

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«СИБИРСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ»
(ФГБОУ ВПО «СГГА»)

Б. Т. Мазуров, И. Е. Дорогова

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Утверждено редакционно-издательским советом академии в качестве
учебного пособия для бакалавров 4-го курса направления 120100.62
«Геодезия и дистанционное зондирование» профилей «Геодезия»
и «Космическая геодезия и навигация» и магистров направления
120100.68 «Геодезия и дистанционное зондирование»

Новосибирск
СГГА
2014

УДК 551.2/3:528

М139

Рецензенты: кандидат технических наук, доцент, НГАСУ *Ю. С. Обидин*
кандидат технических наук, доцент, СГГА *Н. А. Николаев*

Мазуров, Б. Т.

М139 Геодинамика и геодезические методы ее изучения [Текст] : учеб. пособие / Б. Т. Мазуров, И. Е. Дорогова. – Новосибирск : СГГА, 2014. – 175 с.

ISBN 978-5-87693-728-5

Учебное пособие подготовлено профессором, доктором технических наук Мазуровым Б. Т. и старшим преподавателем, кандидатом технических наук Дороговой И. Е. на кафедре физической геодезии и дистанционного зондирования Сибирской государственной геодезической академии.

В учебном пособии сделан обзор исторического развития геодинамических исследований, наиболее значимых научных гипотез. Даны многие понятия геодинамических исследований, различные классификации и примеры глобальных, региональных и локальных геодинамических процессов и явлений. Приведен обзор технологий геодезических наблюдений на геодинамических полигонах и методов последующей их интерпретации и компьютерной визуализации.

Работа рекомендована к изданию Ученым советом Института геодезии и менеджмента.

Печатается по решению редакционно-издательского совета СГГА

УДК 551.2/3:528

ISBN 978-5-87693-728-5

© ФГБОУ ВПО «СГГА», 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	6
1. Геодинамика	9
1.1. Некоторые общие сведения об объекте изучения – Земле	9
1.2. Основные определения. История развития теорий, методов и других научных исследований	15
1.3. Геодинамические процессы и их проявления	30
1.3.1. Геодинамические процессы.....	30
1.3.2. Структуры Земли	31
1.3.3. Классификация геодинамических процессов.....	31
1.4. Классификация природных катастроф.....	34
1.4.1. Глобальные природные катастрофы, связанные с ди- намическими процессами планеты и ядра.....	34
1.4.2. Социальные и техногенные катастрофы.....	34
1.5. Пространственная и временная классификация геодинами- ческих явлений	36
2. Глобальная, региональная и локальная геодинамика	39
2.1. Глобальная геодинамика	39
2.1.1. Общепланетарные геодинамические явления.....	39
2.1.2. Движение литосферных плит.....	44
2.1.3. Кинематические модели движения литосферных плит	48
2.2. Региональная геодинамика	54
2.3. Региональная геодинамика России.....	64
2.3.1. Сейсмичность районов России.....	64
2.3.2. Европейская часть России	68
2.3.3. Восточно-Европейская равнина и Урал.....	69
2.3.4. Западная и Восточная Сибирь.....	70
2.3.5. Дальний Восток	73
2.3.6. Практическое значение изучения региональной сейс- мичности.....	76

2.4. Локальная геодинамика	77
2.5. Активные региональные и локальные геодинамические явления.....	81
2.5.1. Землетрясения	81
2.5.2. Прогноз землетрясений.....	89
2.5.3. Вулканизм, цунами.....	95
3. Блочные структуры и вращательные движения	107
3.1. Иерархично-блочная структура земной коры	107
3.2. Структурное моделирование блоковых движений земной коры	108
3.3. Вращательные (вихревые) движения земной поверхности	109
3.3.1. Развитие представлений о вращательных движениях.....	109
3.3.2. Планетарные вращательные движения блоков земной коры.....	110
3.3.3. Вращательные движения блоков земной коры на территории России.....	113
3.3.4. Вращение блока земной коры на плоскости.....	116
3.3.5. Вращение блока земной коры на сфере	118
4. Геодезические методы изучения геодинамических процессов.....	121
4.1. Прогностические и техногенные геодинамические полигоны.....	121
4.2. Классические геодезические методы наблюдений на ГДП	131
4.3. Современные спутниковые методы наблюдений геодинамических процессов.....	139
5. Методы представления, обработки и интерпретации результатов геодезических наблюдений за движениями земной коры	147
5.1. Представление и интерпретация результатов повторного нивелирования.....	147
5.2. Представление и интерпретация результатов геодезических наблюдений за горизонтальными движениями земной поверхности	152
5.3. Визуализация результатов обработки и интерпретации наблюдений	159

Заключение	162
Библиографический список	163
Словарь используемых терминов.....	166
Приложение 1. Основные характеристики планет Солнечной системы.....	172
Приложение 2. Параметры относительных перемещений плит Земли (географические координаты Эйлера полюса φ, λ и угловая скорость вращения ω) на различные временные этапы	173

Будьте нежны с Землей. Любите ее.
18 правил жизни от Далай Ламы XIV в.

ВВЕДЕНИЕ

Факты о внутреннем строении и эволюции Земли, полученные различными методами многих геонаук, складываются в исключительно сложную картину явлений. Тем не менее, эти факты можно попытаться объяснить на основе определенных, часто гипотетических процессов, протекающих в соответствии с фундаментальными законами физики.

Геодинамика – наука о физической сущности процессов эволюции твердой Земли. Конечная ее цель – на основе известных геолого-геофизических фактов, геодезических количественных данных, используя фундаментальные законы физики и современный математический аппарат, построить непротиворечивую модель эволюции нашей планеты.

Необходимые требования к геодинамике, как и к любой естественной науке достаточно высокого методологического уровня, состоят в следующем:

1) геодинамическая теория должна обладать внутренней непротиворечивостью и самосогласованностью;

2) она должна отвечать не только на вопросы «что?» и «где?», как большинство традиционных геологических дисциплин, но и на вопросы «как?» и «почему?»;

3) помимо качественного объяснения геологических явлений, геодинамическая теория должна давать возможность их количественной оценки, а также обладать прогностической силой;

4) геодинамическая теория должна учитывать все факты, входящие в область геологии как науки, объективно оценивая при этом их значимость и достоверность;

5) геодинамическая теория должна допускать прямую или косвенную проверку контрольными экспериментами и/или наблюдениями.

При попытке описать физическим языком столь сложный процесс, как геологическая эволюция Земли, сразу же возникают проблемы, требующие нетрадиционных подходов и решений. Прежде всего, пространственно-временной масштаб геологических явлений (миллионы и миллиарды лет, крупинки земных пород и континентальные плиты, сама планета) очень затрудняет выполнение эффективных лабораторных экспериментов.

Мы видим лишь то, что Земля нам показывает на бесконечно малом промежутке своей геологической эволюции, и практически лишены возможности воспроизвести те процессы, которые хотим изучить. Кроме того, законы физики сформулированы на математическом языке в аналитической форме. Геология, напротив, традиционно описательная наука. Ее закономерности иногда очень непросто выразить количественно.

Для многих наук о Земле (геологии, геофизики, геодезии, горной механики и других) общепризнана актуальность проблем «Геодинамика» и «Современные движения земной коры». Важная роль в решении указанных проблем принадлежит геодезии. Как отмечал известный ученый-геолог В. Е. Хаин, «...геодезические методы являются основными при изучении современных тектонических движений и деформаций» [1]. Л. П. Пеллинен основной научной задачей геодезии назвал «... *определение фигуры и внешнего гравитационного поля Земли и их изменений во времени*». Методами геодезии и гравиметрии изучаются изменения во времени параметров гравитационного поля и фигуры Земли, ее поверхности, а при изучении глубинных геодинамических процессов большое значение имеет не только геодезическая гравиметрия, но и прикладная, в том числе, разведочная.

Информация о движениях и напряженно-деформированном состоянии (НДС) земной поверхности и земной коры, обусловленных эндогенными и экзогенными факторами, является важнейшей в аспекте прогноза катастрофических геодинамических процессов (землетрясений, извержений вулканов, оползней, сходов ледников, горных ударов и проседания грунтов в области разработки полезных ископаемых и т. п.) [2]. Аномальные техногенные геодинамические процессы вызывают горизонтальные

сдвиги земной коры, разломообразование, подземные аварии, наводнения; при этом страдают не только промышленные объекты, инженерные конструкции, жилые здания, но и население.

Исследования по изучению геодинамических процессов соответствуют приоритетным направлениям развития науки и техники РФ, в частности, направлению «Экология и рациональное природопользование», имеют научное и практическое значение. Научное значение таких исследований заключается в получении новых знаний о Земле, ее строении, эволюции, разнообразных физических полях (гравитационных, магнитных и др.), пространственно-временной структуре физической поверхности. Важнейшим практическим значением изучения геодинамических процессов является решение задач прогноза, снижения риска и уменьшения последствий геодинамических катастроф природного и техногенного характера, мониторинга окружающей среды. Эти задачи включены в перечень критических технологий РФ.

В настоящем учебном пособии рассмотрены общие концепции (как исторические, так и современные) изучения явлений геодинамики. Приведены теории, методы и фактические примеры научных исследований в этом направлении. Дана классификация геодинамических процессов и их описание. Отмечена роль геодезических методов при геодинамических исследованиях и сопутствующем моделировании меняющихся во времени геодезических (смещения, закономерности движений, поля деформаций) и гравитационных (аномальные массы, их расположение, закономерности изменения масс) параметров.

Наклоненное положение камней диких к горизонту показывает, что оные слои сворочены с прежнего своего положения, которое по механическим и гидростатическим правилам должно быть горизонтальным. И так, когда горы со дна морского восходили, понуждаемые внутреннею силой, неотменно должныствовали составляющие их камни выпучиваться, трескаться, производить расселины, наклонные положения, стремнины, пропасти разной величины и фигуры отменной.

М. В. Ломоносов. Сочинение «О слоях земных»

1. ГЕОДИНАМИКА

1.1. Некоторые общие сведения об объекте изучения – Земле

Земля является одной из многих планет, поэтому ее происхождение неразрывно связано с происхождением Солнечной системы. В свою очередь, Солнечная система с центральной звездой класса G2 главной последовательности Солнцем и девятью крупными планетами-спутниками, среди которых и наша уникальная планета Земля, – лишь ничтожно малая песчинка среди более чем 100 млрд. звезд и примерно 100 млн. облаков межзвездной пыли и туманностей, составляющих нашу Галактику (Млечный Путь). Подобных галактик в познаваемой части Вселенной (Малой Вселенной, или Метагалактике) более миллиарда, притом, что современные астрономические методы позволяют наблюдать лишь очень незначительную часть Вселенной, бесконечной в человеческом представлении во времени и пространстве.

Современная Солнечная система находится в краевой части нашей Галактики (Млечного Пути) на расстоянии около 104 св. лет (1 017 км) от ее центра. Период обращения Солнечной системы вокруг центра нашей Галактики называется галактическим годом и составляет около 210 млн. лет.

Солнечная система состоит из Солнца, девяти крупных планет, шесть из которых, в том числе Земля, имеют собственные спутники, более 2 000 астероидов и огромного количества кометных тел. Все крупные планеты обращаются вокруг Солнца в одном и том же направлении, совпадающем с направлением вращения Солнца. Большинство крупных планет, за исключением Венеры, Урана и Плутона, вращаются вокруг своих осей в направлении, совпадающем с направлением их обращения вокруг Солнца. Девять крупных планет Солнечной системы подразделяются на внутренние, или планеты земной группы (Меркурий, Венера, Земля и Марс), и внешние (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон). Основные характеристики планет Солнечной системы приведены в прил. 1.

Наша планета Земля, являющаяся объектом изучения геодинамики, да и всей геологии в целом, в космических масштабах выглядит более чем скромно – занимаемый ею объем составляет примерно 10^{-20} от пространства познаваемой Вселенной.

Итак, Земля (рис. 1) – третья планета по удаленности от Солнца, пятая по величине среди всех планет Солнечной системы (рис. 2, 3).



Рис. 1. Земля [3]



Рис. 2. Планеты Солнечной системы [3]

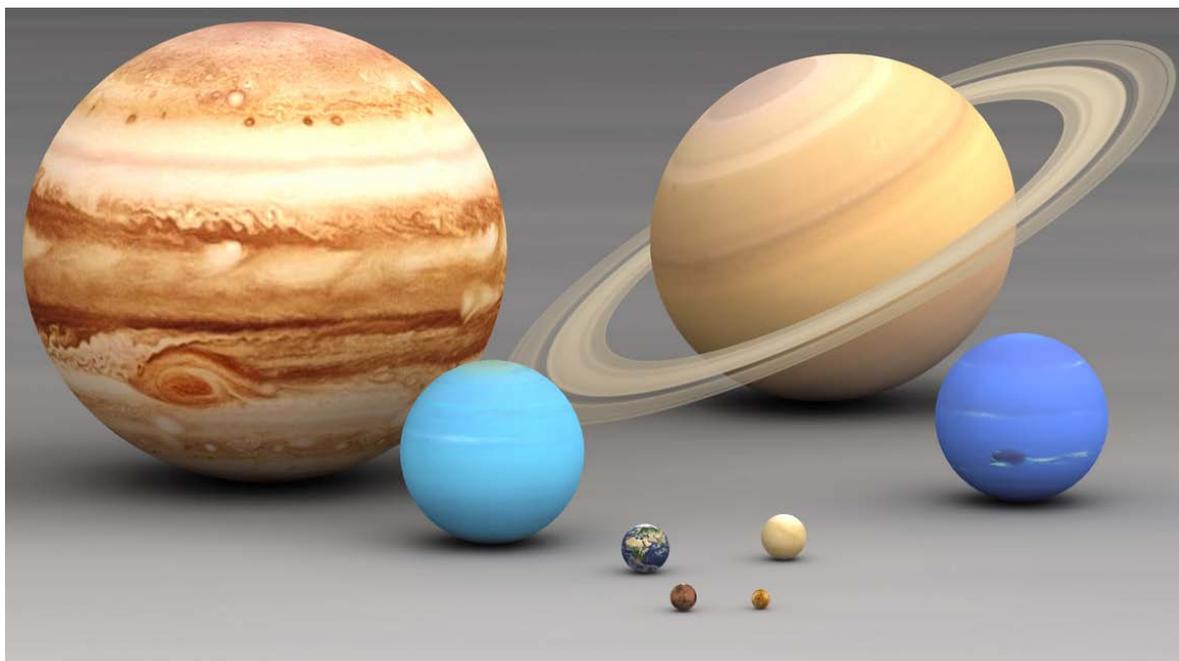


Рис. 3. Размеры планет [3]

Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите, большая полуось которой имеет длину около 150 млн. км ($149,6 \cdot 10^9$ м). Период вращения Земли составляет сутки (23,94 ч или $8,6189 \cdot 10^4$ с), а период обращения вокруг Солнца – год (365,256 суток или $3,1558 \cdot 10^7$ с). Земля имеет собственный спутник – Луну с радиусом 1 738 км, массой $7 \cdot 10^{22}$ кг и средней плотностью гораздо меньшей, чем у Земли – всего около $3,3$ г/см³. Соотношение массы Луны к массе Земли $1/30$, оно является наибольшим среди соотношений между массами планет и их спутников в Солнечной системе. Луна обращается вокруг Земли по орбите с радиусом 380 тыс. км ($3,8 \cdot 10^8$ м) с периодом 27,3 суток.

Самой грубой аппроксимацией фигуры Земли служит сфера с радиусом 6 371 км. Земля обладает наибольшей среди всех планет Солнечной системы средней плотностью $5,5$ г/см³ при объеме $1\,021$ м³ и массе $6 \cdot 10^{24}$ кг. Более точной математической фигурой Земли является аналитически описываемый эллипсоид вращения (или референц-эллипсоид) с экваториальным радиусом 6 378 км, полярным радиусом 6 357 км. Физически эта форма совпадает с формой вращающегося жидкого тела.

Примечательная особенность Земли по сравнению с другими планетами Солнечной системы – почти полное отсутствие на ее поверхности ударных кратеров, столь характерных для других планет. Эта черта является, по-видимому, следствием уникальной геологической активности нашей планеты, полностью уничтожившей ее первичную оболочку.

Площадь поверхности Земли $S = 510\,000\,000\text{ км}^2$. Из них 71 % – океан, 29% – суша. Средняя высота Земли – $H_{\text{средняя}} = 875\text{ м}$. Средняя глубина океана – $D_{\text{средняя}} = 3\,800\text{ м}$. Максимальная высота – г. Эверест – 8 848 м (рис. 4). Самое глубокое место в океане – «Бездна Челленджера» (англ. Challenger Deep) Марианской впадины (рис. 5). По замерам 2011 г., глубина этого места составляет $10\,994 \pm 40\text{ м}$ ниже уровня моря. Удивительным является факт асимметрии рельефа, когда горам на суше диаметрально противоположными являются впадины океанического дна.



Рис. 4. Эверест

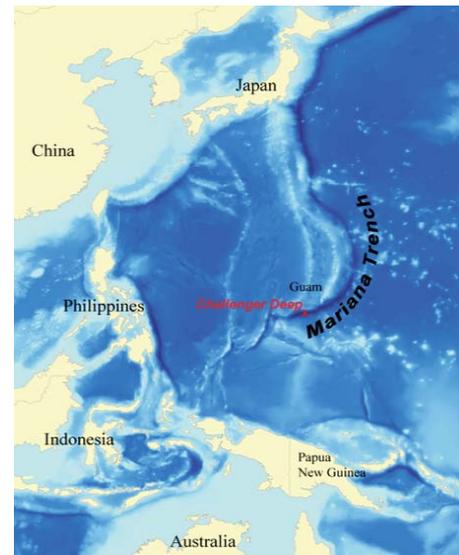


Рис. 5. Марианская впадина

Реально общеземной рельеф в значительной степени выражен рельефом дна Мирового океана. Этот рельеф по сравнению с рельефом суши более значителен, более насыщен подводными горными системами, впадинами, резкими перепадами высот (рис. 6).

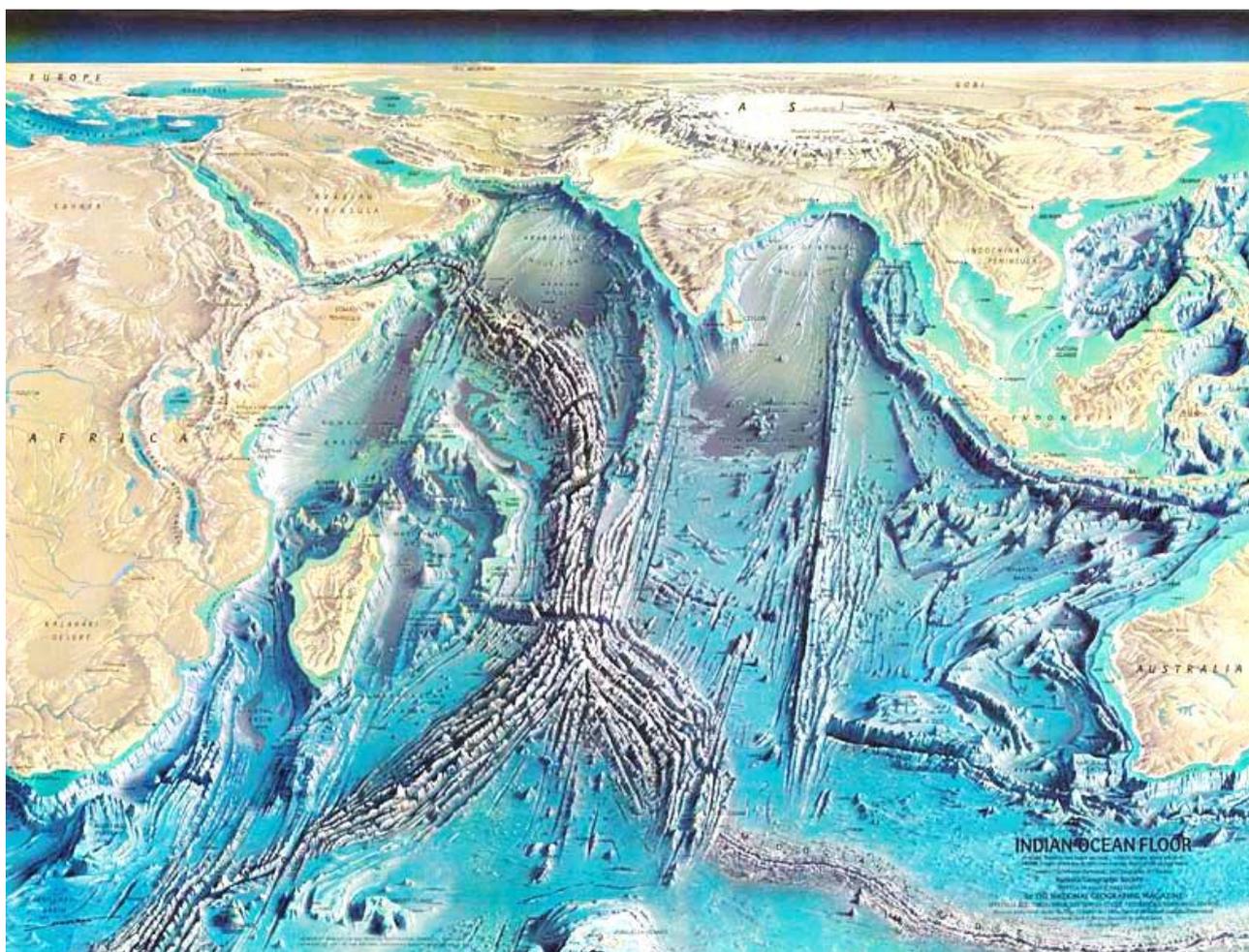
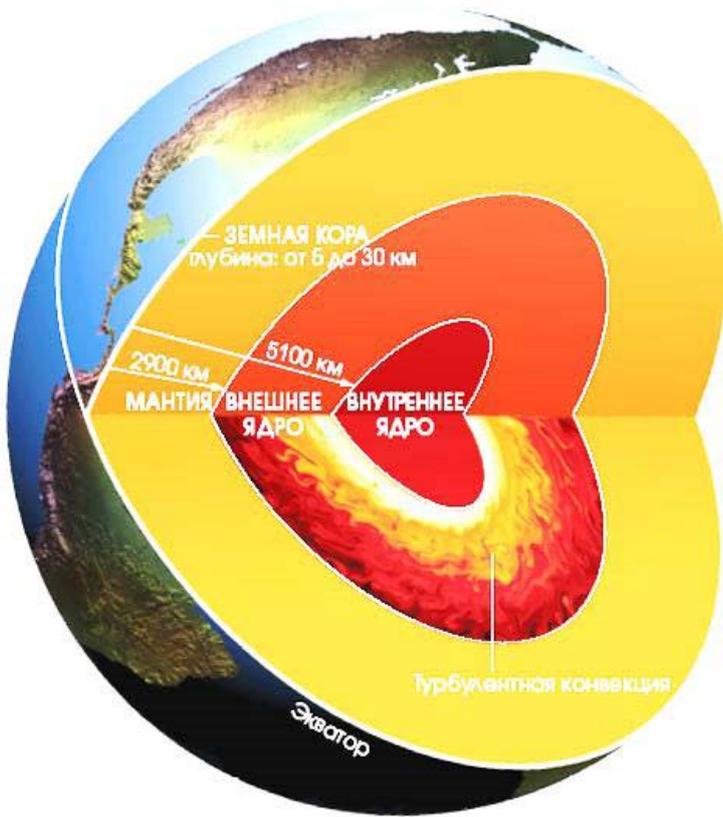


Рис. 6. Иллюстрация рельефа дна Индийского океана [4]

Существует мнение ученых [5], что Земля образовалась из солнечной туманности около 4,54 млрд. лет назад. Строение Земли ученые обычно считают следующим. Внутренние области Земли достаточно активны и состоят из толстого, очень вязкого слоя, называемого мантией, которая покрывает жидкое внешнее ядро (рис. 7), являющееся источником магнитного поля Земли, и внутреннее твердое ядро, предположительно, состоящее из железа и никеля.

