. Amer.— 1966.— Vol. 56, N 1.— P. 34—41.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	6
Часть I	
Методология исследований	10
<i>Глава I. Математические основы анализа современных движений земной коры</i>	<i>—</i>
§ 1. Линейные преобразования векторного пространства современных движений земной коры	—
§ 2. Билинейные формы и линейные преобразования. Тензоры второго ранга	13
§ 3. Основные идеи метода конечных элементов	15
§ 4. Симплексные модели	18
§ 5. Конечно-элементные представления поля перемещений	22
§ 6. Повышение порядка аппроксимации	24
§ 7. Сплошная среда. Масштабы деформаций земной коры	26
<i>Глава II. Общие методы изучения пространственных и горизонтальных деформаций земной коры</i>	<i>29</i>
§ 1. Определение деформаций по данным повторных наблюдений пространственных геодезических сетей	—
§ 2. Определение компонент деформации из наблюдений планового положения пунктов	37
§ 3. Определение главных значений деформаций и ориентировки их осей без вычисления координат пунктов	40
§ 4. Горизонтальные деформации земной коры, обусловленные вертикальными движениями	42
§ 5. Составление карт-схем компонент деформации	44
§ 6. Описание деформированного состояния с помощью круговых диаграмм	47
§ 7. Анализ наблюдений на разломах	50
§ 8. Об определении кинематических типов разломов по данным геодезических измерений	53
<i>Глава III. Методы определения компонент деформации земной поверхности по непосредственно измеренным элементам геодезических сетей</i>	<i>55</i>
§ 1. Общие и локальные координаты	—
§ 2. Линейно-угловая сеть	56
§ 3. Трилатерация	61
§ 4. Полигонометрия	63
§ 5. Введение редуций	64
<i>Глава IV. Методы определения вертикальных компонент деформации</i>	<i>67</i>
§ 1. Компоненты деформации в вертикальной плоскости	—
§ 2. Определение компонент деформации земной поверхности	70
§ 3. Интерпретация вертикальных деформаций земной поверхности	72
§ 4. Основные инвариантные величины современных движений земной коры	74

Глава V. Оценка точности определения деформаций	82
§ 1. Об оценке точности определения современных движений земной коры	—
§ 2. Оценка точности горизонтальных деформаций по ошибкам их аргументов	83
§ 3. Оценка точности определения вертикальных деформаций	86
§ 4. О постоянных ошибках в векторах смещений	88
§ 5. Погрешности компонент деформации от систематических ошибок векторов перемещений	90
§ 6. Эффект ошибок масштаба триангуляции	91
§ 7. Эффект ошибок ориентировки выходных сторон триангуляции	94
§ 8. Вопросы оценки точности определения компонент деформации в плоскости вершинного треугольника	97
Часть II	
Структура и динамика современных деформаций земной поверхности в некоторых типичных тектонических областях	100
Глава VI. Современные вертикальные деформации	101
§ 1. Вводные замечания	—
§ 2. Байкальская рифтовая зона и сопредельные территории	105
§ 3. Зона сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау	115
§ 4. Граница Северного Памира с Южным Тянь-Шанем	130
§ 5. Баскунчакские соляно-купольные структуры Прикаспийской впадины	131
Глава VII. Современные горизонтальные деформации	136
§ 1. Горизонтальные движения и поле деформаций	—
§ 2. Медленные тектонические деформации в южной части Сахалина	139
§ 3. Вулканогенные деформации на Камчатке	144
§ 4. Техногенные деформации в Кузбассе	147
§ 5. Медленные тектонические деформации в районе разлома Сан-Андреас	150
§ 6. Деформации, сопровождавшие крупные землетрясения в Японии	151
§ 7. Рифтогенные деформации в Баргузинской впадине	155
Глава VIII. Вертикальные деформации земной поверхности и сейсмичность	158
§ 1. Некоторые особенности развития во времени вертикальных деформаций	—
§ 2. Связь сейсмического процесса с развитием вертикальных деформаций земной поверхности	167
§ 3. Анализ деформаций поверхности как метод поиска предвестников землетрясений	172
Глава IX. Тектонофизическое районирование (на примере зоны сочленения юга Алданского щита со Становым нагорьем)	186
§ 1. Принципы районирования	—
§ 2. Районирование по типу горизонтального деформирования	188
§ 3. Районирование по типу горизонтальной дилатации	193
§ 4. Районирование на отрыв по интенсивности линейных деформаций	195
§ 5. Районирование на срез по интенсивности максимальных сдвигов	197
§ 6. Районирование по удельной потенциальной энергии формирования	200
Заключение	204
Список литературы	209