Возраст континентальной коры может достигать 3,8–4,1 млрд. лет (ранний архей), что сопоставимо с геологическим возрастом Земли (4,6 млрд. лет). В первом приближении самая древняя континентальная кора представлена на материковых щитах, окруженных более молодыми



складчатыми комплексами. Возраст же коры современных океанов нигде не превышает среднеюрского (160–170 млн. лет) и закономерно увеличивается в стороны от осей срединно-океанских хребтов, где океанская кора рождается и соответственно имеет «нулевой» возраст (рис. 8).

Рис. 7. Модель строения Земли [6]

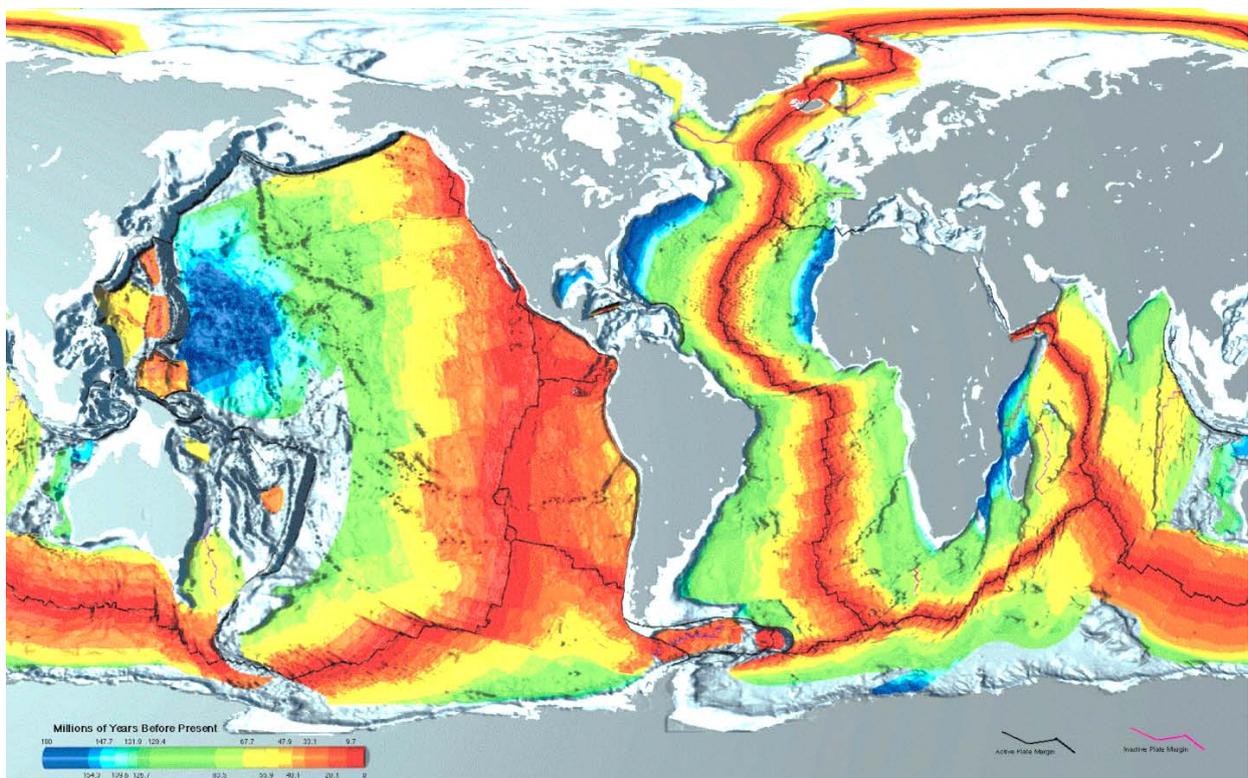


Рис. 8. Иллюстрация разрастания океанического дна [6]

Около 50 % коры современных океанов сформировалось за последние 65 млн. лет (в кайнозое), а примерно 70 % всей коры современной Земли (площадь глубоководной части Мирового океана) образовалось за период, составляющий всего 3,5 % от геологического возраста нашей планеты.

Кора Земли (все же гипотетически до настоящего времени) разделена на несколько сегментов, или так называемых тектонических плит, которые движутся по поверхности планеты со скоростями порядка нескольких сантиметров в год [7].

Океанская кора имеет среднюю мощность 6–7 км, причем на всем пространстве, где экспонирована океанская кора (а это около 70 % земной поверхности), за исключением срединно-океанских хребтов, подводных гор и плато, ее мощность остается примерно постоянной. Средняя глубина океанских котловин – около 4,5 км (при максимальной глубине 11 022 м в Марианской впадине. Возраст древнейших пород океанского дна – чуть больше 160 млн. лет (средняя юра). Это означает, что вся современная океанская кора образовалась в интервале времени, составляющем всего 3–4 % от геологического возраста Земли [8].

В океанах выделяются три основные геоморфологические провинции: срединно-океанские хребты со средней глубиной гребней около 3 км; океанские абиссали со средней глубиной 6,5 км и континентальные окраины, которые могут быть пассивными или активными (в первом случае окраине соответствует континентальный склон, во втором – глубоководный желоб).

Еще раз подчеркнем, что изучение Земли, происходящих в ней процессов является чрезвычайно сложным научным направлением. И до сих пор вынужденно многие проблемы решаются на уровне гипотез, в той или иной степени правдоподобных, в разной степени соответствующих известным научным фактам.

1.2. Основные определения. История развития теорий, методов и других научных исследований

Впервые термином «геодинамика» воспользовался итальянский астроном Дж. Скиапарелли в лекциях, прочитанных им в Петербургской академии наук в 1859 г. В 1911 г. появилась монография английского геофи-

зика А. Лява «Некоторые проблемы геодинамики». При различных гипотезах о механических свойствах Земли в ней рассматривались такие явления, как приливные деформации Земли, ее собственные колебания и др.

Прежде всего, под динамикой Земли (геодинамикой) понимают механику глобальных процессов в Земле. Д. Л. Теркот и Дж. Шуберт [2] определяют геодинамику как науку, изучающую движения и деформации, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и их причины. Предполагается, что активные процессы, приводящие в конечном счете к изменениям структуры земной коры и рельефа, зарождаются в нижней мантии и даже на ее границе с ядром. Само ядро активно участвует в этих процессах. Есть данные о том, что твердое «ядрышко» вращается с большей скоростью, чем остальная планета. На глубине 100 км верхняя мантия разогрета под границами плит и в особенности под срединно-океаническими хребтами (низкие сейсмические скорости). Под континентами верхняя мантия холодная.

Литосфера обладает структурными, геофизическими и геодинамическими разномасштабными неоднородностями. Среда характеризуется нелинейными свойствами и способностью к самоорганизации и хаотизации. Нелинейность среды обусловлена постоянным движением, взаимодействием и неустойчивостью ее элементов в поле тектонических напряжений под воздействием внутрипланетных и внепланетных факторов. Проявлением нелинейных свойств среды, в частности, являются высокочастотная реакция горных пород на малоамплитудные длиннопериодные деформации и парадоксальный отклик на слабые воздействия. Такие реакции обычны только для сбалансированных систем, когда влияние малого параметра в условиях неустойчивого равновесия приводит к его нарушению.

Основные принципы геодинамики [9] заключаются в следующем:

- 1) Земля – физическое тело, развивающееся по строгим законам, описываемым уравнениями математической физики;
- 2) основные источники энергии, а значит, и тектонической активности Земли находятся внутри нее самой;
- 3) Земля и ее оболочки (кора, мантия и ядро) представляют собой единую геодинамическую систему. Необходимо совместно рассматривать

горизонтальные и вертикальные связи между этими оболочками без каких-либо ограничений по площади и глубине;

4) необходимо совместно рассматривать геодинамическую эволюцию Земли в пространстве и времени;

5) необходимо совместно рассматривать химические и механические процессы, идущие в недрах Земли;

б) геодинамическая активность Земли неравномерна в пространстве и во времени. Вероятна периодичность основных процессов геодинамической эволюции нашей планеты.

К ранним гипотезам о динамике Земли относятся следующие. Первые идеи о дрейфе континентов родились в умах людей вскоре после того, как был открыт Новый Свет и составлены первые географические карты континентов по обе стороны Атлантики. На сходство береговых линий Африки, Европы и Америки обратил внимание в 1596 г. Абрахам Ортелиус (Abraham Ortelius) и в 1620 г. Фрэнсис Бэкон (Sir Francis Bacon). Но это были скорее гениальные догадки, чем начало новой теории, поскольку в конце XVI – начале XVII в. геология как наука еще не существовала. Первые попытки определения движений суши и моря проводились еще в XVII–XVIII вв. А. Цельсий в результате наблюдений за изменением высоты скальных засечек относительно моря получил свидетельства колебаний уровня Балтийского моря. Позднее выяснилось, что изменение положения засечек связано не с понижением уровня моря, а с поднятием суши. Существуют упоминания о похожих наблюдениях Линея, Л. Фон Буха, И. Д. Черского.

Нептунисты считали, что вся Земля изначально была покрыта водой, а материки постепенно появлялись при процессах обмеления общеземного океана. Плутонисты считали, что рельеф образовался за счет внутренних сил Земли (согласно представлениям греков, командовал подземными силами бог Плутон). М. В. Ломоносов (1711–1765) частично придерживался нептунистской теории (см. эпиграф раздела).

По-видимому, первой научно обоснованной гипотезой, позволившей искать причинно-следственные связи в геологических явлениях, была контракционная гипотеза французского геолога Эли де Бомона (Eliede Beaumont) (1830-е гг.). Она исходила из представлений о горячем (огнен-

но-жидком) происхождении Земли и объясняла тектоническую активность нашей планеты ее постепенным остыванием и сжатием, за счет которых на поверхности Земли возникают горные сооружения и складчатость. Эти представления привели к идее о ведущих вертикальных силах. Складки в земной коре появляются за счет сжатия остывающей Земли, подобно печеному яблоку (складки-антиклинали имеют выпуклости вверх, синклинали – вниз). Хотя контракционная гипотеза оказалась физически несостоятельной, она буквально заморозила геологов и благодаря этому господствовала почти 100 лет, вплоть до 30-х гг. XX в. Споры вокруг образования складок и грандиозных складчатых систем не утихают до сих пор.

Несмотря на это, уже в конце XIX в. появились первые научно обоснованные мобилистские идеи, кардинально пересматривающие устоявшуюся контракционную гипотезу. Они принадлежали английскому физику Освальду Фишеру (Oswald Fisher) (1889 г.), который за основу геодинамической модели развития земной коры принял закономерности движения лавовых корок, образующихся при остывании магмы в лавовых озерах кратеров вулканов на Гавайских островах. Эти корки перемещались от открытых трещин, заполняемых жидкой магмой (из которой при остывании и формировались сами корки), к местам их торошения и погружения в глубины расплавленной магмы лавового озера. Экстраполируя свои наблюдения на земную кору, Фишер заключил, что океанская кора также образуется за счет излияния базальтов из трещин в зонах ее растяжения, а поглощается в зонах сжатия, где океанское дно пододвигается под островные дуги и активные окраины континентов. Движущим механизмом, перемещающим блоки земной коры, служили, по Фишеру, конвективные течения подкорового субстрата.

Отметим, что за 80 лет до появления современной тектоники литосферных плит была нарисована столь близкая к ней модель развития геологических процессов на Земле. Однако идеи Фишера слишком опередили свою эпоху и не были по достоинству оценены современниками.

Научные представления о геодинамических процессах, тем или иным образом основанные на результатах наблюдений различных видов, продолжали развиваться с начала XX в. Предпосылкой теоретического обос-

нования являлась мобилистская концепция (теория дрейфа континентов), предложенная А. Вегенером (рис. 9).

В январе 1912 г. он представил следующую гипотезу. Континенты являются независимыми плато, легкими по сравнению с более глубокими слоями земной коры. Из-за этого они могут, как льдины, дрейфовать по земной коре. В ходе истории континенты изменили положение и передвигаются до сих пор. Так, африканский континент «подползает» под плато Евразии, образуя Альпы. До Вегенера уже много известных ученых выражали подобные мысли, например Александр Гумбольдт или Евграф Быханов, но не могли выработать теорию. Вегенер же нашел множество доказательств в пользу своей теории. К примеру, западный берег Африки замечательно подходит к восточному берегу Южной Америки, а флора и фауна Европы и Америки, как живая, так и вымершая, чрезвычайно похожи, несмотря на расстояние между ними – более 5 000 километров (рис. 10).

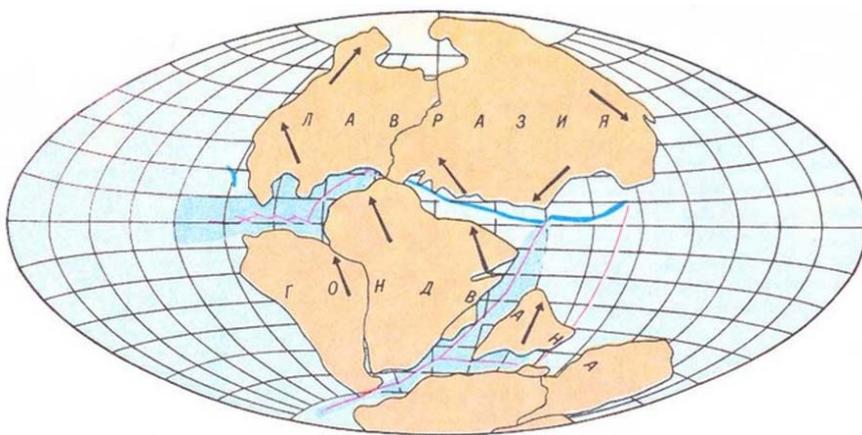


Рис. 9. Альфред Вегенер [6]

Рис. 10. Дрейф континентов [6]

Несмотря на массу доказательств, у теории было много противников. Это объяснялось тем, что Вегенер так и не смог объяснить механизмы, приводящие в движение континенты. После трагической гибели Вегенера в Гренландии в 1930 г. его смелая гипотеза была предана забвению. Этому было несколько причин. Во-первых, Вегенер не был геологом, и после его смерти научное сообщество получило возможность безответной критики оппонента, к тому же не относящегося к «их цеху». Во-вторых, науке

свойствен естественный консерватизм, иногда вполне оправданный, поскольку он защищает науку от принятия легковесных гипотез. В-третьих, наконец, А. Вегенер не смог правильно объяснить механизм дрейфа континентов: он предполагал, что перемещения материков происходят за счет ротационных сил, связанных с вращением Земли, и приливных взаимодействий Земли с Луной. Очень скоро (1934 г.) знаменитый английский геофизик Гарольд Джеффрис (Harold Jeffreys) показал, что предложенные Вегенером механизмы на много порядков слабее тех сил, которые могли бы сместить материки.

В 1930–1940-е гг. некоторое объяснение дал шотландский геолог Артур Холмс (1890–1965). Он предположил, что силой, движущей континенты, могли бы стать потоки вещества, существующие в мантии и приводимые в движение разностью температур между поверхностью и ядром Земли. При этом теплые потоки поднимаются вверх, а холодные опускаются вниз – происходит конвекция.

У. Кэри, известный своими некоторыми аргументированными предположениями о расширяющейся Земле, предлагает иное описание континентальных движений [10]. Он считает, что континентальные плиты должны перемещаться друг относительно друга не в виде весьма тонких литосферных плит, скользящих по астеносферному слою, как это предполагается в плитотектонических моделях, а в виде блоков, включающих и верхнюю часть мантии. То есть, в виде толстых блоков, «приваренных» к мантии (что согласуется с новейшими данными сейсмической томографии). Также большую роль в геодинамике Кэри придает глобальным зонам кручения, в частности левосторонней приэкваториальной Тетической зоне, в которой осуществляются крупномасштабные сдвиги между блоками литосферы.

Результаты обширных исследований строения океанического ложа, благодаря которым были обнаружены зоны субдукции (погружения одних участков земной коры под другие) и расширения (спрединга) морского дна позволили несколько изменить гипотезу Вегенера. Основы новой динамической модели Земли заложил в 1960 г. заведующий кафедрой геологии Принстонского университета Гарри Хесс. Самые последовательные мобилисты – ученые с мировыми именами академики В. Е. Хаин (1914–

2009) и П. Н. Кропоткин (1910–1996). Хаин [1, 8] изложил восемь постулатов теории мобилизма и самые важные достоинства неомобилистской теории.

1. Земная кора в верхней части представляет собой относительно жесткую и хрупкую литосферу. Ниже нее находится слой вязкого и более пластичного вещества – астеносфера.

2. Литосфера разделена на несколько плит, структур инертных. На их границах проявляется сейсмическая, вулканическая и тектоническая активность. Сами плиты движутся относительно друг друга, расходятся в рифтовых зонах, могут напоздывать друг на друга и пододвигаться одна под другую.

3. В рифтовые зоны поступает разогретое вещество из астеносферы. Оно образует новую молодую кору и фиксирует намагниченность того момента, когда поступает; далее, по мере удаления от оси, сохраняет эту намагниченность, что и позволяет изучать историю раскрытия рифта.

4. Движения плит могут быть описаны ее вращением вокруг оси, проходящей через центр масс Земли и некую точку на плите – ее полюс вращения – теория Эйлера.

5. Расширения дна океанов компенсируются в зонах островных дуг, где происходит пододвигание океанической коры под континентальную и где фиксируются сверхглубокие наклонные разломы литосферы (зоны субдукции).

6. О «моторе» – источнике движений. В. Е. Хаин считал, что это – восходящие тепловые потоки (разогрев по причине радиоактивного распада внутри Земли) в зонах рифтообразования и нисходящие в зонах глубоководных желобов.

7. Тектоника литосферных плит нашла убедительные подтверждения, начиная с аргументов и фактов А. Вегенера и кончая современными достижениями.

8. Достоинства этой концепции в ее наиболее полном простом и изящном объяснении множества фактов. Гипотеза является блестящим примером актуализма (сравнительно-исторический метод, применяемый в геологии, когда на основе современных процессов по аналогии изучаются

процессы далекого прошлого и делаются прогнозы, поддающиеся экспериментальной проверке).

Иную научную концепцию представлял в тот же период «фиксист» В. В. Белоусов (1907–1990), который утверждал господство вертикальных движений. В. В. Белоусов отдавал предпочтение континентам и признавал два вида тектонических элементов – геосинклинали и древние платформы плюс рифты. Геосинклинали – области наибольшего проявления сейсмической, вулканической и тектонической активности.

У В. Е. Хаина [8] по четвертому положению тектоники плит различаются три рода перемещений плит и соответственно границ между плитами:

- дивергентные границы, вдоль которых происходит раздвижение плит – спрединг-рифтогенез;

- конвергентные границы, на которых идет сближение плит, обычно выражающееся поддвигом океанической плиты под континентальную или под другую океаническую плиту; этот процесс называется субдукцией;

- столкновение двух континентальных плит, тоже обычно с некоторым поддвигом одной под другую, называют коллизией;

- трансформные границы, вдоль которых происходит горизонтальное скольжение одной плиты относительно другой по плоскости вертикального трансформного разлома.

На дивергентных границах в зонах спрединга происходит непрерывное рождение новой океанической коры, поэтому их называют конструктивными. В природе преобладают границы первых двух типов. Дивергентные приурочены к осевым зонам срединно-океанических хребтов и межконтинентальным рифтам, конвергентные – к осевым зонам глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами. Некоторые границы сочетают разные виды движений (сочетаются с трансформными).

В. Е. Хаин назвал изучение современных движений земной коры актуотектоникой. На основании изучения современных вертикальных и горизонтальных движений им предполагается, что вся поверхность Земли охвачена этими движениями. Из них вертикальные носят главным образом колебательный, горизонтальные – направленный характер.

В классической мобилистской гипотезе А. Вегенера в качестве движущей силы дрейфа материков рассматривалось осевое вращение Земли,

а дефицит этой силы был одной из причин отторжения данной гипотезы геофизиками. В классической же тектонике плит фактор вращения Земли вообще не принимался в расчет. В дальнейшем на его возможную роль, пусть и второстепенную, стали обращать внимание, а в последние годы появился ряд серьезных работ, рассматривающих его влияние на кинематику плит. Одним из основных аргументов служит заметная диссимметрия окраин Тихого океана: на западе развита система окраинных морей и островных дуг, которые подстилаются крутонаклоненными зонами субдукции, на востоке окраинные моря и островные дуги отсутствуют, а зоны субдукции преимущественно полого наклонены. Сторонники влияния ротационного фактора объясняют это тем, что течение в астеносфере с запада на восток, вызываемое вращением Земли, в первом случае ориентировано навстречу субдукции, а во втором – в том же направлении. Также важно то, что американские континенты надвигаются на Тихоокеанскую впадину в связи с раскрытием Атлантики и отходят от оси спрединга Срединно-Атлантического хребта. Тем не менее, независимые наблюдения у берегов Центральной и Южной Америки подтверждают существование здесь направленного к востоку течения в астеносфере.

Общий акцент последних лет на глубинные причины и механизмы дрейфа литосферных плит, а также уже достигнутые на этом пути результаты привели к тому, что тектоника плит к настоящему времени стала частью более общей науки – геодинамики.

К середине прошлого века в геофизике утвердилась модель оболочечного строения твердой Земли, предложенная австралийским ученым К. Булленом (модель Буллена – Джеффриса).

В ней отдельные оболочки и ядро обозначены заглавными латинскими литерами: кора – А, верхняя мантия – В, переходный слой к нижней мантии – С, нижняя мантия – D (между 660–670 и 2 900 км), внешнее ядро – Е, внутреннее – F. В нижних слоях мантии существует слой нарушения монотонного возрастания скоростей сейсмических волн к границе ядра, который получил обозначение D".

Глубина кровли слоя изменяется от ~1 600 км почти до границы «мантия – ядро» (рис. 11). Верхняя граница слоя D" с мантией неровная, и мощность меняется от 200 до 300 км. Вязкость слоя D", судя по сейсми-

ческим скоростям, также заметно варьирует в широтном направлении. И, наконец, в подошве этого слоя выявлена зона ультранизких скоростей, что говорит о возможном частичном плавлении вещества.

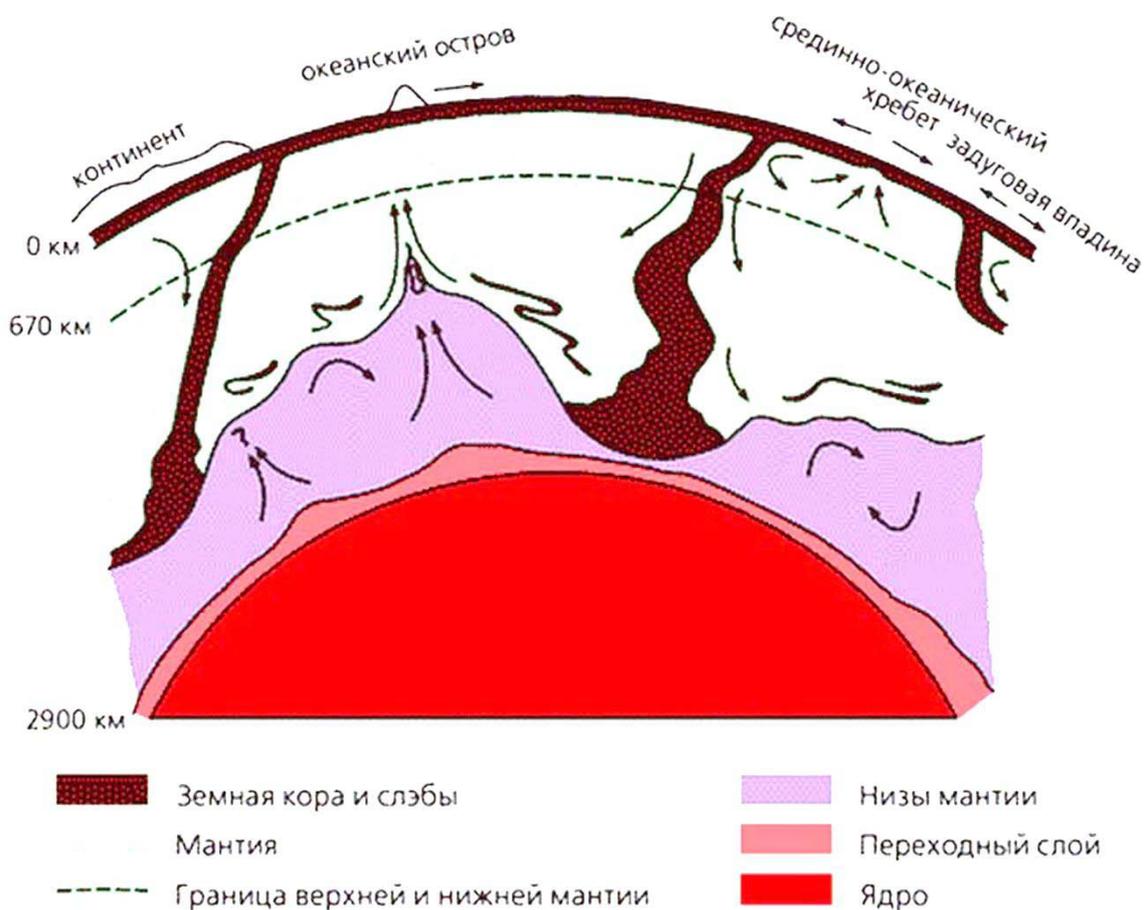


Рис. 11. Схема возможной динамики переходного слоя в нижней мантии [6]

На рис. 11 стрелками показано движение вещества. Циркуляция в слое происходит из-за внутреннего разогрева.

Наиболее разработанная модель кинематики литосферных плит с учетом ротационного фактора предложена А. Смитом и Ч. Левисом. Ротационный фактор привлечен этими исследователями и для объяснения образования линейных вулканических цепей в Тихом океане. В общем, представляется, что в подлинно глобальной и полной геодинамической модели учет ротационного фактора обязателен.

Модель вращения оболочек Земли вокруг центральной оси представлена на рис. 12. Передача напряжений через астеносферу (с пониженной вязкостью) в сочетании с действием на подошве плит порождает отставание литосферных плит относительно мезосферы (зоны между астеносферой и нижней мантией) в западном направлении. Это отставание обуславливает дифференциальное вращение мантии и литосферы, которое может рассматриваться как течение мантии в восточном направлении. Волновые изгибы мантийного течения возникают вследствие смещения оси вращения (блуждания полюсов) в ответ на смещение масс на поверхности Земли.

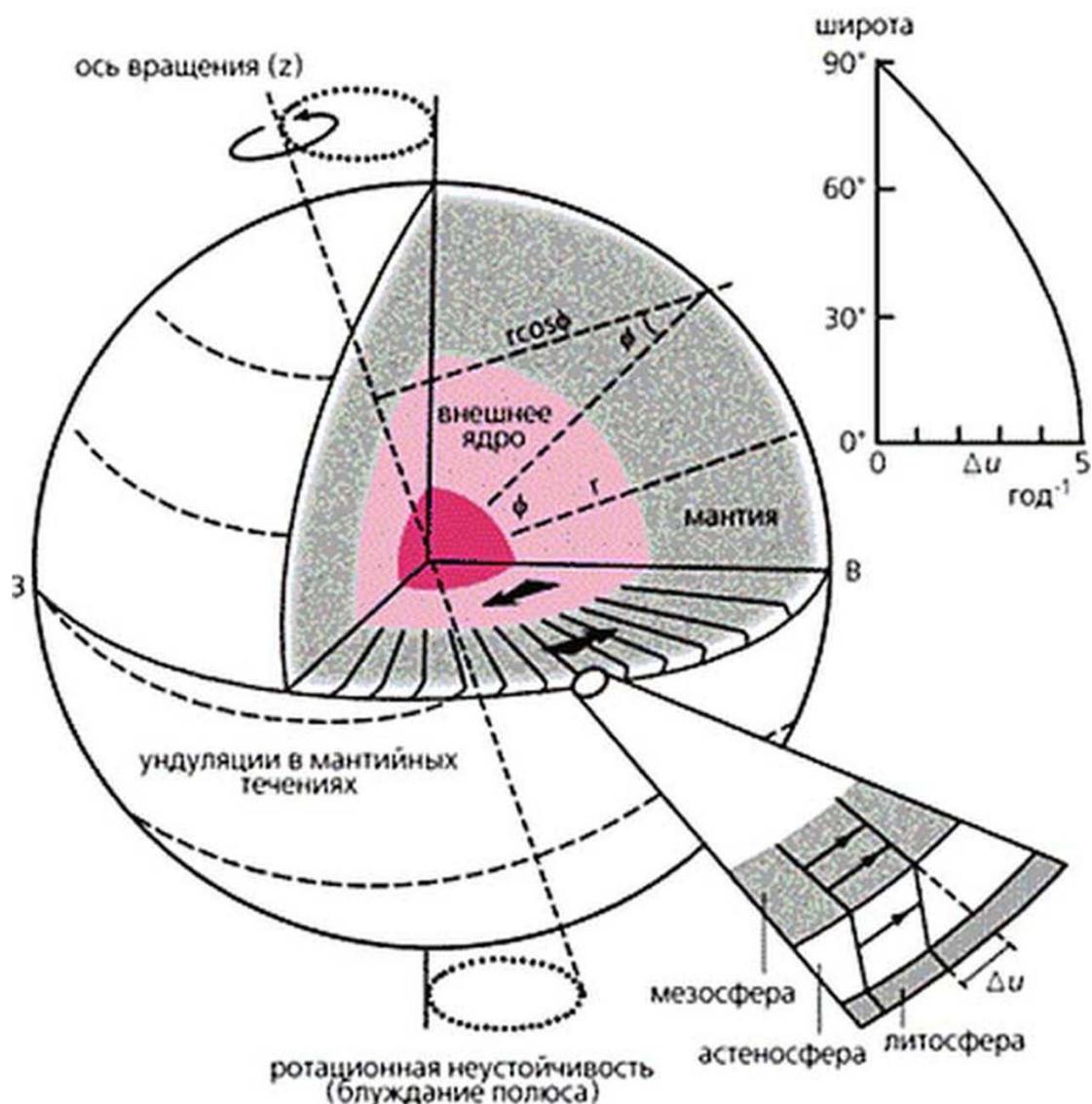


Рис. 12. Модель вращения оболочек Земли [6]

Достаточно давно было обращено внимание на совпадение длительности крупномасштабных тектонических циклов, установленных еще в самом конце XIX в. французским геологом М. Бертраном, со временем обращения Земли и всей Солнечной системы по галактической орбите.

Отметим, что споры, дискуссии о правильности той или иной гипотезы динамики верхнего слоя литосферы продолжаются и в настоящее время и завершения этих дискуссий в ближайшем будущем не предвидится. Одним из направлений выяснения геодинамических механизмов, их моделирования является комплексный учет наблюдений различного вида (геодезических, геологических, геофизических, сейсмологических и т. п.).

Известно, что на земную сферу воздействуют природные глобальные и локальные процессы. К таким воздействиям относятся эндогенные и экзогенные процессы, в том числе вариации гравитационного поля Земли. Геологическая среда реагирует на внешние воздействия перемещением различных объемов горных пород, деформациями, миграцией флюидов, фазовыми, химическими превращениями. За длительные промежутки геологического времени происходят сильные изменения состояния горных пород: они передвигаются, терпят разрывы, сминаются в складки, размываются. К быстрым процессам относятся криповые движения, землетрясения, оползни, сели, цунами, горные удары; к медленным процессам, происходящим на наших глазах, – «вздымания» и «проседания» блоков земной коры и др. Изменение состояния геологической среды проявляется во временных вариациях различных параметров физических полей. Изменяются наклоны, деформации, скорости пробега сейсмических волн, электромагнитные свойства, гидрогеодинамические режимы, дебит нефти и газа и т. д. Эти параметры можно измерить либо непосредственно, в реальном времени, либо опосредованно. Инструментально пространственно-временные вариации физических полей измеряют при долговременном слежении за вариациями физических параметров – мониторинге геологической среды и/или ее отдельных частей.

Поэтому, изучение геодинамических процессов должно выполняться с привлечением разнородных данных – геодезических, геолого-геофизических, гидрологических, метеорологических и др. Существуют некоторые ориентиры развития наук о Земле в XXI в. В частности, говорится

о ведущей роли эксперимента и о необходимости одновременного наблюдения полей различной геофизической природы, глобализации систем наблюдений, изучения тонкой пространственно-временной структуры исследуемых процессов.

Изменения различных геофизических полей во времени взаимосвязаны. Академик В. Н. Страхов критикует развитие теории интерпретации геополей: «В этой теории интерпретации, которая развивается в настоящее время, когда данные ... геофизических методов используются в пассивной форме априорной информации, а строение изучаемой среды восстанавливается по одному полю (гравитационному или магнитному) с учетом этой априорной информации, третьей парадигмы не будет. Последняя возникает только в рамках общей теории комплексной интерпретации геофизических данных как составной элемент этой теории. Становление общей теории комплексной интерпретации геофизических данных сейчас по существу только начинается...».

Взаимообусловленность изменений различных геофизических полей определяет необходимость совместной обработки и интерпретации разнородных комплексных наблюдений, в частности, геодезических и геофизических наблюдений. Обращается внимание еще и на необходимость различать собственно вертикальные смещения точек земной поверхности и смещения уровенных поверхностей, горизонтальные смещения этих точек и изменения направления отвеса во времени. Эта задача является примером многодисциплинарной обратной задачи в многомерных сложных средах – найти свойства среды при заданной информации о полях. Важна постановка и исследование корректности многодисциплинарных обратных задач (разрешимости, единственности, коллективной устойчивости решений), их методов решения. Многодисциплинарные задачи имеют следующие положительные свойства:

1) *расширительность* – в многодисциплинарной постановке задач нескольких индивидуальных методов возможно получить результат более содержательный, чем простая сумма результатов отдельных методов;

2) *дополнительность* – имеется возможность получить надежный и полный результат даже в том случае, когда какая-либо совокупность или все индивидуальные методы не дают определенных результатов.

Поэтому, решая обратные задачи как междисциплинарные, по комплексным геодезическим и геофизическим наблюдениям можно получить новые качественные результаты. Эффект может быть достигнут при использовании сетевой информационно-вычислительной технологии совмещенного вычислительного эксперимента и процесса его интерпретации.

Одним из важнейших открытий наук о Земле XX в. является установление блочно-иерархической структуры земных недр. Важной константой является примерное отношение средних размеров блоков соседних уровней ($3,5 \pm 0,9$). Также установлено, что геологическая среда в большом диапазоне размеров геометрически самоподобна, например, структура системы сбросов-разломов. Моделирование такой среды должно выполняться с позиций фрактального и непараметрического подходов. Таким образом, геодинамические процессы и объекты в общем случае являются сложными в структурном отношении и при решении задачи моделирования это необходимо учитывать обязательным образом.

Специфической сложностью при изучении геодинамических процессов является необходимость корректного учета пространственно-временных масштабов происходящих явлений. Принято считать, что различные части Земли находятся в состоянии движения одна относительно другой, и это движение с очевидностью связано с перемещениями на глубине. При этом движения осуществляются на всех пространственных и временных масштабах. Механические перемещения обусловлены сложными физическими процессами, происходящими во всем масштабе глубин Земли, которые, в свою очередь, имеют широчайший спектр характерных времен. Важной проблемой геодинамики является определение изменений во времени положения точек земной поверхности и элементов гравитационного поля Земли и последующая корректная математическая обработка и интерпретация. Некоторые инструментальные методы геодезии и геофизики позволяют количественно оценить изменения положения точек земной поверхности и окружающего поля силы тяжести на точностном уровне 10^{-6} – 10^{-9} . Геодезия, как наука в приложении к геодинамическим исследованиям, была востребована всегда и в настоящее время активно и успешно развивается. По определению М. С. Молоденского, геодинамика объединяет кинематическую и динамическую геодезии. В первом случае

изучают движение, во втором – дополняются силы, которые их создают. Вместе с тем, повышается необходимость совершенствования теоретических положений и методов, методик, алгоритмов и технологий изучения геодинамических процессов на основе моделирования меняющихся во времени геодезических (смещения, закономерности движений, поля деформаций) и гравитационных (аномальные массы, их расположение, закономерности изменения масс) параметров. При этом возникает потребность в строгом подходе к совместной математической обработке разнородных геодезических и геофизических наблюдений на земной поверхности (обратная задача геофизики). Важной является разработка новых технологических решений по информативной и наглядной визуализации результатов математической обработки.

Отдаленные галактики изучены человечеством куда лучше, чем то, что находится под земной корой в каких-то нескольких километрах от нас. Кольская сверхглубокая скважина – своеобразный телескоп в загадочный внутренний мир планеты. Научные представления о строении верхнего слоя земной коры в настоящее время интенсивно меняются. Этому способствуют уникальные эксперименты на глубоких скважинах (например, на Кольской) и бурное развитие спутниковых технологий оперативного координатного определения. С начала XX в. считалось (выше этот тезис описан), что Земля состоит из коры, мантии и ядра. При этом никто из ученых не мог сказать, где кончается один слой и начинается следующий. Ученые не знали даже из чего, собственно, эти слои состоят. Еще каких-то 40 лет назад они были уверены, что слой гранитов начинается на глубине 50 м и продолжается до 3 км, а затем идут базальты. Встретить мантию ожидалось на глубине 15–18 км. В реальности все оказалось совершенно иначе. И хотя в школьных учебниках все еще пишут, что Земля состоит из трех слоев, ученые с Кольской сверхглубокой скважины пробуют это опровергать фактическими данными – пробы грунта, измерение температуры и т. д.

Отметим, что существующие гипотезы, технологические достижения, экспериментальные геодезические и геофизические наблюдения во многом определяют в настоящее время развитие наук о Земле, таких как, например, геодинамика и геотектоника.

1.3. Геодинамические процессы и их проявления

1.3.1. Геодинамические процессы

В первую очередь, рассмотрим происходящие геодинамические процессы в ядре Земли и оболочках (мантии и земной коре, гидросфере и атмосфере), вплоть до явлений в космосе, а также связанные с ними природные катастрофы. Примеры проявлений геодинамических процессов – землетрясения, извержения вулканов, оползни, лавины, сели, цунами, штормовые нагоны, кроме того, описаны тропические циклоны (тайфуны, ураганы), торнадо, падения небесных тел, инверсия магнитных полюсов, возможная история звезд, Солнца и планет и др. Важны экспериментально подтвержденные представления об энергии, иерархии геодинамических процессов и природных катастроф, их градация и фрактальность, периодичность, цикличность, бифуркация. Как обоснованно предполагается, эти объекты научного исследования также обладают синергетическими и нелинейно динамическими качествами.

Есть научное мнение рассматривать процессы, происходящие в Земле, в соответствии со сферами их проявления. Это, прежде всего, планетарные процессы (вращение Земли, дифференциация вещества, дрейф континентов). В ядре (внешнем) они проявляются в конвекции, адвекции вещества от границы ядра. Кроме того, в мантии имеют место плюмы, конвекция, адвекция, спрединг, субдукция, орогения. При этом в астеносфере мантии могут возникать диапиры (локальные мантийные ячейки). В земной коре это, прежде всего, эндогенные процессы: вулканизм и землетрясения, гравитационная дифференциация, вертикальные и горизонтальные движения, а также генерация нефти и рудогенез, интрузивный магматизм и др. Некоторые из этих процессов имеют место и в верхней мантии. В верхних частях земной коры проявляются также экзогенные процессы (выветривание, эрозия, седиментация и т. д.). Кроме того, происходят разные по мощности и воздействию процессы во внешних оболочках (гидросфера, атмосфера, ионосфера).

1.3.2. Структуры Земли

Структуры Земли можно разделить по масштабам их мест проявления:

- планетарные (континенты, океаны, зоны перехода); ядро – внутреннее, внешнее и переходный слой; в мантии выделяют нижнюю, среднюю и верхнюю, включая переходные слои. В ней имеют место: плюмы, апвеллинги, диапиры, зоны конвергенции и дивергенции (зоны коллизий, субдукции, спрединга), сейсмофокальные зоны (СФЗ), глубинные тектонические структуры (разломы) и др.;

- литосфера (верхняя мантия и земная кора), литосферные плиты (блоки), СФЗ, глубинные разломы;

- земная кора, включающая консолидированную часть и верхний (осадочный) слой. Здесь выделяют: геосинклинальные пояса, подвижные пояса, срединно-океанические хребты (СОХ), складчатые вулканогенные пояса, орогенные пояса (эпиплатформенные орогены), горные складчатые сооружения, океанические плато и глубоководные впадины, континентальные и океанические рифты.

Кроме того, можно назвать сейсмофокальные зоны, глубинные тектонические структуры, региональные разломы, островные дуги и др.;

- верхний слой (осадочные бассейны, террейны, складчатые и вулканические пояса, тектонические покровные структуры (шарьяжи), складчатые (эндогенные и экзогенные) структуры, локальные структуры (ловушки углеводородов), складчатые дислокации, сеймотектонические поддвижки и инъективные и др.).

1.3.3. Классификация геодинамических процессов

Процессы также можно классифицировать в соответствии со сферами их проявления [11]:

- ◆ планетарные (вращения Земли, дифференциации, дрейф континентов);

- ◆ в ядре (внешнем) – конвекция, адвекция;

- ◆ от границы ядра и в мантии – плюмы;

- ◆ в мантии – конвекция, адвекция, плюмы, спрединг, субдукция, оротения;
- ◆ в астеносфере – диапиры (локальные мантийные ячейки);
- ◆ в земной коре, прежде всего, эндогенные процессы – вулканизм и землетрясения, техногенно-инициированные, а также гравитационная дифференциация, вертикальные и горизонтальные движения, генерация нефти и рудогенез, интрузивный магматизм и др.

Некоторые из этих процессов в Земле имеют место и в верхней мантии. В верхних частях земной коры проявляются также экзогенные процессы (выветривание, эрозия, седиментация и т. д.). Кроме того, происходят разные по мощности и воздействию процессы во внешних оболочках. Классификация геосфер, структур и процессов построена на сходных, но несколько отличающихся критериях (табл. 1).

Таким образом, есть процессы, которым подвержены все оболочки (например, вращение Земли, тепловые потоки), а есть те, которые зарождаются в конкретных сферах. Например, зарождение на границе ядра Земли плюмов и распространение их в мантии, наличие очагов землетрясений в верхней мантии и коре, вулканических очагов в земной коре и частично в верхней мантии, образование углеводородов и других полезных ископаемых в структурах осадочного слоя коры.

Явно планетарное выражение имеют пояса (сейсмические, вулканические и т. д.). Возможно, такие структуры, как сейсмофокальные зоны, проявляются в сфере верхней и средней мантии и земной коре, разломы – в земной коре и верхней мантии и т. д. В то же время конвекция может быть не только в мантии (верхней, средней и нижней), но и в ядре (внешнем). В земной коре в целом она не проявляется, хотя в гидротермальных системах может быть ярко выражена. Предположительно, ряд процессов происходит не в одной какой-то сфере, а в нескольких из них. С одной стороны, это связано с отсутствием четкой границы между ними и недискретностью физических свойств, а также с тем, что параметры, поддерживающие процесс и необходимые для его существования, не являются непосредственно пограничными параметрами сфер.

Классификация геосфер, структур и процессов

Но- мера сфер	Сферы проявления (глубины, км)		Ареал, зоны, структуры	Процессы (основные)	Концепции
1	Земля в целом 6 371		Повсеместно	Гравитационные, вращения, электромагнитные, тепловые, дрейф континентов	Астрономические
2	Ядро	Внутреннее 63 715 120	Повсеместно	Вращение, гравитационные, дифференциация	Астрономические
		Внешнее 5 210–2 900	Повсеместно	Вращение, гравитация, конвекция, тепловые	
3	Мантия	Нижняя 2 900–1 700	Повсеместно	Создание и распад суперконтинентов, конвекция, адвекция, диапиры, плюмы, горячие точки (субдукция, спрединг)	Плюмтектоника
		Средняя 1 700–670			
		Верхняя 670–33			
4	Литосфера, атеносфера	От 300–400 до 25–75	Континенты, океаны, зоны перехода, литосферные плиты, разломы, сейсмофокальные зоны	Эндогенные процессы, изостазия, сейсмичность	Тектоника плит
5	Земная кора от 70–10 до 6–20	Нижняя от 40–10 до 3–10	Платформы, пояса (срединно-океанические, складчатые, подвижные, геосинклинальные, орогенные, сейсмические). Слои, блоки, области неоднородностей, градиентные зоны, разломы	Эндогенные процессы, вулканизм, сейсмичность	Тектоника плит
		Средняя 20 до 1–3		То же	
		Верхняя 10–0,5		То же плюс экзогенные процессы	
		Осадочный чехол 15–0,5		Седиментация, деформация, метаморфизм	
			Бассейны, прогибы, рифты, поднятия, купола, валы, разломы, складчатые и локальные структуры		

В геодинамике выделяют три группы процессов: общепланетарные; межранговые (между геосферами), затрагивающие несколько сфер; локальные, присущие только одной сфере и ее части. При таком подходе можно сгруппировать геодинамические процессы и оценить каждый из них, его специфику, причины, области ограничения.

1.4. Классификация природных катастроф

1.4.1. Глобальные природные катастрофы, связанные с динамическими процессами планеты и ядра

К глобальным природным катастрофам могут привести геодинамические процессы, связанные с нашей планетой в целом и с ее ядром. Это в основном медленные катастрофы, обусловленные изменением параметров Земли вслед за изменениями скорости ее вращения, орбиты, наклона оси, напряженности магнитного поля, инверсией магнитных полюсов. Однако изучены они сравнительно мало в силу их большой продолжительности (миллионы и миллиарды лет) и сложности наблюдения. В то же время к глобальным изменениям на планете и ее сферах, в том числе атмосфере и гидросфере, могут привести такие быстрые природные катастрофические явления, как землетрясения, извержения вулканов, цунами и циклоны.

Необходимо изучать проявление процессов в Земле и прежде всего динамику литосферы (землетрясения и извержения вулканов), гидросферы (цунами, наводнения, штормовые нагоны) и гидросферы (циклоны, ураганы).

Рассматривая катастрофы, связанные с геосферой, будем также логически следовать от центра Земли к ее поверхности. При этом выделим подклассы – медленные и быстрые катастрофы. Среди первых отметим те, которые вызваны изменением скорости вращения Земли, ее орбиты, наклона оси вращения, напряженности магнитного поля, инверсией магнитных полюсов, радиуса ядра. Отдельно следует рассмотреть срыв электрических токов на ядре. К этому же подклассу следует отнести глобальные катастрофы планеты, связанные с изменением климата Земли, погружением морских побережий и изменением направлений морских течений.

1.4.2. Социальные и техногенные катастрофы

Среди названных катастроф самыми глобальными по числу жертв являются социальные катастрофы. К ним относятся, прежде всего, войны и революции. Вспомним число жертв Второй мировой войны (более 20 млн. человек), сталинских репрессий, последствия революции 1917 г. и Граж-

данской войны (около 50 млн. человек). Об экономических последствиях революций и войн всем известно. Поэтому на первое место по тяжести последствий можно поставить социальные катастрофы.

Техногенные катастрофы возникают вследствие горных работ, при недопустимой форме эксплуатации нефтепромыслов и нефтегазопроводов (например, на севере Сахалина) и т. д. К техногенным катастрофам относятся аварии на гидро- (Саяно-Шушенская ГЭС) и атомных (Чернобыльская АЭС) станциях, то есть это те трагические случаи, которые обусловлены деятельностью человека. Причем последние не только приводят к техногенным катастрофам, но и нередко способствуют возникновению природных катастроф, например, уничтожению озонового слоя (табл. 2).

Таблица 2

Классы и виды катастроф

Класс катастроф	Сфера проявления	Вид катастроф
IA Природные катастрофы (медленные)	Геосфера (ядро, внутренние и внешние оболочки)	1. Катастрофы, связанные с изменением глобальных параметров Земли – скорости и наклона оси вращения Земли. 2. Инверсия магнитных полюсов Земли. 3. Срыв электрических токов на ядре. 4. Глобальное изменение климата. 5. Погружение морских побережий. 6. Изменение направлений морских течений
I Б Природные катастрофы (быстрые)	Литосфера (земная кора и верхняя мантия)	1. Землетрясения. 2. Извержения вулканов
	Земная кора (приповерхностная часть)	1. Обвалы, горные удары, карсты. 2. Оползни, осыпи. 3. Сели (лахары). 4. Лавины, турбидитные потоки
	Гидросфера	1. Цунами. 2. Штормовые нагоны. 3. Наводнения. 4. Паводок
	Атмосфера	1. Тропические циклоны. 2. Ураганы (тайфуны). 3. Торнадо. 4. Пылевые бури (смерчи). 5. Грозы, электрические явления в атмосфере
	Стратосфера	Озоновые дыры
	Космос	Падение небесных тел (метеоритов, астероидов, комет)

Окончание табл. 2

Класс катастроф	Сфера проявления	Вид катастроф
	Биосфера	1. Резкое увеличение популяции насекомых (саранча, термиты и др.). 2. Пандемии, эпидемии (резкое увеличение патогенных организмов). 3. Косвенные технологические последствия (падение урожайности и др.)
II Социальные катастрофы	Ноосфера	1. Войны. 2. Революции (перевороты)
III Антропогенные	Биосфера	1. Войны. 2. Революции (перевороты)
	Ноосфера	Техногенные

Последствия стихийных бедствий были оценены американскими учеными за период 1947–1970 гг. (табл. 3).

Таблица 3

Последствия стихийных бедствий

Вид бедствия	Число жертв, тыс. человек
Тайфуны, штормы, ураганы	760
Землетрясения	190
Наводнения	180
Грозы	20
Цунами	15
Извержения вулканов	7
Внезапная жара	5
Туман	3
Внезапный холод	3
Лавины	3
Оползни	3
Дожди	1

1.5. Пространственная и временная классификация геодинамических явлений

Принято выделять общую геодинамику, изучающую глубинные процессы и механизмы, движение масс вещества внутри Земли, и частную геодинамику, изучающую динамику поверхностных оболочек Земли.

Основной задачей последней является объяснение геологических и сейсмических событий с помощью движений и взаимодействий плит и блоков земной коры, обратной задачей – уточнение границ литосферных плит по данным о смещениях земной поверхности. Как правило, по размерам территории проявления современные движения земной коры делят на глобальные (планетарные), региональные и локальные. К региональным относят движения, проявляющиеся на территориях размерами в сотни и тысячи километров, что соответствует размерам отдельных плит и щитов. Локальные движения проявляются в зонах разломов и складчатости, обычно на территориях менее 100 км. В локальные могут включаться объекты инженерной геодинамики, состоящие из двух подсистем, – инженерные сооружения и геофизическая (физико-геологическая) среда. Важнейшей характеристикой геодинамических объектов является их напряженно-деформированное состояние, так как при достижении некоторого критического значения напряжений может произойти резкое изменение структуры объекта, свойств и т. п., вызывающее нежелательные и даже катастрофические для людей последствия.

По скорости и времени проявления выделяют быстрые и медленные движения, пользуясь при этом разной терминологией и классификациями для их обозначения. По временному признаку подразделяют:

- вековые, с периодом изменений около 100 лет;
- межгодовые, с периодом изменений от нескольких лет до 100 лет;
- годовые, или сезонные с периодом изменений от нескольких лет до полугода;
- месячные, полумесячные;
- суточные;
- нерегулярные, случайные;
- сейсмические, фоновые и переменные;
- долгопериодические и короткопериодические.

Также существует условное разделение движений земной поверхности на горизонтальные и вертикальные. Появление такой классификации было обусловлено невозможностью непосредственного определения полного вектора смещений. Плановая и высотная компоненты движений

земной коры определялись и изучались с помощью разных методов [12]. Появление ГНСС-технологий позволило одновременно получать все три компоненты вектора смещения точек земной поверхности. Но стоит отметить, что при выполнении GPS-наблюдений ошибки определения положения пункта по высоте значительно превышают ошибки определения планового положения пункта.

К изучению геодинамических явлений обозначились различные методологические подходы: деформационный геофизический, палеомагнитный, геохимический, теплофизический, геодезический и др.

К числу таких методов, помимо метода геодезических наблюдений, относят также изучение изменений сейсмического режима, геоморфологические исследования, наблюдения, выполняемые с помощью деформографов и наклономеров, гравиметрические измерения, геохимические исследования, наблюдения за вариациями естественных электрических полей, магниторазведку и др.

Все же, более чем столетний опыт наблюдений разного рода не решил вопросы комплексного объединения геологических, геофизических и геодезических методов. А именно комплексность методов различных наук о Земле могла бы обеспечить создание единого фундамента для построения теории геодинамических процессов. Это признают все исследователи. Основное препятствие они видят в том, что характерные времена процессов, изучаемых разными науками, оказываются различными.

2. ГЛОБАЛЬНАЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ И ЛОКАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА

2.1. Глобальная геодинамика

2.1.1. Общепланетарные геодинамические явления

К глобальным геодинамическим явлениям относятся движения полюсов, неравномерность вращения Земли, вариации поля силы тяжести и уровня моря, изменения положения центра масс и тензора инерции Земли, земные и океанические приливы, движения литосферных плит.

В начале XX в. астрономические наблюдения привели к открытию изменчивости широт и долгот. Она объяснялась сложным внутренним строением Земли и перемещением масс как внутри нашей планеты, так и на ее поверхности (перемещения воздушных масс, тектонические движения, землетрясения и др.). В 50-х гг. XX в., благодаря применению в астрономических наблюдениях кварцевых, а затем атомных часов, ученые установили неравномерность вращения Земли.

Так, благодаря теоретическим исследованиям и наблюдениям с использованием все более и более точных измерительных приборов, был открыт ряд геодинамических явлений. Но, для того, чтобы учитывать на практике эффекты, обусловленные этими явлениями, и таким образом повышать точность геофизических, астрономических, геодезических работ, нужно было сделать некоторые допущения о геометрической форме Земли, о распределении масс в ее теле, о ее жесткости и др., т. е. нужно принять, как говорят ученые, ту или иную модель Земли.

Считая Землю твердым телом, вращающимся с постоянной угловой скоростью вокруг оси, фиксированной относительно Земли и проходящей через центр ее масс, можно построить прямоугольную систему координат с началом в центре масс и одной из осей, направленной вдоль оси вращения Земли. Фигура Земли, ее гравитационное поле и все построения

в такой системе координат со временем не меняются. Если при определении положения точек на Земле за единицу измерений принять ее средний радиус, при определении силы тяжести – ее среднее значение на поверхности Земли, а при определении направлений – один радиан, то описанная модель обеспечит точность измерений порядка 10^{-6} .

С развитием современной техники абсолютных измерений силы тяжести, новых нетрадиционных средств изучения фигуры и гравитационного поля Земли (лазерная локация искусственных спутников Земли, доплеровские наблюдения спутников, радиоинтерферометрические наблюдения внегалактических радиоисточников), при достаточно частых повторных измерениях точность определения абсолютных положений точек повысилась до 10^{-8} – 10^{-9} . На таком уровне точности появилась возможность усовершенствовать модель Земли и определять изменения положений точек земной поверхности и элементов гравитационного поля во времени.

При точности измерений 10^{-8} – 10^{-9} в течение года могут быть зарегистрированы геодинимические эффекты, не превышающие нескольких сантиметров, нескольких микрогал и нескольких тысячных долей угловой секунды. Стало возможным зарегистрировать движение литосферных плит, изменение формы геоида, вариации гравитационного поля Земли, изменение положения центра масс Земли и ее осей инерции. Геодинимика продолжает заниматься также явлениями, ранее изученными: движением полюсов Земли, приливными деформациями и неравномерностью вращения Земли и др. Наибольшую амплитуду изменений (3×10^{-6} от радиуса Земли) имеет движение полюса, т. е. перемещение в теле Земли оси ее вращения.

Эра космоса поставила вопрос о создании общеземной системы координат. Однако определить такую координатную систему крайне трудно, так как все элементарные объемы Земли находятся в постоянном движении относительно друг друга. Практическая задача геодинимики – определить и учесть эти движения, вычислить соответствующие поправки, чтобы обеспечить возможность представления наблюдений в рамках описанной выше простейшей модели твердой Земли.

Для решения геодинимических задач осуществляются запуски специальных астрометрических искусственных спутников Земли (ИСЗ), органи-

зуются международные программы научных исследований. Наряду с ротационными факторами, в геодинамике большое значение имеют приливные факторы. В первую очередь, это следствие массового взаимодействия в системе «Земля – Луна».

Эта система фактически представляет двойную планету, барицентр которой лежит вне центра Земли. Есть научное мнение, что проявление на Земле субдукции, и вообще тектоники плит, практически не известной на других планетах земной группы, было обусловлено именно массовым взаимодействием Земли и Луны. Известно, что наиболее быстро Земля вращалась около 1870 г., когда длительность земных суток была на 0,003 с короче эталонных, а наиболее медленно – около 1903 г. (земные сутки были длиннее эталонных на 0,004 с).

На фоне многолетних изменений хорошо видны внутригодовые колебания скорости вращения. Скорость вращения Земли бывает наименьшей в апреле и ноябре, а наибольшей – в январе и июле. Январский максимум значительно меньше июльского. Разность между минимальной величиной отклонения длительности земных суток от эталонных в июле и максимальной в апреле или ноябре составляет 0,001 с. Январский максимум не всегда выражен, а амплитуда годовой гармоника меняется с характерным временем около шести лет. Известно, что изменяется не только угловая скорость вращения Земли. Регистрируются небольшие колебания земной коры относительно оси вращения. Поэтому точки, в которых ось вращения пересекает земную поверхность, – мгновенные полюсы Земли – движутся. Они перемещаются по земной поверхности вокруг среднего полюса в направлении вращения Земли, т. е. с запада на восток. Траектория движения полюса имеет вид спирали, которая периодически то закручивается, то раскручивается. Самое большое удаление положения мгновенного полюса от среднего не превышает 15 м.

Как уже упоминалось, закручивание и раскручивание траектории полюса – это два периодических движения:

- вынужденное – с годовым периодом;
- свободное, или чандлеровское движение, – с периодом около 14 мес.

Чандлеровское движение полюсов возникает, когда ось вращения Земли отклоняется от оси наибольшего момента инерции Земли. Однако оно должно затухать со временем, так как энергия свободного движения

полюсов превращается в Земле в тепло. Отсутствие затухания свободного движения полюсов указывает на то, что имеются какие-то другие процессы, непрерывно его поддерживающие. Радиус свободного движения имеет амплитудную модуляцию периодом около 40 лет. Максимальные значения радиуса (9 м) наблюдались около 1915 и 1955 гг., а глубокий минимум (2 м) – около 1930 г.

Анализ изменений координат полюса за последние 110 лет показывает, что вынужденное движение происходит по эллипсу с запада на восток. Величины больших полуосей эллипса колебались в пределах от 3,4 до 2,7 м, малых полуосей – от 2,5 до 1,8 м, эксцентриситетов – от 0,15 до 0,46 м, а восточные долготы большой полуоси имели значения от 205 до 145° в. д. В течение всего периода наблюдений средний полюс смещался со скоростью около 10 см/год по сложной зигзагообразной кривой с преобладающим направлением в сторону Северной Америки (меридиан 290° в. д.).

Физический смысл связи изменений скорости вращения Земли с ее перемещениями на орбите в направлении оси вращения состоит в следующем: при ускоренном движении Земли в северном направлении на континенты будет действовать инерциальная сила, направленная к югу, что вызывает их скольжение по меридиану. При этом среднее расстояние от оси вращения до континентов северного полушария увеличится, что приведет к увеличению момента инерции. Если бы материки были расположены симметрично на обоих полушариях, то эти два эффекта компенсировали бы друг друга, но так как площадь материков северного полушария в два раза больше площади южного, то в целом при таком движении момент инерции Земли увеличивается, и, следовательно, скорость вращения должна уменьшаться.

При ускоренном движении Земли в южном направлении должно происходить увеличение скорости ее вращения. По расчетам, если взять толщину коры 100 км, а плотность $3,3 \text{ т/м}^3$, то линейное перемещение массы по меридиану составит 1,05 м, таким образом, короткопериодические изменения скорости вращения Земли могут быть объяснены колебательными перемещениями континентов. Кроме этих общепланетарных геодинамических явлений, существуют такие, как движение центра масс Земли, другие сопутствующие им.

Центр масс Земли, или геоцентр, выбирается в качестве начала во многих системах координат, поскольку является очень устойчивой точкой в теле Земли. Эта точка реализуется по наблюдению спутников, движущихся в гравитационном поле Земли. Геоцентр рекомендован в качестве начала для земной референцной системы в (IERS, 1996) и (IERS, 2003) как центр масс Земли, включая океаны и атмосферу.

Определение вектора движения центра масс Земли до последнего времени было почти невозможно сделать. Анализ спутниковых лазерных дальномерных наблюдений уверенно показал, что система отсчета, реализованная в координатах станций наблюдений, неподвижных относительно земной коры, ощутимо смещается относительно центра масс Земли.

В 1997 г. было проведено исследование стабильности геоцентра. В нем приняли участие 25 научных групп, в которые входили 42 исследователя, использовавших современные геофизические модели и результаты обработки лазерных измерений, GPS и DORIS.

Вековые смещения в положении геоцентра можно объяснить такими причинами:

- изменением уровня моря;
- изменениями в ледяном щите (в Гренландии, Антарктиде);
- тектоническими смещениями в земной коре (постледниковая отдача, движение тектонических плит, субдукции и др.).

По результатам обработки реальных наблюдений выявлены годовые колебания в положении геоцентра (амплитуда около 4 мм по координатам X , Y и порядка 10 мм по Z), полугодовые, с периодами около 140, 60–70, 20 и 14 суток с амплитудами несколько миллиметров и с погрешностями амплитуд почти такого же порядка.

Общее мнение участников этого исследования таково, что движение отсчетной основы наземной сети относительно геоцентра поддается выявлению, но величина его небольшая, вероятно, не более 1 см по каждому из компонент. Учитывать изменения положения геоцентра в результатах измерений пока не рекомендовано.

Практически нереальное на первый взгляд предположение «расширяющейся Земли» впервые было обнародовано в 1933 г. немецким геофизиком Отто Хильгенбергом. Академик В. В. Белоусов высказался по пово-

ду этого так: «С точки зрения взаимоотношений между корой и верхней мантией, гипотеза расширяющейся Земли обладает преимуществом перед гипотезой дрейфа. Ведь эта гипотеза предполагает, что Земля первоначально была столь мала, что современные материки, объединенные в один блок, покрывали ее всю. Расширение глубоких зон Земли разорвало этот единый материк и отодвинуло его куски далеко друг от друга. Можно думать, что связь коры с верхней мантией сохранилась под каждым обломком прежнего единого материка, а пространства между материковыми обломками заполнились материалом, поступившим из глубины».

Ученый М. Ботт пишет: «Быстрое расширение Земли (скорость примерно 0,05 сантиметров в год) ...противоречит фактам, которыми мы располагаем, но расширение с меньшей скоростью (порядка 0,002 см в год) пока нельзя опровергнуть». Но, несмотря на это, расширение Земли не может быть управляющим механизмом увеличения и расширения дрейфа материков, дна океанов или тектонической деятельности, которая с ними связана.

2.1.2. Движение литосферных плит

Важнейшими все же в глобальной геодинамике необходимо назвать вопросы изучения движений земной оболочки (коры) как совокупности литосферных плит согласно главенствующей в настоящее время концепции. На Земле выделяются 13 главных литосферных плит (рис. 13): 7 крупных – Евразийская, Северо-Американская, Южно-Американская, Тихоокеанская, Африканская, Индийская и Антарктическая, а также 6 средних – Аравийская, Сомалийская, Карибская, Филиппинская, Наска и Кокос. Заметим, что почти все литосферные плиты имеют смешанный тип и включают в себя как континентальную, так и океанскую части.

Стрелки на рис. 13 показывают направление движений литосферных плит. Также показаны зоны субдукции, спрединга (рис. 14–16) и трансформные разломы. Это три основных типа соприкосновения литосферных плит. И следует обратить внимание, что основное число землетрясений локализовано на границах плит.

Спрединг – явление разрастания океана за счет вещества, поднимающегося из недр и расходящегося в стороны.

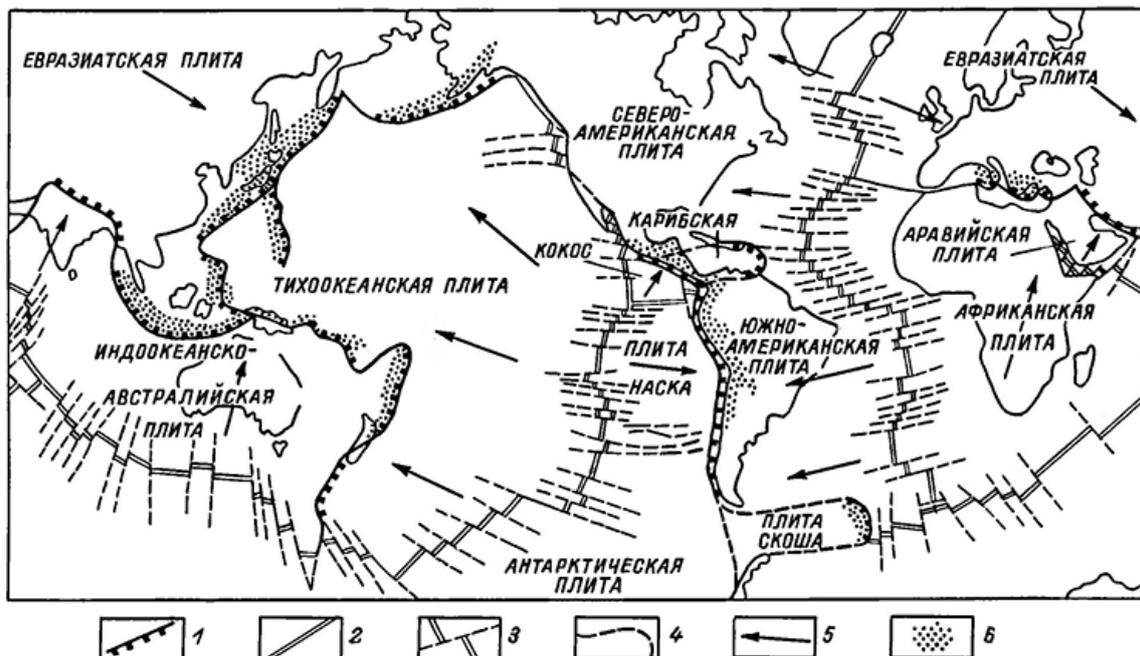


Рис. 13. Литосферные плиты:

1 – зоны субдукции; 2 – зоны спрединга; 3 – трансформные разломы; 4 – границы плит; 5 – векторы движений; 6 – эпицентры землетрясений [13]

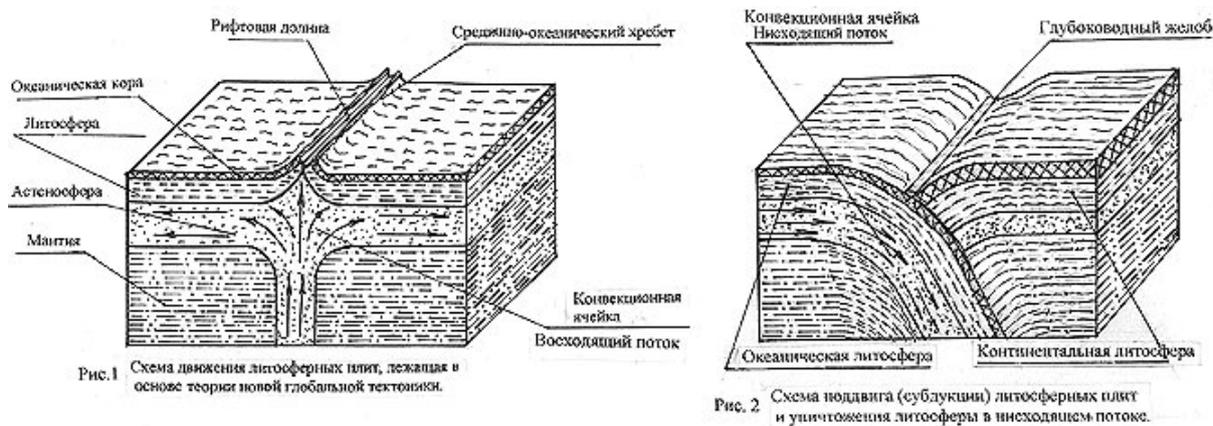


Рис. 1 Схема движения литосферных плит, лежащая в основе теории новой глобальной тектоники.

Рис. 2 Схема подвига (субдукции) литосферных плит и уничтожения литосферы в нисходящем потоке.

Рис. 14. Спрединг и субдукция [14]

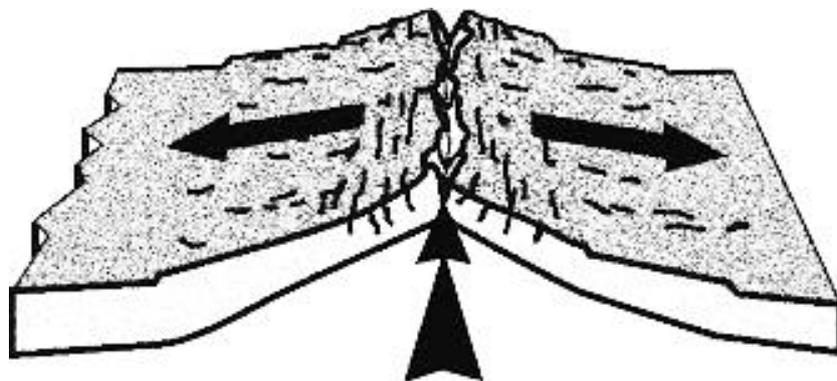


Рис. 15. Спрединг [14]

Субдукция – процесс, в результате которого в глубоководных желобах одна плита поддвигается под другую и поглощается мантией. Там, где плиты сталкиваются между собой, возникают складчатые сооружения.

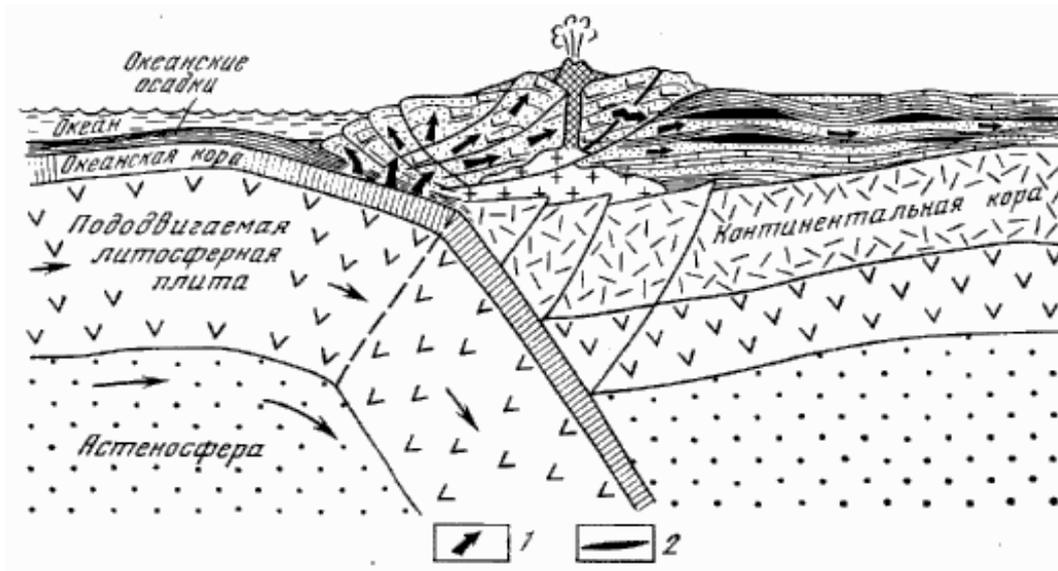


Рис. 16. Субдукция [14]

Срединно-океанические хребты – горные сооружения, образующие на дне Мирового океана единую систему, опоясывающую весь земной шар. Общая длина свыше 60 тыс. км, ширина до 2 тыс. км, относительная высота 3-4 тыс. м, отдельные вершины поднимаются над уровнем океана в виде вулканических островов. Склоны и гребни срединно-океанических хребтов сильно расчленены, вдоль оси хребтов простираются глубокие рифтовые впадины, характерны многочисленные поперечные разломы, называемые трансформными. Исходя из гипотезы новой глобальной тектоники, вдоль них осуществляется скольжение сегментов литосферных плит.

Лучшей иллюстрацией срединно-океанических хребтов (зоны спрединга) и трансформных разломов, пересекающих данные подводные горные образования, является изображение самого величайшего горного сооружения на планете – срединно-океанического Атлантического хребта (рис. 17).



Рис. 17. Срединно-океанический Атлантический хребет [15]

2.1.3. Кинематические модели движения литосферных плит

Некоторая иллюстрация главных геодинамических проявлений представлена на рис. 18.

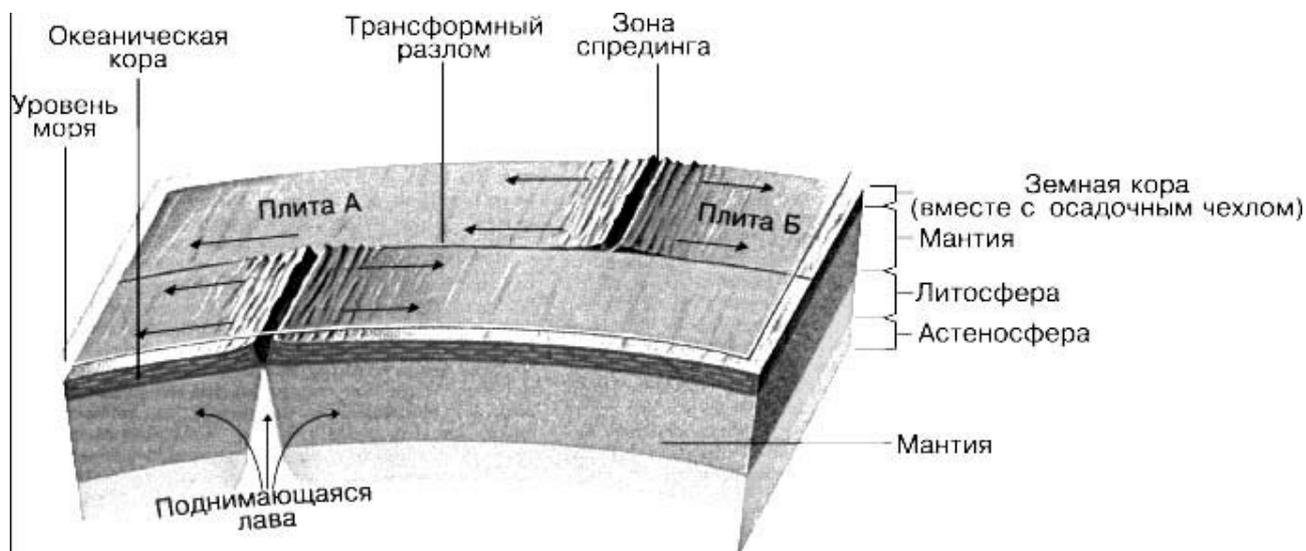


Рис. 18. Движение соседних литосферных плит [14]

В кинематике плит различают относительные и абсолютные движения [4]. В первом случае подразумевается движение какой-либо одной литосферной плиты по отношению к другой, а во втором – движение плиты (или ансамбля плит) относительно географической (абсолютной) системы координат. Относительные движения плит однозначно восстанавливаются по наблюдениям процессов, идущих на межплитовых границах. Следует всегда специально оговаривать выбранную систему отсчета, т. е. указывать, по отношению к чему определяется движение плиты – к другой ли плите, или к их общей границе, или к какой-то другой выбранной точке.

При изложенном подходе всегда можно выбрать из всего ансамбля литосферных плит Земли какую-то одну, условно принять ее неподвижной и в дальнейшем рассматривать движения остальных плит по отношению к ней. В качестве отсчетной (условно неподвижной) может быть взята любая плита, но следует помнить, что движения в такой системе отсчета относительны, и обязательно надо указывать, по отношению к какой плите эти движения описываются.

Математической основой для рассмотрения «мгновенной» кинематической картины движения литосферных плит служит известная теорема величайшего математика Леонарда Эйлера (рис. 19). Необходимо отметить его огромную роль в развитии многих наук в России с 1727 по 1783 г. – он был главным ученым по математике, картографии, астрономии и т. д. при императрицах Анне Иоанновне и Екатерине II. Значительная часть математики преподается до сих пор «по Эйлеру» почти без изменений.

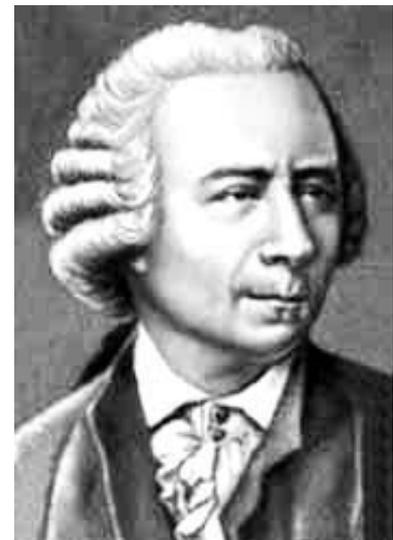


Рис. 19. Леонард Эйлер

Интересующая нас его теорема гласит, что произвольное перемещение твердого тела с некоторой неподвижной, расположенной внутри тела точкой можно представить как результат его вращения относительно фиксированной оси, проходящей через эту точку. Применяя эту теорему Эйлера к «мгновенному» перемещению литосферных плит по поверхности сферической Земли, получаем, что это перемещение (при условии, что плита в некотором приближении ведет себя как жесткое тело) можно описать вращением с вектором угловой скорости Q , проходящим через центр Земли (рис. 20). Следовательно, описание геометрии перемещения плит базируется на предположении об относительной жесткости каждой плиты (рис. 21).

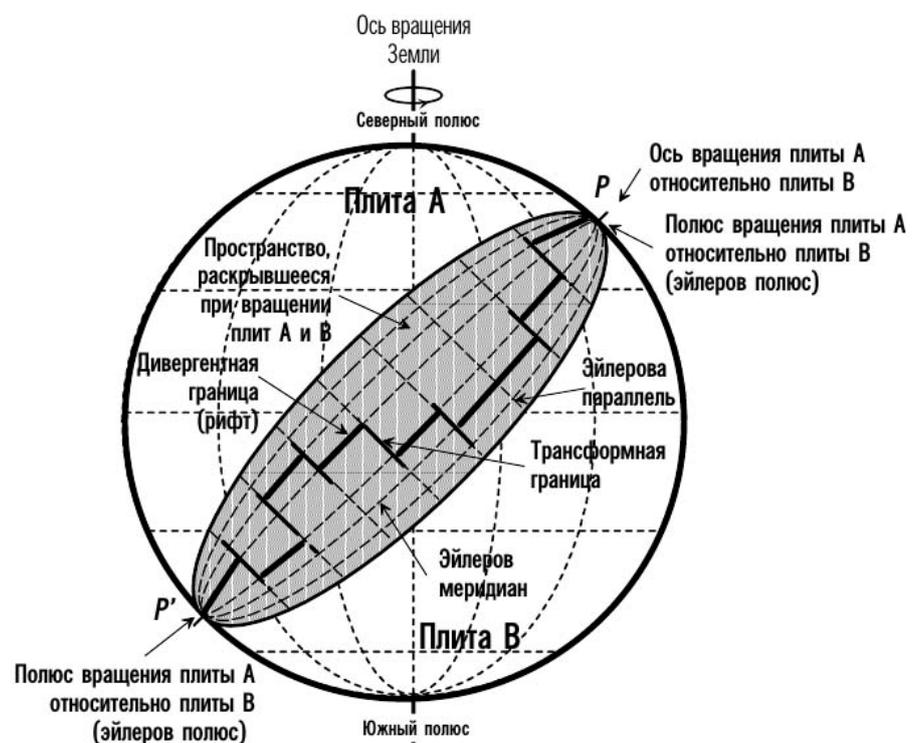


Рис. 20. Вращение плит на сферической Земле [14]

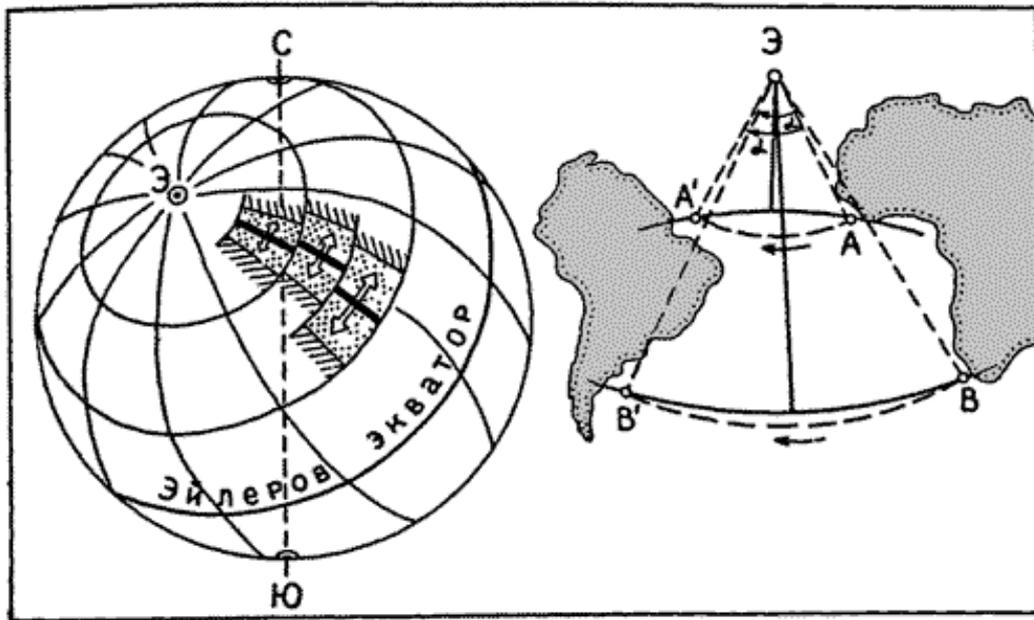


Рис. 21. Относительные перемещения литосферных плит.
Э – Эйлеров полюс [14]

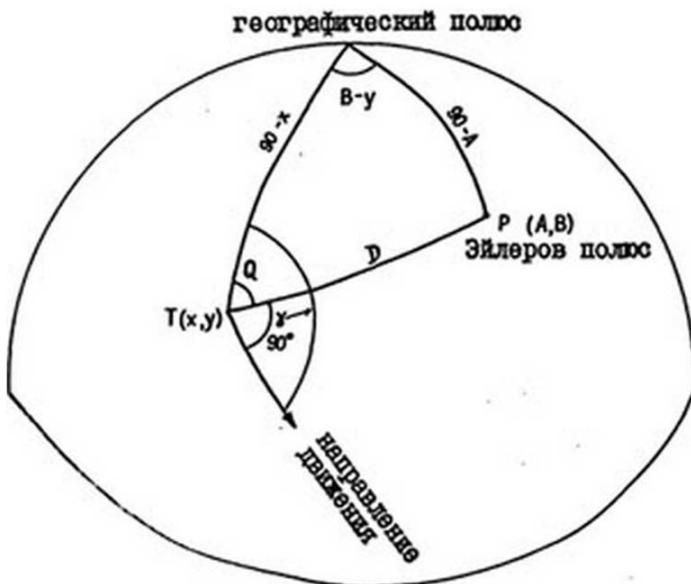


Рис. 22. Вычисление азимута движения плиты на сфере [6]

Параметры относительных перемещений плит Земли (географические координаты Эйлерова полюса ϕ , λ и угловая скорость вращения) на различные временные этапы приведены в прил. 2. Помимо этих параметров, направление движения характеризуется азимутом. На рис. 22 приведена общая схема вычисления азимута движения.

Информация об относительном движении литосферных плит Земли позволила

перейти к оценке их движения в новой системе координат, не связанной с плитами. В последние годы делаются попытки реконструировать абсолютные движения плит по следам горячих точек («горячих пятен») – сис-

темы восходящих мантийных струй, поднимающихся с границы ядра и мантии и не смещающихся друг относительно друга в течение длительных по геологическим масштабам интервалов (рис. 23).

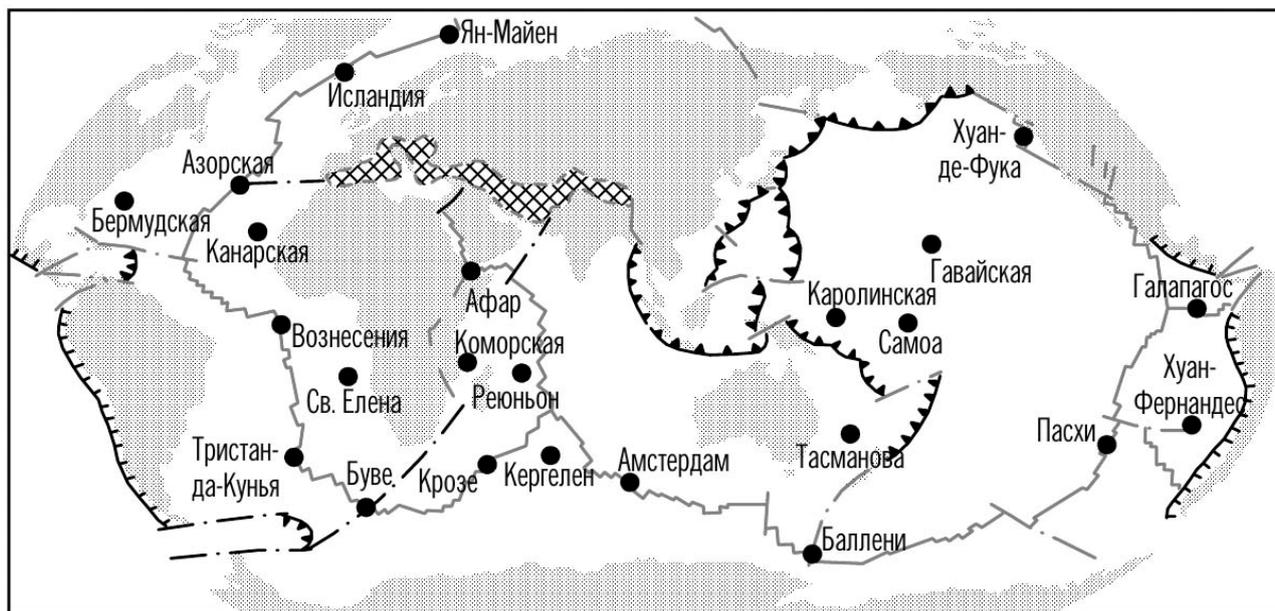


Рис. 23. Горячие точки (пятна) мантии [6]

Для количественного (параметрического) оценивания модели данной концепции исходными данными для определения «абсолютного» движения каждой плиты служили простирания асейсмичных подводных вулканических хребтов в пределах ложа океана и поясов щелочных базальтов на континентах. Увеличение возраста вулканических островов по мере удаления от области современной вулканической активности, доказанное ныне для ряда островных цепей, позволяет предполагать, что каждый из таких поясов подводных гор или щелочных базальтов на континентах образован при движении литосферы над «пятном» аномально высокого плавления (или тепловой неоднородности в мантии). Такое «горячее пятно» создает область ослабленной литосферы, где концентрируются напряжения, образуются трещины и проявляется вулканизм. Если «горячие пятна» неподвижны относительно друг друга, то азимут простирания вулканического следа движения плиты над каждым пятном указывает направление движения плиты в искомой системе координат. Построив соот-

ветствующую систему координат, можно определить в ней скорости движения плит.

Классический пример следа до настоящего времени активной горячей точки – Гавайско-Императорский хребет в северной части Тихого океана (рис. 24). Хребет состоит из цепочки вулканических островов и гайотов (подводных гор, представляющих собой потухшие вулканы), протягивающейся на 4 000 км. Современная вулканическая активность в пределах хребта наблюдается только на его юго-восточном окончании, на Гавайских островах (действующий вулкан Килауэа). К северо-западу возраст вулканов закономерно увеличивается, причем почти все гайоты Гавайско-Императорского хребта некогда были островами и только после прекращения вулканической активности погрузились ниже уровня океана.



Рис. 24. Движение литосферной плиты над горячей точкой [6]

Согласно иной кинематической модели – NNR-NUVEL-1A – вся поверхность Земли разбита на 16 плит, каждая из которых вращается, но суммарное вращение земной коры равно нулю. Об отсутствии (предположительно) глобального вращения земной коры говорит само обозначение NNR (no-net-rotation).

Светлыми стрелками на рис. 25 показаны измеренные с помощью GPS-приемников скорости пунктов, темными – скорости, вычисленные по модели движения плит NNR-NUVEL-1A.

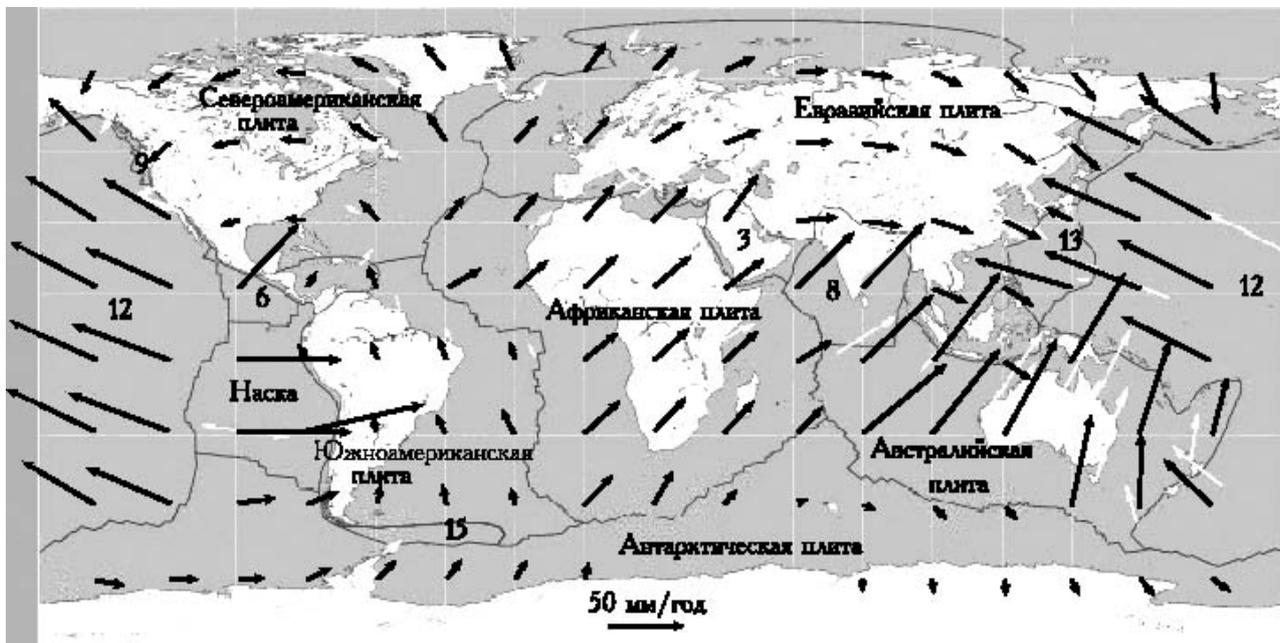


Рис. 25. Тектонические плиты и векторы их движений [6]

Отметим достаточно хорошее согласие векторов, рассчитанных по модели движения плит NNR-NUVEL-1A, и векторов, полученных по реальным наблюдениям. Недостаточное согласие данных векторов касается регионов на границах плит. Названия плит, номера которых указаны на рис. 25, и их угловые скорости в соответствии с моделью NNR-NUVEL-1A приводятся в табл. 4.

В настоящее время чаще всего для решения многих глобальных и региональных задач координатных ГНСС-определений принимается именно кинематическая модель движения плит NNR-NUVEL-1A.

Угловые скорости вращения плит (в 10^{-9} рад/год) модели NNR-NUVEL-1A

Плита	ω_x	ω_y	ω_z
1. Африканская	0,891	-3,099	3,922
2. Антарктическая	-0,821	-1,701	3,706
3. Аравийская	6,685	-0,521	6,760
4. Австралийская	7,839	5,124	6,282
5. Карибская	-0,178	-3,385	1,581
6. Кокос	-10,425	-21,605	10,925
7. Евразийская	-0,981	-2,395	3,153
8. Индийская	6,670	0,040	6,790
9. Хуан де Фука	5,200	8,610	-5,820
10. Наска	-1,532	-8,577	9,609
11. Северо-Американская	0,258	-3,599	-0,153
12. Тихоокеаническая	-1,510	4,840	-9,970
13. Филиппинская	10,090	-7,160	-9,670
14. Ривера	-9,390	-30,960	12,050
15. Скотиа	-0,410	-2,660	-1,270
16. Южно-Американская	-1,038	-1,515	-0,870

2.2. Региональная геодинамика

В 1990-х гг. группой ученых из 18 стран были обобщены данные по изучению напряженного состояния земной коры в масштабе планеты – была издана мировая карта (World Stressmap), для составления которой было использовано более 4 400 пунктов наблюдений. Авторы карты различают региональное (первого порядка) и локальное (второго порядка) поля напряжений. Региональные – поля сжатия, обнаруживают закономерную ориентацию, согласующуюся либо с направлением расхождения плит от осей спрединга срединно-океанических хребтов, либо с направлением коллизионных орогенов. Соответственно в Северной Европе, в частности, Скандинавии, напряжения ориентированы нормально к простиранию срединно-океанического Атлантического хребта, а в Западной Европе, в Англии, Франции, Германии – нормально к простиранию Альпийского орогена. «Ориентировка первого типа свидетельствует, что ведущая роль в смещении литосферных плит принадлежит их расталкиванию на осях

спрединга наряду с затягиванием плит в зонах субдукции и их волочением. Локальные отклонения от регионального поля напряжений отмечены, прежде всего, в рифтовых зонах. Это касается, в частности, Восточно-Африканской рифтовой системы, области Бассейнов и Хребтов в Северо-американских Кордильерах и Байкальской рифтовой системы» [10]. Это в планетарном масштабе.

Самые известные континентальные рифты – рифт Красного моря и Байкальская рифтовая зона. Имея одинаковые механизмы растяжения и его глубинные причины, эти рифтовые зоны имеют и различия. Дно межматериковой щели – молодое (5 млн. лет). Байкал – это огромные запасы пресной чистой воды. У рифта Красного моря исследователи разных стран (США, Англии, ФРГ, Швеции, СССР) сначала обнаружили термический феномен: оказалось, что температура воды с глубиной возрастает, а в придонном слое на глубине 2 000 м скачком достигает 40–60 °С. Кроме того, соленость здесь примерно в 5 раз выше среднеокеанской. Мировой океан 5 млн. лет назад сильно обмелел за счет оледенения Антарктиды; было жарко и сухо, вода из трещины рифта активно испарялась, повышая соленость.

По объему продуктов современного вулканизма океанские зоны спрединга втрое превосходят зоны субдукции и внутриплитные области вулканизма вместе взятые – ежегодно создается около 3–3,5 км² и океаническая кора, образовавшаяся за последние 170 млн. лет, не только распространилась на всей площади дна Мирового океана, но такая же или бóльшая ее часть была поглощена за это время в зонах субдукции. В этих зонах породы океанической коры вместе с некоторым количеством осадочного материала континентального или иного происхождения возвращаются глубоко в мантию. Конструктивные процессы спрединга – всего лишь звено в мантийно-коровом круговороте вещества.

Внутриплитные тектонические процессы достаточно многообразны. В основном это вертикальные движения, которые наблюдаются повсеместно, хотя скорости их и невелики – несколько мм/год. Относительные горизонтальные движения вне подвижных поясов проявляются главным образом в форме раздвига в рифтовых зонах, например, в Восточно-

Африканской рифтовой системе и особенно в ее северном, Афарском, звене. Это зона от долины Афар до озера Виктория.

На обширных пространствах вне рифтовых зон, например, в платформенной части Северной Америки, спутниковые измерения не обнаружили заметных следов дифференциальных горизонтальных движений – такие части литосферных плит движутся как одно целое. Это не касается, однако, краевых частей плит, принадлежащих орогенам, например, Кордильерам Северной и Южной Америки, где, по данным GPS, фиксируются довольно существенные подвижки.

Вместе с тем, внутренние области плит повсеместно, очевидно, за исключением рифтовых зон, испытывают напряжения сжатия, как показали измерения в скважинах, определения фокальных механизмов землетрясений и другие наблюдения. Векторы этих напряжений ориентированы либо перпендикулярно ближайшим осям спрединга (например, в Скандинавии срединным хребтам Норвежско-Гренландского бассейна), либо перпендикулярно фронту складчатых горных сооружений (например, Альпийской дуге в Западной Европе). Это совершенно определенно указывает на источник напряжений: в первом случае зоны спрединга и отталкивания литосферных плит от оси хребта, во втором случае – зоны коллизии, т. е. столкновения литосферных плит. Надвиговые или раздвиговые дислокации наблюдаются вдоль трансформных разломов.

Внутренние части литосферных плит по определению должны быть асейсмичны. Между тем слабые сейсмические толчки происходят практически повсеместно, и более значительные землетрясения с магнитудой $M = 5-6$, не столь уж редки. Определенную сейсмичность обнаруживают пассивные окраины континентов. На юго-западной окраине Европы в 1755 г. произошло катастрофическое Лиссабонское землетрясение, на западной окраине Индостана к югу от Бомбея в 1967 г. – землетрясение в Койне. Они связаны с подвижками по отношению к окраине или поперечным разломам [10].

Но у разных геоморфологов и геологов представления о характере региональных и локальных полях напряжений, о преобладании тех или иных напряжений и их интенсивности разные. Существуют оценки напряженного состояния Европейской платформы на основе многочисленных

натурных измерений напряженного состояния массивов горных пород в туннелях, шахтах и рудниках. Такие измерения показали, что интенсивные напряжения охватывают верхние слои земной коры не только в зонах складчатости, но и на большом удалении от них на древних и молодых платформах. В Западной Европе по таким измерениям территории ее стран (Германия, Франция, Англия) так же, как и Скандинавия, подвержены динамическому воздействию спрединга срединно-атлантического хребта, и только вблизи зон складчатости эти направления изменяют преобладающее северо-западное направление. На реальное распределение напряжений в естественных условиях действует ряд факторов различного масштаба и характера, связанных со структурой, неоднородностью, анизотропией строения, а также с перемещениями и деформированием элементов земной коры и др. Следствием этого является очень высокий уровень неоднородности поля горизонтальных напряжений.

Края сталкивающихся континентов в условиях сжатия и «торошения» разбиваются на большое число микроплит [7]. По этой причине зоны коллизии в отличие от всех других типов межплитовых границ не представляют собой узкие линейные зоны (как, например, зоны спрединга, субдукции или трансформные разломы), а всегда имеют «размытые» очертания в плане, и их ширина достигает сотен и тысяч километров.

Обстановки аккреции и коллизии на современной Земле проявляются в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, протянувшегося на многие тысячи километров от Атлантического до Тихого океана (рис. 26). По данной конвергентной границе в настоящее время контактируют Евразийская, Индийская, Аравийская и Африканская литосферные плиты.

В неоднородности проявления напряжений на внутриплитных территориях можно убедиться и по проявлениям значительных скоростей внутриплитных деформаций, выявленных по геодезическим данным. Важную информацию о структурах объектов региональной геодинамики несут линейные элементы – вытянутые в одном направлении элементы рельефа и структуры. Они могут быть широкими (километры, десятки километров) и протяженными (многие сотни, нередко тысячи километров) зонами концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, пересекающими как платформы, так и складчатые системы [16].



Рис. 26. Микроплиты Альпийско-Гималайского пояса.

Микроплиты: Ап – Апулийская, Эг – Эгейская, Ту – Турецкая, Чм – Черноморская, Юк – Южно-Каспийская, Аф – Афганская, Тд – Таджикская, Фр – Ферганская, Пм – Памирская, Тр – Таримская, Тш – Тянь-Шаньская, Дж – Джунгарская, Мн – Монгольская, Ам – Амурская, Ох – Охотская, Ал – Алашаньская, Тб – Тибетская, Ор – Ордосская, Кт – Китайская, Ик – Индокитайская; *а* – бассейны с новообразованной и реликтовой океанской литосферой (1 – Алжирско-Болеарский, 2 – Восточно-Средиземноморский, 3 – Эгейский, 4 – Западно-Черноморский, 5 – Восточно-Черноморский, 6 – Южно-Каспийский), *б* – направления движений плит и микроплит, *в* – зоны субдукции [6]

Рассмотрим подробнее некоторые активные геодинамические регионы Земли. На границе Памира и Тянь-Шаня или в Калифорнии движения земной коры происходят почти непрерывно, сопровождаясь частыми, но относительно слабыми землетрясениями, и фиксируются смещениями стен, заборов и дорожных покрытий на сантиметры в несколько лет. Другие разломы могут не обнаруживать признаков активности сотни и даже тысячи лет, а затем при сильном землетрясении дать импульс смещения амплитудой в метры. Таковы крупнейшие разломы Монголии и отдельные сегменты гигантского разлома Сан-Андреас в Калифорнии. Разлом Сан-Андреас является продолжением срединно-океанического хребта (рис. 27). Скорость горизонтальных смещений здесь составляет 5 см/год.

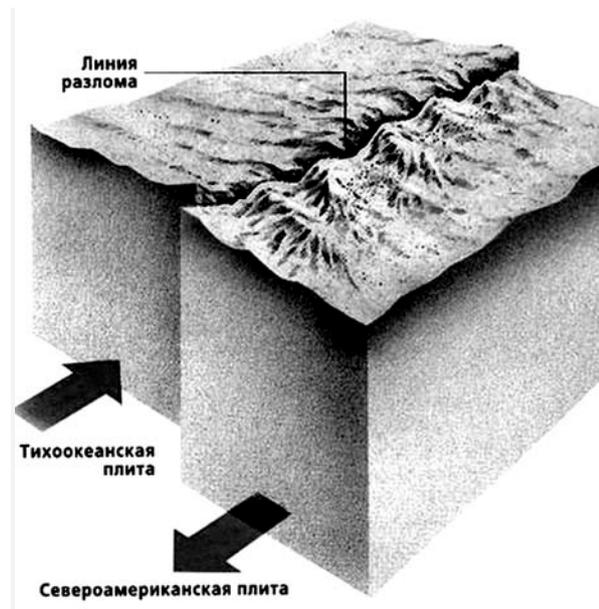


Рис. 27. Движения плит в Калифорнии [6]

Сан-Франциско с населением более 800 000 человек – город на западном побережье Соединенных Штатов, который может быть опустошен мощным землетрясением и/или цунами.

Есть живые разломы, и их большинство, которые совмещают сильные сейсмические импульсы с медленными движениями в промежутках между ними. Таков, например, Северо-Анатолийский разлом Турции, который называют Восточный Сан-Андреас. Это сдвиговый самый длинный в мире разлом с трещинами, по линии разлома рвущийся в западном направлении с 1939 г.

Анатолийская плита – континентальная тектоническая плита, которая почти вся расположена на территории Турции (рис. 28). Имеет площадь – 0,014 18 стерадиан (0,57 тыс. км²). Обычно рассматривается в составе Евразийской плиты.



Рис. 28. Анатолийская плита [13]

Восточный край граничит с Аравийской плитой, левосторонним трансформным Восточно-Анатолийским разломом. На юге и юго-западе имеет конвергентную границу с Африканской плитой, которая проявляется в особенностях сжатия океанической коры под Средиземным морем, а также в пределах континентальной коры Анатолии и в зонах субдукции вдоль Греческих и Кипрских дуг (рис. 29).

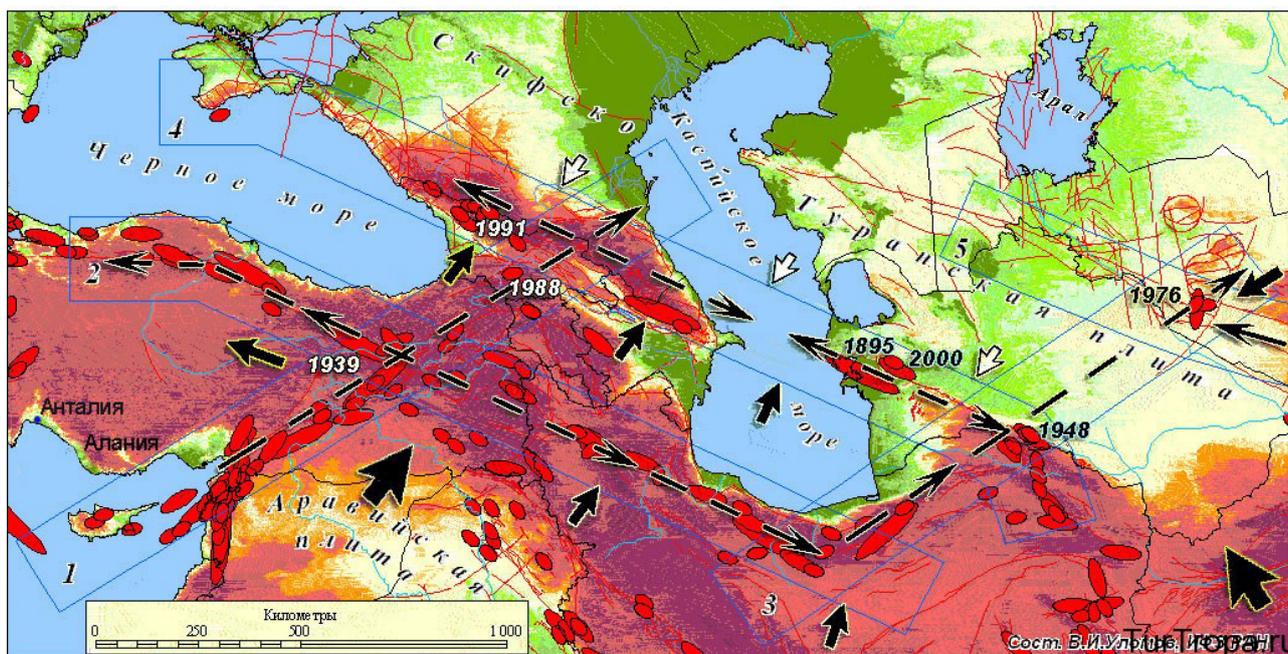


Рис. 29. Геодинамика в районе Черного и Каспийского морей [13]

Западный край имеет дивергентную границу с плитой Эгейского моря. Северный край по границе с Евразийской плитой образует Северо-Анатолийскую зону разлома длиной в 500 миль. В ее западной оконечности расположен вулканический подводный Северо-Эгейский разлом, следующий через середину Эгейского моря. Зона разлома далее следует под Грецией и далее под Ионическим и Адриатическим морями. В результате активного взаимодействия и движения вдоль этих главных разломов, в этом регионе происходят сотни землетрясений разных мощностей. Анатолийская плита движется на запад (2–2,5 см/год), поскольку на нее давит Евразийская плита с севера, Африканская плита и Аравийская плита с юга.

Самыми энергетически мощными в сейсмическом отношении являются регионы плит Индо-Австралийской и Тихоокеанской, особенно в местах их соприкосновения (рис. 30).

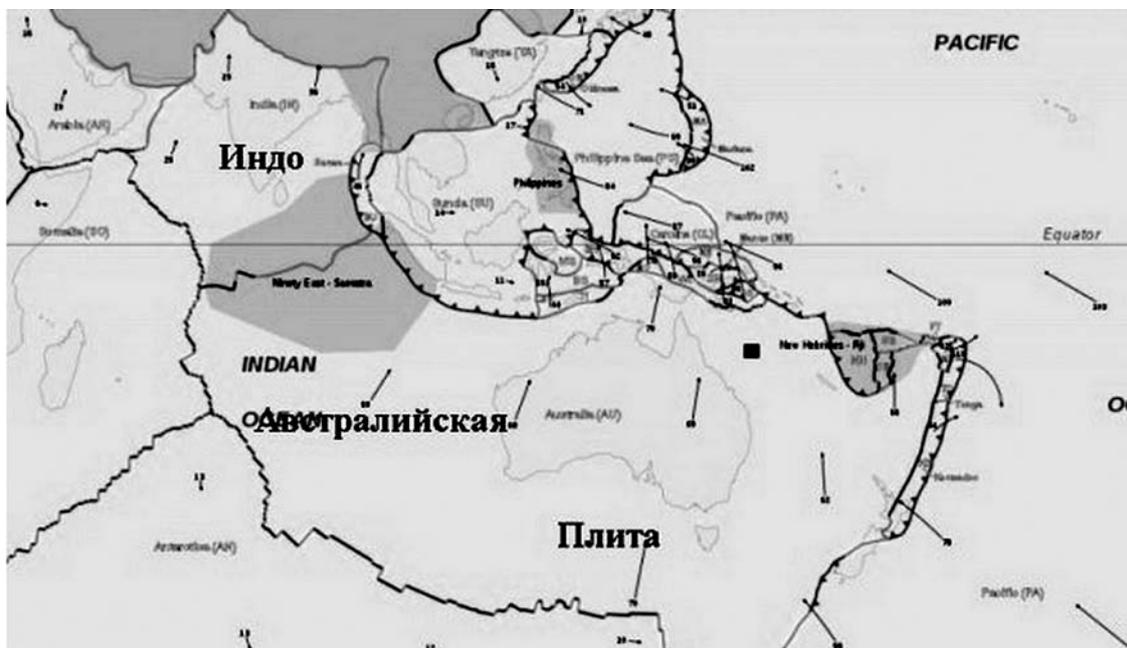


Рис. 30. Регионы Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит [13]

Индийская плита отличается повышенной активностью. Гора Эверест, высота которой достигает 8 850 метров, представляет собой самую высокую гору в мире. Эверест, как и все горы Гималаев, возник в результате столкновения Евразийской и Индийской тектонических плит (рис. 31). Рост Гималаев продолжается и в настоящее время. Высокая сейсмоактивность горных систем в северном направлении (даже Тянь-Шаня, Алтая, Саян) имеет объяснение во многом активным субдукционным движением Индийской плиты.

На противоположной стороне Индо-Австралийской плиты происходит подъем океанического дна, о чем свидетельствуют показания бакена около Австралии. Наклон плиты направляет воду на восточное побережье Австралии, поэтому в январе 2011 г. Австралия пережила «библейский потоп», территория затопления превысила общую площадь Франции и Германии, наводнение признано самым разрушительным в истории страны.



Рис. 31. Субдукционное движение Индийской плиты [13]

Очень активными являются северные и западные границы Тихоокеанской плиты (рис. 32).

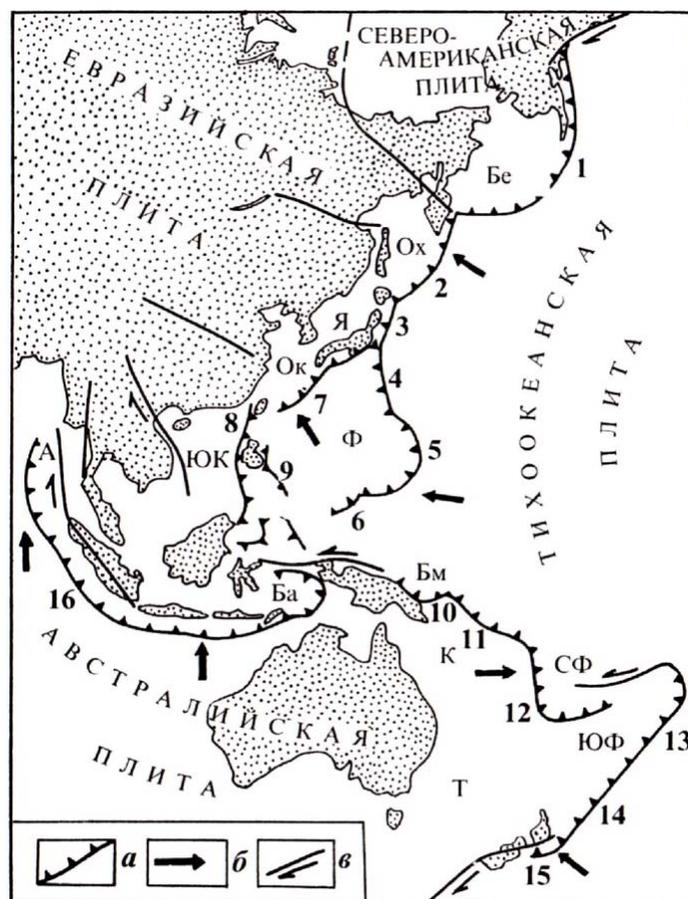


Рис. 32. Островные дуги и краевые моря

в западном и северном обрамлении Тихого океана:

a – зоны субдукции и связанные с ними островные дуги; *б* – векторы конвергенции литосферных плит; *в* – крупные разломы и смещение по ним [13]

Примером могут быть полуостров Камчатка, Курильские острова, остров Сахалин, Японские острова (рис. 33).

Японским островам досталось беспокойное соседство с «местом встречи» трех плит – Евразийской, Тихоокеанской и Филиппинской (рис. 34).

Благодаря результатам современных исследований, определена активность спрединга в разных океанах. В последний период, по данным до 2002 г., спрединг в Атлантическом океане был наименее активным. За исключением Африканского, все континенты могут рассматриваться малоактивными.



Рис. 33. Геодинамическая картина Дальнего Востока [13]

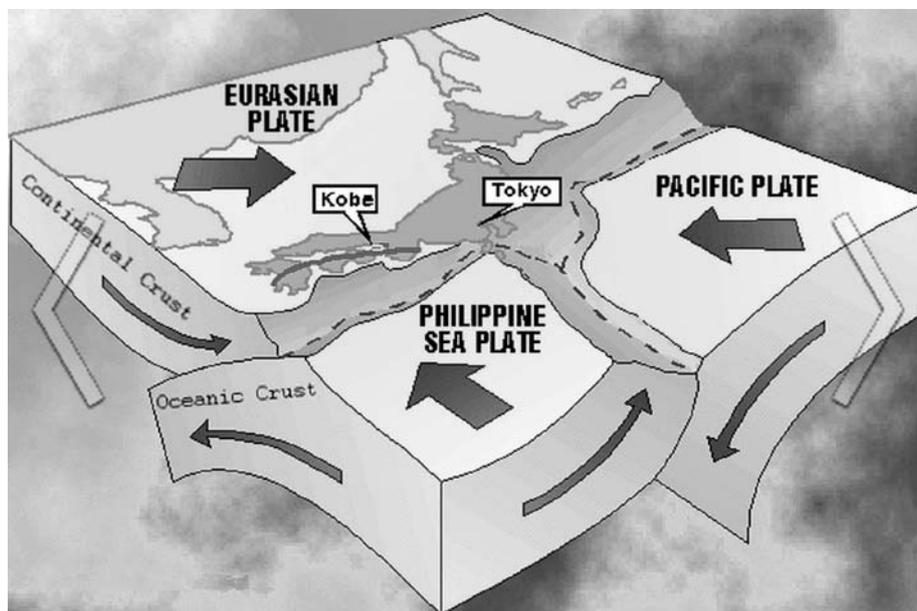


Рис. 34. Встреча трех плит [13]

Аномально низкими скоростями сейсмических волн характеризуется и Уральский ороген. Тибет, Монголия и часть Сибири характеризуются

повышенной активностью. Новыми являются данные о состоянии земных недр на глубине 310 км. Здесь корреляция с поверхностной тектоникой отсутствует. Амплитуда аномалий ниже 300 км заметно уменьшается. В зонах субдукции сейсмические скорости повышены (в мантию погружаются холодные плиты). Только быстроспрединговые хребты еще характеризуются медленными сейсмическими скоростями. Важно отметить, что в районах Гренландии и Антарктиды, где идет непрерывный процесс увеличения толщины ледового щита, температуры земных недр – выше. Интенсивный спрединг в тихоокеанском районе южного полушария дополняется высоким уровнем интенсивности субдукции плиты Наска под Южно-Американскую плиту (рис. 35).



Рис. 35. Субдукция плиты Наска под Южно-Американскую плиту [13]

В результате район Бразилии испытывает нисходящие движения, что в результате избыточного давления вызывает повышение температуры.

2.3. Региональная геодинамика России

2.3.1. Сейсмичность районов России

Территория Российской Федерации, по сравнению с другими странами мира, расположенными в сейсмоактивных регионах, в целом характеризуется умеренной сейсмичностью (рис. 36). Исключение составляют регионы Северного Кавказа, юга Сибири и Дальнего Востока, где интенсив-

ность сейсмических сотрясений достигает 8–9 и 9–10 баллов по 12-балльной макросейсмической шкале MSK-64. Определенную угрозу представляют и 6-7-балльные зоны в густозаселенной европейской части страны.

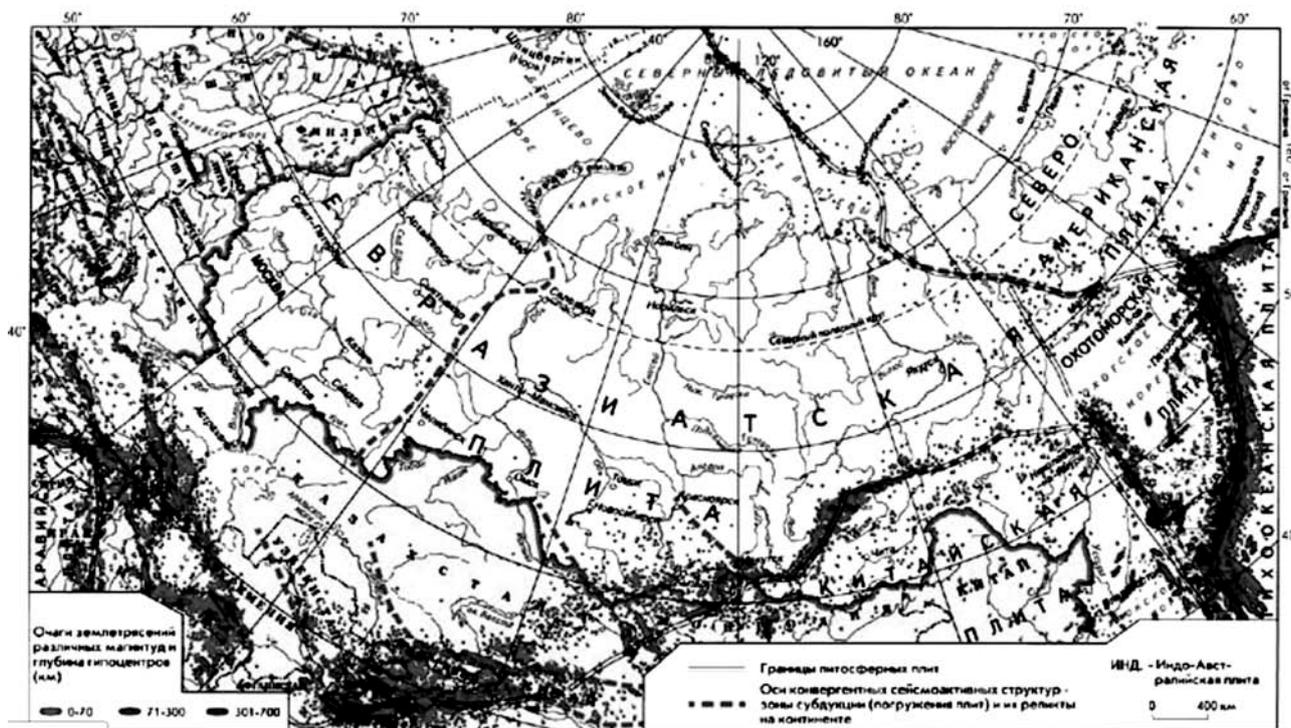


Рис. 36. Карта сейсмичности России [17]

Первые сведения о сильных землетрясениях на территории России обнаружили в исторических документах XVII–XVIII вв. Планомерные же исследования географии и природы сейсмических явлений были начаты в конце XIX – начале XX в. Они связаны с именами И. В. Мушкетова и А. П. Орлова, составивших в 1893 г. первый каталог землетрясений на территории страны и показавших, что сейсмичность и горообразующие процессы имеют одну и ту же геодинамическую природу.

Новая эра в изучении природы и причин землетрясений началась с работ академика князя Б. Б. Голицына, заложившего в 1902 г. основы отечественной сейсмологии и сейсмометрии. Благодаря открытию первых сейсмических станций в Пулково, Баку, Иркутске, Макеевке, Ташкенте и Тифлисе, впервые стала поступать более достоверная информация о сейсмических явлениях на территории Российской Империи. Современный сейсмический мониторинг территории России и сопредельных регионов осуществ-

влетает Геофизическая служба Российской Академии наук (ГС РАН), созданная в 1994 г. и объединившая свыше 300 сейсмических станций страны.

Главные геодинамически активные регионы России, как и везде, локализируются на границах плит как глобального, так и регионального масштаба. В сейсмическом отношении территория России принадлежит Северной Евразии, сейсмичность которой обусловлена интенсивным геодинамическим взаимодействием нескольких крупных литосферных плит – Евразийской, Африканской, Аравийской, Индо-Австралийской, Китайской, Тихоокеанской, Северо-Американской и Охотоморской (рис. 37).

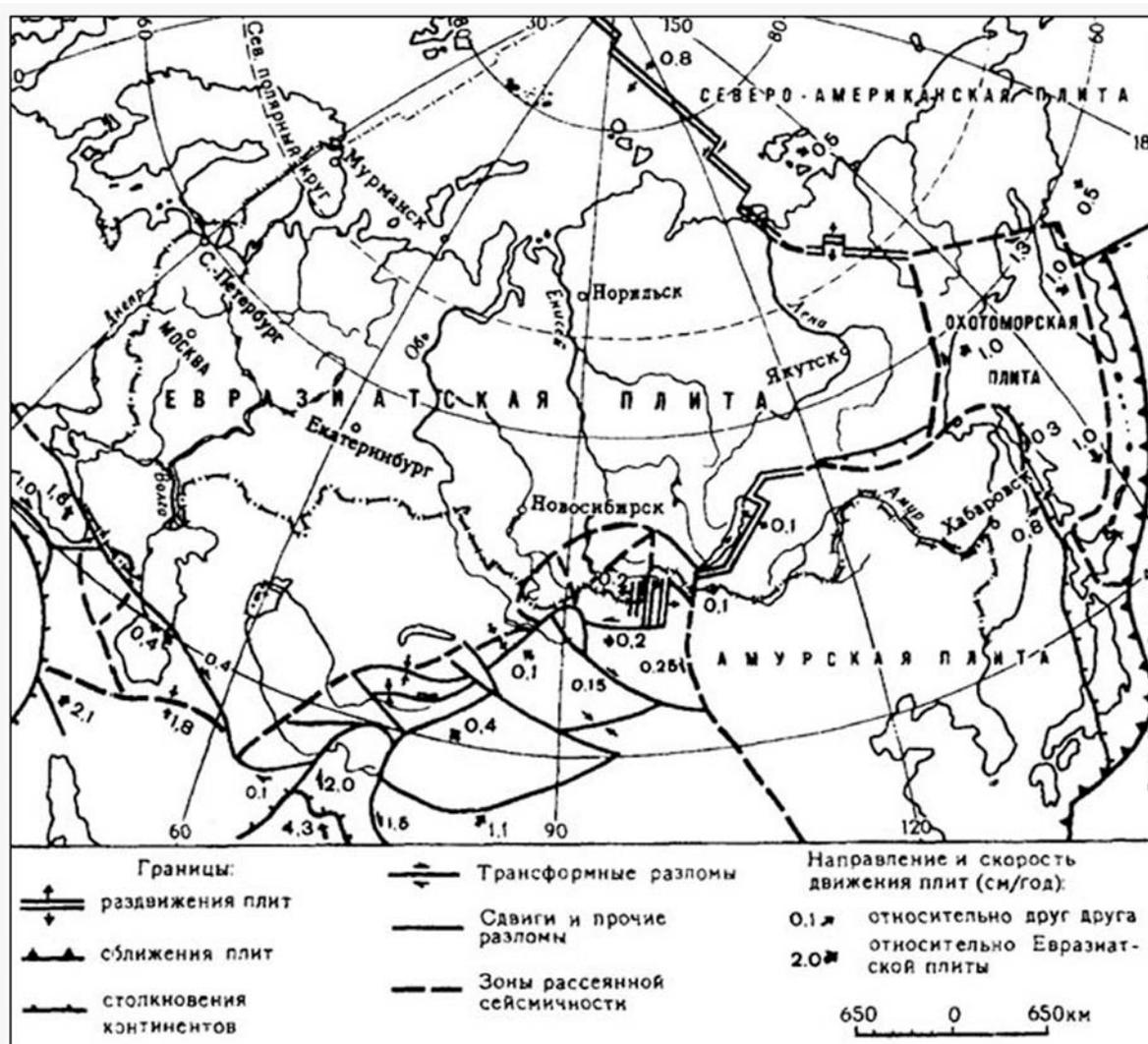


Рис. 37. Границы плит регионального масштаба [17]

Наиболее подвижны и, следовательно, активны границы плит, где формируются крупные сейсмогенерирующие орогенические пояса: Аль-

пийско-Гималайский – на юго-западе, Трансазиатский – на юге, пояс Черского – на северо-востоке и Тихоокеанский пояс – на востоке Северной Евразии. Каждый из поясов неоднороден по строению, прочностным свойствам, сейсмогеодинамике и состоит из своеобразно структурированных сейсмоактивных регионов.

В европейской части России высокой сейсмичностью характеризуются Северный Кавказ, Крым, в Сибири – Алтай, Саяны, Байкал и Забайкалье, на Дальнем Востоке – Курило-Камчатский регион и остров Сахалин. Менее активны в сейсмическом отношении Верхояно-Колымский регион, районы Приамурья, Приморья, Корякии и Чукотки, хотя и здесь возникают достаточно сильные землетрясения. Относительно невысокая сейсмичность наблюдается на равнинах Восточно-Европейской, Скифской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ. Наряду с местной сейсмичностью, на территории России ощущаются также сильные землетрясения сопредельных зарубежных регионов (Восточные Карпаты, Кавказ, Центральная Азия и др.).

Характерная особенность всех сейсмоактивных регионов – примерно одинаковая их протяженность (около 3 000 км), обусловленная размерами древних и современных зон субдукции (погружение океанической литосферы в верхнюю мантию Земли), расположенных по периферии океанов, и их орогенических реликтов на континентах [17]. Преобладающее число очагов землетрясений сосредоточено в верхней части земной коры на глубинах до 15–20 км. Самыми глубокими (до 650 км) очагами характеризуется Курило-Камчатская зона субдукции. Землетрясения с промежуточной глубиной залегания очагов (70–300 км) действуют в Восточных Карпатах (Румыния, зона Вранча, глубина до 150 км), в Центральной Азии (Афганистан, зона Гиндукуша, глубина до 300 км), а также под Большим Кавказом и в центральной части Каспийского моря (до 100 км и глубже). Наиболее сильные из них ощущаются на территории России. Каждому региону свойственны определенная периодичность возникновения землетрясений и миграция сейсмической активизации вдоль зон разломов. Размеры (протяженность) каждого из очагов обуславливают величину магнитуды (M , по Рихтеру) землетрясений. Длина разрыва пород в очагах землетрясений с $M = 7,0$ и выше достигает десятков и сотен километров. Амплитуда смещений земной поверхности измеряется метрами.

Сейсмичность территории России удобно рассматривать по регионам, расположенным в трех основных секторах – в европейской части страны, Сибири и на Дальнем Востоке [17]. В такой же последовательности представлена и степень изученности сейсмичности этих территорий, основанная не только на инструментальных, но и на исторических и геологических сведениях о землетрясениях. Более или менее сопоставимы и надежны результаты наблюдений, выполненные лишь с начала XIX в., что получило отражение и в приведенном ниже изложении.

2.3.2. Европейская часть России

Северный Кавказ, будучи составной частью протяженной Крым-Кавказ-Копетдагской зоны Иран-Кавказ-Анатолийского сейсмоактивного региона, характеризуется самой высокой сейсмичностью в европейской части страны. Здесь известны землетрясения с магнитудой около $M = 7,0$ и сейсмическим эффектом в эпицентральной области интенсивностью $I_0 = 9$ баллов и выше. Наиболее активна восточная часть Северного Кавказа – территории Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии. Из крупных сейсмических событий в Дагестане известны землетрясения 1830 г. ($M = 6,3$, $I_0 = 8-9$ баллов) и 1971 г. ($M = 6,6$, $I_0 = 8-9$ баллов); на территории Чечни – землетрясение 1976 г. ($M = 6,2$, $I_0 = 8-9$ баллов). В западной части, вблизи границы России, произошли Тебердинское (1902 г., $M = 6,4$, $I_0 = 7-8$ баллов) и Чхалтинское (1963 г., $M = 6,2$, $I_0 = 9$ баллов) землетрясения.

Самые крупные из известных землетрясений Кавказа, ощущавшихся на территории нашей страны интенсивностью до 5–6 баллов, произошли в Азербайджане в 1902 г. (Шемаха, $M = 6,9$, $I_0 = 8-9$ баллов), в Армении в 1988 г. (Спитак, $M = 7,0$, $I_0 = 9-10$ баллов), в Грузии в 1991 г. (Рача, $M = 6,9$, $I_0 = 8-9$ баллов) и в 1992 г. (Барисахо, $M = 6,3$, $I_0 = 8-9$ баллов).

На Скифской плите местная сейсмичность связана со Ставропольским поднятием, частично захватывающим Адыгею, Ставропольский и Краснодарский края. Магнитуды известных здесь землетрясений пока не достигали $M = 6,5$. В 1879 г. произошло сильное Нижнекубанское землетрясение ($M = 6,0$, $I_0 = 7-8$ баллов). Имеются исторические сведения о катастрофическом Понтикапейском землетрясении (63 г. до н. э.), разрушившим

ряд городов по обе стороны Керченского пролива. Многочисленные сильные и ощутимые землетрясения отмечены в районе Анапы, Новороссийска, Сочи и на других участках Черноморского побережья, а также в акватории Черного и Каспийского морей.

2.3.3. Восточно-Европейская равнина и Урал

Восточно-Европейская равнина и Урал характеризуются относительно слабой сейсмичностью и редко возникающими здесь местными землетрясениями с магнитудой $M = 5,5$ и менее, интенсивностью до $I_0 = 6-7$ баллов. Такие явления известны в районе городов Альметьевск (1914, 1986 гг.), Елабуга (1851, 1989 гг.), Вятка (1897 г.), Сыктывкар (1939 г.), Верхний Устюг (1829 г.). Не менее сильные землетрясения возникают на Среднем Урале, в Предуралье, Поволжье, в районе Азовского моря и Воронежской области. На Кольском полуострове и сопредельной с ним территории отмечены и более крупные сейсмические события (Белое море, Кандалакша, 1626 г., $M = 6,3$, $I_0 = 8$ баллов). Слабые землетрясения (с $I_0 = 5-6$ баллов и менее) возможны практически повсеместно.

На северо-западе России ощущаются землетрясения Скандинавии (Норвегия, 1817 г.). В Калининградской и Ленинградской областях случаются и слабые местные землетрясения, обусловленные продолжающимся послеледниковым изостатическим поднятием Скандинавии. На юге страны ощущаются сильные землетрясения восточного побережья Каспийского моря (Туркмения, Красноводск, 1895 г., Небитдаг, 2000 г.), Кавказа (Спитак, Армения, 1988 г.), Крыма (Ялта, 1927 г.). На обширной площади, в том числе в Москве и Санкт-Петербурге, неоднократно наблюдались сейсмические колебания интенсивностью до 3-4 баллов от заглубленных очагов крупных землетрясений, происходящих в Восточных Карпатах (Румыния, зона Вранча, 1802, 1940, 1977, 1986, 1990 гг.). Нередко сейсмическая активность усугубляется техногенным воздействием на литосферную оболочку Земли (добыча нефти, газа и других полезных ископаемых, закачка флюидов в разломы и т. п.). Такие «индуцированные» землетрясения регистрируются в Татарстане, Пермской области и в других регионах страны.

2.3.4. Западная и Восточная Сибирь

Алтай, включая его монгольскую часть, и Саяны – один из наиболее сейсмоактивных внутриконтинентальных регионов мира. На территории России достаточно сильными местными землетрясениями характеризуются Восточные Саяны, где известны землетрясения с M около 7,0 и I_0 около 9 баллов (1800, 1829, 1839, 1950 гг.) и обнаружены древние геологические следы (палео-сейсмодислокации) более крупных сейсмических событий. В Алтае самое сильное из последних землетрясений произошло 27 сентября 2003 г. в высокогорном Кош-Агачском районе ($M = 7,5$, $I_0 = 9-10$ баллов) (рис. 38).



Рис. 38. Трещина над очагом Горно-Алтайского (Чуйского) землетрясения 27 сентября 2003 г. [13]

Менее значительные по магнитуде ($M = 6,0-6,6$, $I_0 = 8-9$ баллов) землетрясения происходили в российском Алтае и Западных Саянах и ранее.

Крупнейшие сейсмические катастрофы в начале прошлого века имели место в Монгольском Алтае. К их числу относятся Хангайские землетрясения 9 и 23 июля 1905 г. Первое из них, по определению американских сейсмологов Б. Гутенберга и Ч. Рихтера, имело магнитуду $M = 8,4$, а сейсмический эффект в эпицентральной области составил $I_0 = 11-12$ баллов. Магнитуда и сейсмический эффект второго землетрясения, по их же оценкам, близки к предельным величинам магнитуд и сейсмического эффекта – $M = 8,7$, $I_0 = 11-12$ баллов. Оба землетрясения ощущались на огромной территории Российской Империи, на расстояниях до 2 000 км от эпицентра. В Иркутской, Томской, Енисейской губерниях и по всему Забайкалью интенсивность сотрясений достигала 6–7 баллов. Другими сильными землетрясениями на сопредельной с Россией территории Монголии были Монголо-Алтайское (1931 г., $M = 8,0$, $I_0 = 10$ баллов), Гоби-Алтайское (1957 г., $M = 8,2$, $I_0 = 11$ баллов) и Моготское (1967 г., $M = 7,8$, $I_0 = 10-11$ баллов).

Байкальская рифтовая зона – уникальный сейсмогеодинамический регион мира (рис. 39). Впадина озера представлена тремя сейсмоактивными котловинами – южной, средней и северной.

Аналогичная зональность свойственна и проявлению сейсмичности восточнее озера, вплоть до р. Олекмы. Олекмо-Становая сейсмоактивная зона восточнее трассирует границу между Евроазиатской и Китайской литосферными плитами (некоторые исследователи выделяют еще промежуточную, меньшую по площади, Амурскую плиту). На стыке Байкальской зоны и Восточного Саяна сохранились следы древних землетрясений с $M = 7,7$ и выше ($I_0 = 10-11$ баллов). В 1862 г. при землетрясении $I_0 = 10$ баллов в северной части дельты Селенги ушел под воду участок суши площадью 200 км² с шестью улусами, в которых проживало 1 300 чел., и образовался залив Провал. Среди относительно недавних крупных землетрясений – Мондинское (1950 г., $M = 7,1$, $I_0 = 9$ баллов), Муйское (1957 г., $M = 7,7$, $I_0 = 10$ баллов) и Среднебайкальское (1959 г., $M = 6,9$, $I_0 = 9$ баллов). В результате последнего дно в средней котловине озера опустилось на 15–20 м.

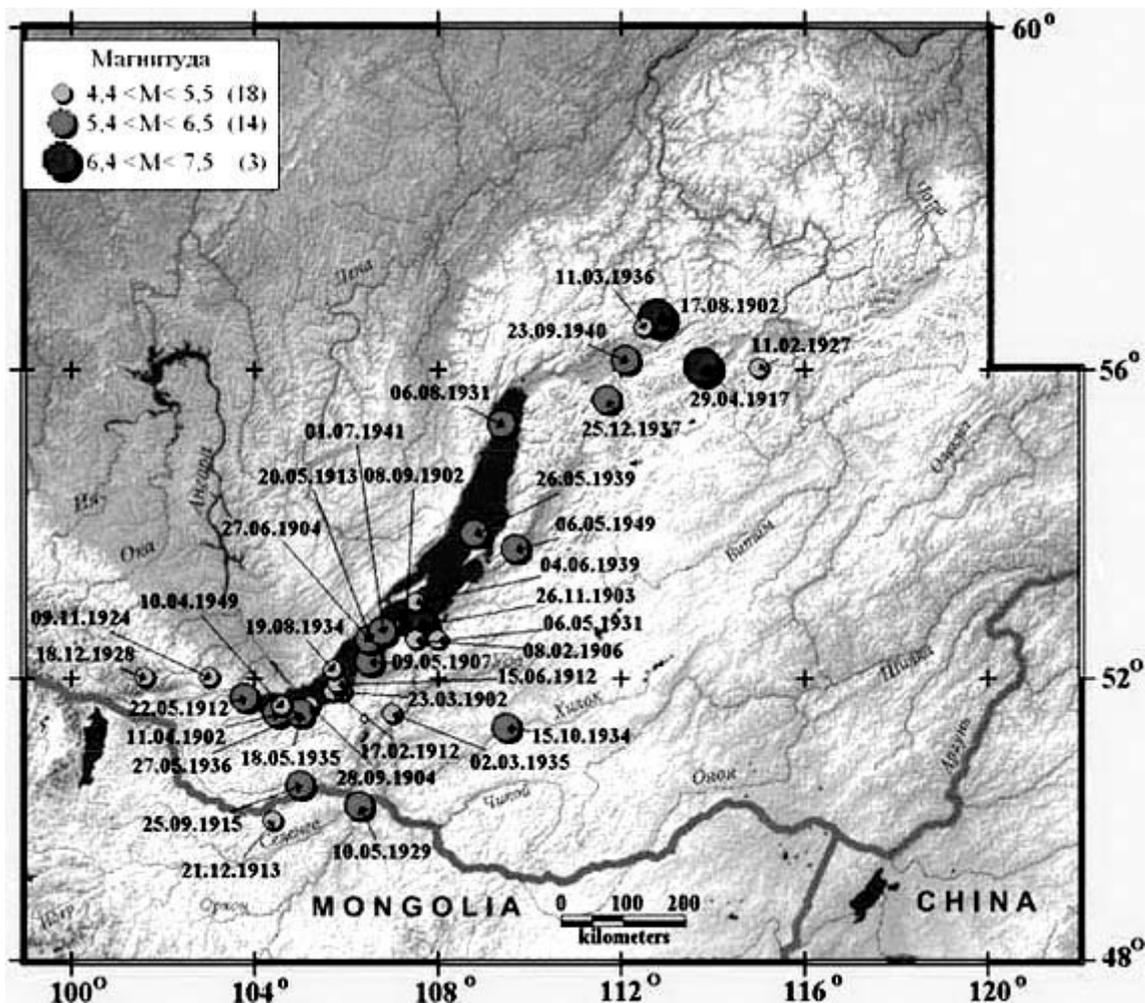


Рис. 39. Байкальская рифтовая зона [13]

Верхояно-Колымский регион принадлежит поясу Черского, протягивающемуся в юго-восточном направлении от устья р. Лены к побережью Охотского моря, Северной Камчатке и Командорским островам. Самые сильные из известных в Якутии землетрясений – два Булунские (1927 г., $M = 6,8$ и $I_0 = 9$ баллов каждое) в низовьях р. Лены и Артыкское (1971 г., $M = 7,1$, $I_0 = 9$ баллов) – у границы Якутии с Магаданской областью. Менее значительные сейсмические события с магнитудой до $M = 5,5$ и интенсивностью $I_0 = 7$ баллов и менее наблюдались на территории Западно-Сибирской платформы.

Арктическая рифтовая зона является северо-западным продолжением сейсмоактивной структуры Верхояно-Колымского региона, уходящей узкой полосой в Северный Ледовитый океан и соединяющейся на западе

с аналогичной рифтовой зоной Срединно-Атлантического хребта. На шельфе моря Лаптевых в 1909 и 1964 гг. произошли два землетрясения с магнитудой $M = 6-8$.

2.3.5. Дальний Восток

Курило-Камчатская зона является классическим примером субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под материк. Она протягивается вдоль восточного побережья Камчатки, Курильских островов и о-ва Хоккайдо. Здесь возникают самые крупные в Северной Евразии землетрясения с магнитудой более 8,0 и сейсмическим эффектом $I_0 = 10$ баллов и выше. Структура зоны четко прослеживается по расположению очагов в плане и на глубине. Протяженность ее вдоль дуги около 2 500 км, по глубине – свыше 650 км, толщина – около 70 км, угол наклона к горизонту – до 50° . Сейсмический эффект на земной поверхности от глубоких очагов относительно невысок. Определенную сейсмическую опасность представляют землетрясения, связанные с активностью Камчатских вулканов (1827 г., при извержении Авачинского вулкана интенсивность сотрясений достигала 6–7 баллов). Самые сильные ($M = 8,0-8,5$, $I_0 = 10-11$ баллов) землетрясения возникают на глубине до 80 км в сравнительно узкой полосе между океаническим желобом, Камчаткой и Курильскими островами (1737, 1780, 1792, 1841, 1918, 1923, 1952, 1958, 1963, 1969, 1994, 1997 гг. и др.). Большинство из них сопровождалось мощными цунами высотой 10–15 м и выше. Наиболее изучены Шикотанское (1994 г., $M = 8,0$, $I_0 = 9-10$ баллов) и Кроноцкое (1997 г., $M = 7,9$, $I_0 = 9-10$ баллов) землетрясения, возникшие у Южных Курил и восточного побережья Камчатки. Шикотанское землетрясение сопровождалось волной цунами высотой до 10 м, сильными афтершоками и большими разрушениями на островах Шикотан, Итуруп и Кунашир. Погибли 12 человек, причинен огромный материальный ущерб.

Сахалин представляет собой северное продолжение Сахалино-Японской островной дуги и трассирует границу Охотоморской и Евразийской плит. До катастрофического Нефтегорского землетрясения (1995 г., $M = 7,5$, $I_0 = 9-10$ баллов) сейсмичность острова представлялась умеренной и до создания в 1991–1997 гг. нового комплекта карт общего сейсмического

районирования территории России (ОСР-97) здесь ожидалось лишь землетрясения интенсивностью до 6–7 баллов. Нефтегорское землетрясение было самым разрушительным из известных за все время на территории России. Погибло более 2 000 чел. В результате полностью ликвидирован рабочий поселок Нефтегорск. Можно полагать, что техногенные факторы (бесконтрольная откачка нефтепродуктов) сыграли роль спускового механизма для накопившихся к этому моменту упругих геодинамических напряжений в регионе. Монеронское землетрясение (1971 г., $M = 7,5$), произошедшее на шельфе в 40 км юго-западнее острова Сахалин, на побережье ощущалось интенсивностью до 7 баллов. Крупным сейсмическим событием было Углегорское землетрясение (2000 г., $M = 7,1$, I_0 около 9 баллов). Возникнув в южной части острова, вдалеке от населенных пунктов, оно практически не принесло ущерба, но подтвердило повышенную сейсмическую опасность Сахалина.

Приамурье и Приморье характеризуются умеренной сейсмичностью. Из известных здесь землетрясений пока только одно на севере Амурской области достигло магнитуды $M = 7,0$ (1967 г. $I_0 = 9$ баллов). В будущем магнитуды потенциальных землетрясений на юге Хабаровского края так же могут оказаться не менее $M = 7,0$, а на севере Амурской области не исключены землетрясения с $M = 7,5$ и выше. Наряду с внутрикоровыми, в Приморье ощущаются глубокофокусные землетрясения юго-западной части Курило-Камчатской зоны субдукции. Землетрясения на шельфе нередко сопровождаются цунами.

Чукотка и Корякское нагорье еще недостаточно изучены в сейсмическом отношении из-за отсутствия здесь необходимого числа сейсмических станций. В 1928 г. у восточного побережья Чукотки возник ряд сильных землетрясений с магнитудами $M = 6,9$, $6,3$, $6,4$ и $6,2$. Там же в 1996 г. произошло землетрясение с $M = 6,2$. Самым сильным из ранее известных в Корякском нагорье было Хаилинское землетрясение 1991 г. ($M = 7,0$, $I_0 = 8–9$ баллов). Еще более значительное ($M = 7,8$, $I_0 = 9–10$ баллов) землетрясение случилось в Корякском нагорье 21 апреля 2006 г. Больше всего пострадали поселки Тиличики и Корф, откуда было эвакуировано свыше полутысячи жителей аварийных домов. Благодаря редкой заселенности, погибших не было. Подземные толчки ощущались в Олюторском и Ка-

рагинском районах Корякии. В результате стихии пострадали несколько деревень.

Наиболее распространенным (если не единственным) средством региональных геодинамических исследований многие годы являлось повторное геометрическое нивелирование [12, 18]. В сочетании с регулярными наблюдениями за уровнем моря на уровнемерных постах определялись современные вертикальные движения земной коры (СВДЗК) на обширных территориях. В 1962 г. возник международный проект «Современные движения земной коры». Главным итогом проекта должно было быть составление сводных карт современных вертикальных движений крупных регионов. Начался этап интенсивных повторных геодезических измерений. В основном это касалось высотной сети и создания специальных геодинамических полигонов (ГДП). Цель – изучение особенностей проявления современных движений земной коры. Были обозначены следующие направления исследований: совершенствование методов наблюдений, оценка их представительности и возможностей, разработка методики анализа результатов наблюдений, оценка влияющих на точность измерений факторов различной природы, составление карт СВДЗК и др.

В результате работ по повторному нивелированию в 1986 г. впервые была составлена карта СВДЗК на всю территорию СССР. Использовались результаты повторного нивелирования по линиям общей длиной 213,7 тыс. км при среднем интервале времени между циклами измерений в разных регионах от 23 до 31 года. Уравнение невязок скоростей СВДЗК было выполнено по 298 полигонам. Для 73 % полигоны невязки были в пределах 5 мм/год. Исходными при уравнении являлись абсолютные скорости, полученные на уровнемерных постах на Азовском, Балтийском, Белом, Охотском, Черном, Японском морях, а также на море Лаптевых и в Тихом океане. Для Европейской части и Кавказа значения скорости СВДЗК лежат в пределах от -7 (Предуралье) до $+13$ (Малый Кавказ) мм/год. Среднеквадратические погрешности определения скоростей находились в пределах 1,0–1,5 мм/год. Обширные равнинные области имеют небольшие по величине отрицательные значения скоростей порядка 1–3 мм/год.

2.3.6. Практическое значение изучения региональной сейсмичности

Изучение сейсмичности территории страны имеет практическое значение. Поэтому периодически выполняется обновление карт сейсмической опасности. Комплект карт ОСР-97 (А, В, С) для территории Российской Федерации (рис. 40) является нормативным документом, позволяющим оценивать степень сейсмической опасности в средних грунтовых условиях для объектов разных сроков службы и категорий ответственности, на трех уровнях, отражающих расчетную интенсивность I сейсмических сотрясений в баллах шкалы MSK-64, ожидаемую на данной площади с заданной вероятностью P (%) в течение определенного интервала времени t (в данном случае, $t = 50$ лет).

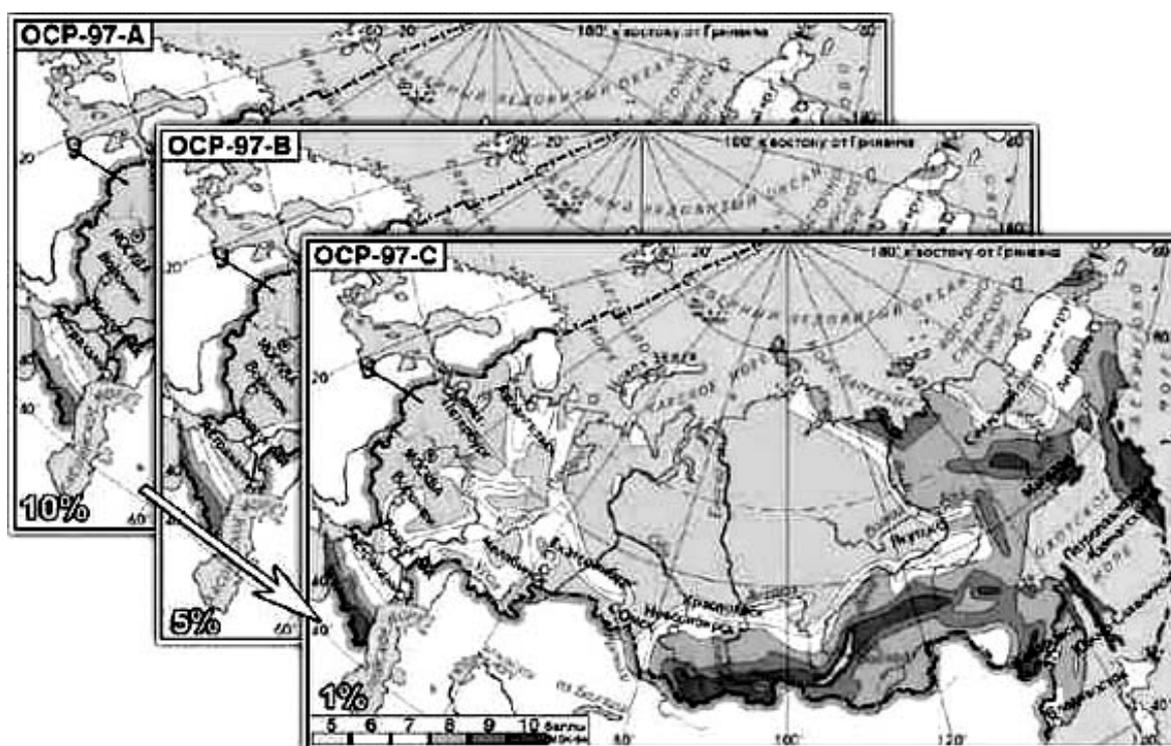


Рис. 40. Обновленные карты сейсмической опасности [19]

Карта ОСР-97-А соответствует 100-процентной вероятности превышения (или 90-процентной вероятности непревышения) расчетной интенсивности в течение 50 лет или среднему периоду T повторяемости сотря-

сений один раз в 500 лет; Карта ОСР-97-В соответствует 5-процентной вероятности превышения (или 95-процентной вероятности непревышения) расчетной интенсивности в течение 50 лет и $T = 1\ 000$ лет; Карта ОСР-97-С соответствует 1-процентной вероятности превышения (или 99-процентной вероятности непревышения) расчетной интенсивности в течение 50 лет и $T = 5\ 000$ лет. Согласно новой редакции Строительных норм и правил (СНиП II-7-81*) «Строительство в сейсмических районах», карта ОСР-97-А рекомендована для использования при массовом промышленном и гражданском строительстве.

Карты ОСР-97-В и ОСР-97-С предназначены для проектирования и строительства объектов повышенной ответственности и особо ответственных сооружений (здания и сооружения, эксплуатация которых необходима при землетрясении или при ликвидации его последствий – системы энерго- и водоснабжения, пожарные депо, сооружения связи; здания с одновременным пребыванием в них большого числа людей – вокзалы, аэропорты, театры, цирки, концертные залы, крытые рынки, спортивные сооружения; больницы, школы, дошкольные учреждения; здания высотой более 16 этажей; другие здания и сооружения, отказы которых могут привести к тяжелым экономическим, социальным, экологическим последствиям и т. п.). Карты сейсмического районирования территории Российской Федерации позволяют оценивать степень сейсмического риска на конкретных территориях и для конкретных объектов.

2.4. Локальная геодинамика

К локальным геодинамическим объектам принято относить те, протяженность которых до 100 км. Таких участков на Земле очень много (сотни). Выполнять регулярное комплексное наблюдение за ними всеми невозможно. Какой геодинамический объект будет выбран для федерального или местного финансирования его изучения при равном сейсмическом риске? Территория города-мегаполиса с разнообразной промышленной инфраструктурой или малонаселенный район Северной Якутии, известный разведением оленей? Ответ, конечно, понятен. К локальным объектам геодинамических исследований природного происхождения, кроме

мест возможных землетрясений, относятся территории вблизи действующих вулканов, сели, оползни. К важным (первоочередным) направлениям геодинамических исследований локального масштаба относятся также наблюдения на объектах недропользования, на территориях АЭС и ГЭС, ключевых элементов транспорта – тоннели, мосты, экологически опасных предприятий, некоторых оборонных объектов и др. К локальным относятся крупные инженерные сооружения, например, тоннели ядерных ускорителей – синхрофазатронов и коллайдеров, уникальные высотные здания и сооружения.

Локальная и, в некоторой степени, региональная геодинамика связана с современными геодинамическими движениями на земной поверхности в приповерхностной части литосферы, т. е. там, где происходит основная техногенная деятельность, связанная с недропользованием. Недропользование включает не только добычу полезных ископаемых, но и всю сферу человеческой деятельности, в которой земная поверхность и верхняя часть литосферы выступают в качестве среды деятельности и основания для возводимых сооружений. Таким образом, к сфере недропользования можно отнести весь минерально-сырьевой комплекс по добыче, переработке и транспортировке полезных ископаемых. Это также весь строительный комплекс, связанный с возведением сооружений на земной поверхности и в подземных условиях.

В современной геодинамике рассматриваются движения земной поверхности и приповерхностной части литосферы, происходящие в настоящее время, а для конкретных объектов недропользования – в течение срока службы. Взаимосвязь естественных и техногенных временных параметров обусловлена тем, что изучение современных геодинамических движений, наряду с огромным значением для фундаментальной области наук о Земле, играет важную роль в решении важнейшей прикладной проблемы – предотвращение природно-технических катастроф в сфере недропользования.

Есть статистика, что ежегодно в России происходит более 1 000 чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера. Печальные итоги – гибель нескольких тысяч человек, ежегодный материальный ущерб составляет 10–15 % (по разным оценкам) валового внутреннего

продукта страны. Около двух третей чрезвычайных ситуаций носят техногенный и природно-техногенный характер. За последние десятилетия на горных предприятиях по добыче твердых полезных ископаемых в России и за рубежом произошли десятки техногенных землетрясений с магнитудами 2,5–4,4. Отметим при этом, что все они наблюдались в районах, отнесенных к сейсмически спокойным.

При добыче нефти и газа происходили мощные и разрушительные землетрясения в районах Старогрозненска, Сургута, Нефтегорска, Охи, Газли и др. Часты аварии на магистральных нефтепроводах и газопроводах. Следствием их являются ущерб окружающей среде и даже гибель людей. В городах периодически возникают разрушения ответственных зданий и жилых домов, инженерных сооружений, транспортных подземных коммуникаций, аварии на инженерных коммуникациях.

Однако, причина катастрофических локальных геодинамических явлений связана не только с воздействием горных работ. Аварии и катастрофы происходят также и в районах, где не ведется добыча полезных ископаемых. Причиной их развития и проявления во многих случаях являются современные геодинамические движения.

Для России объективно приоритеты экономики в ближайшие несколько десятилетий будут связаны с развитием минерально-сырьевого комплекса, интенсивным строительством и другими видами недропользования. Это определяет первостепенную роль исследования современной геодинамики в задачах предотвращения природно-техногенных катастроф.

За последние годы открылись совершенно новые области применения результатов исследования геодинамики для прогноза различных полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа. За рубежом соответствующее направление получило название «бассейнового анализа» (англ. basin analysis). На первых порах он включал лишь набор методов интерпретации геолого-геофизических данных с позиций тектоники плит, а также численное моделирование погружения осадочных бассейнов различного типа и их геотермической истории. Однако к настоящему времени уже исследуются возможности полномасштабного геодинамического анализа осадочных бассейнов, при котором их нефтегазоносность ставится в зависимость от численно моделируемых процессов заложения и развития.

Современные новейшие спутниковые технологии значительно усилили роль геодезического метода количественного оценивания геодинамических явлений и процессов как локального и регионального, так и глобального масштабов.

Локальные геодинамические явления изучаются на специальных геодинамических полигонах. Обязательными считаются наблюдения геодезическими методами. Главная цель ГДП – выявление кинематических предвестников землетрясений как часть создаваемой службы их прогноза. Например, прогностические ГДП на территории Саяны – Байкал, ГДП Камчатки, Юга Восточной Сибири (рис. 41).

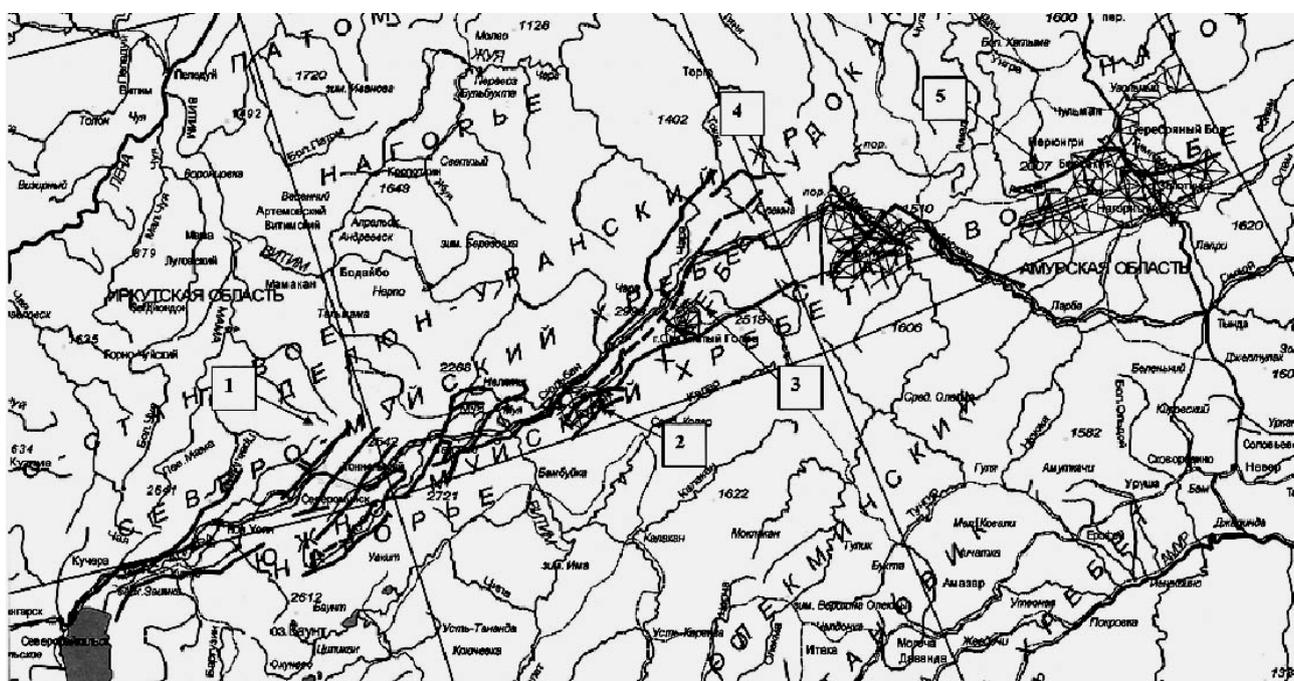


Рис. 41. Схема существующих ГДП в районе Северобайкальской зоны. Полигоны: 1 – Северомуйский; 2 – Кондинский; 3 – Удоканский; 4 – Олекминский; 5 – Южно-Якутский [13]

К локальным также относятся геодинамические явления техногенного происхождения в зонах строительства и эксплуатации атомных и гидроэлектростанций, других гидротехнических сооружений, объектов нефти и газодобычи, угольных и рудных месторождений как открытого, так и закрытого типа, использования подземных вод.

Есть много примеров уверенного определения деформаций на техногенных полигонах территорий добычи нефти и газа. Объективно на участках технологической инфраструктуры добычи углеводородов происходят искривления буровых скважин, разрывы нефтегазовых и водяных трубопроводов, другие разрушения различных линейных сооружений. В связи с этим подтверждается важность и необходимость изучения деформаций земной поверхности геодезическими методами [12, 18, 20, 21].

Далее будут рассмотрены примеры изучения локальной геодинамики на геодинамических полигонах.

2.5. Активные региональные и локальные геодинамические явления

2.5.1. Землетрясения

Землетрясение есть следствие динамически распространяющегося (со скоростью первых километров в секунду) разрыва в толще земных недр. Излучаемые движущимся разрывом волны достигают земной поверхности через несколько секунд, что и вызывает при сильных землетрясениях разрушение зданий, ведет к гибели людей.

По своим разрушительным последствиям, количеству жертв, материальному ущербу и деструктивному воздействию на среду обитания человека землетрясения занимают одно из первых мест среди других видов природных катастроф (см. подраздел 1.4). Внезапность землетрясений усугубляет их разрушительные последствия: природные – крип, оползни, обвалы, снежные лавины, разжижение грунта и другие и техногенные – обрушения зданий, разрывы трубопроводов, повреждения энергосистем, пожары, взрывы, выбросы радиоактивных и токсичных материалов и др. Угрозу здоровью людей создают эпидемии, связанные с разрушением инфраструктуры жилых комплексов. По данным Национального центра информации о землетрясениях США, в течение XX в. (с 1900 по 1999 г.) на Земле произошло 2 000 сильных землетрясений (с магнитудой больше 7). Из них 65 имели магнитуду $M_s \geq 8,0$. Людские потери от землетрясений в XX в. составили 1,4 млн. человек. В XXI в. только землетрясение на Гаити 2010 г., по официальным данным, унесло жизни 222 570 человек.

Область, под которой обычно понимают область необратимых деформаций в глубине Земли, называют гипоцентральной. Гипоцентр (очаг, фокус) целесообразно определять как малую область внутри Земли, которая является источником колебаний, формирующих начало записи на сейсмических станциях. Гипоцентр – точка начала перемещения масс (вспарывания разрыва) в очаге землетрясения. Глубина до 700 км. Эпицентр (от гр. ері – на, над, сверх и центр) – проекция центральной точки очага землетрясения (гипоцентра) на земную поверхность (рис. 42).

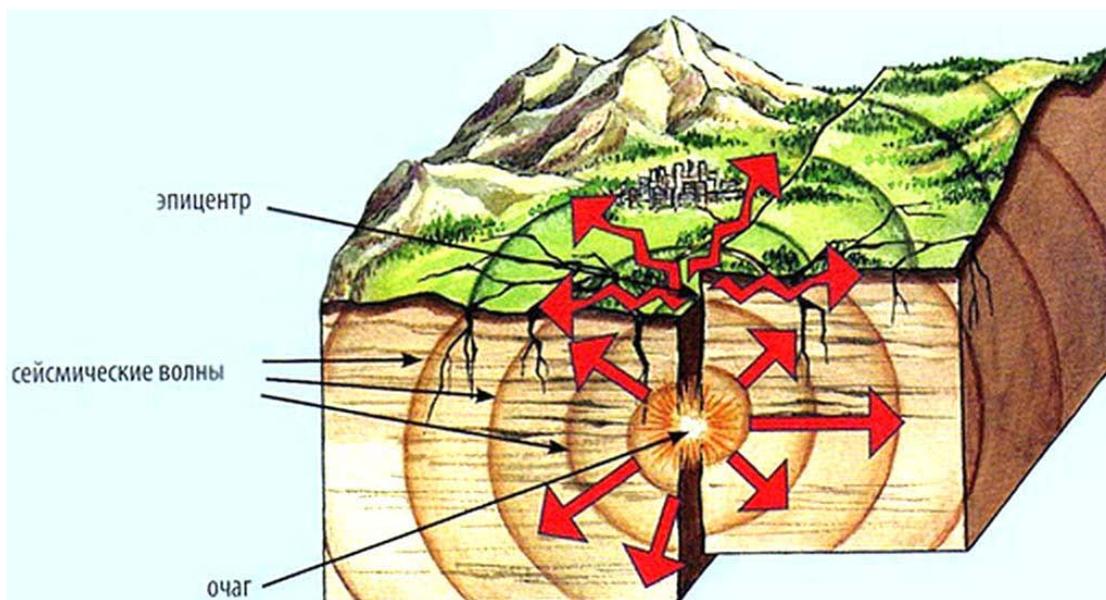


Рис. 42. Распространение энергии землетрясения [14]

Одной из главных физических характеристик землетрясений является энергия. Классификация землетрясений по величине их энергии позволяет проникать в вопросы глубинного строения Земли, современных движений земной коры, внутриземных геодинамических процессов, получить картину разрушительного эффекта на поверхности Земли. Вопрос об оценке полной энергии, высвободившейся из очага землетрясения, находится в стадии изучения. По сейсмологическим данным проводится оценка лишь энергии упругих волн. Эта энергия меньше общей энергии, но в первом приближении ее можно считать пропорциональной ей. А это позволяет построить классификацию.

Вычисление энергии упругих волн в нашей стране впервые осуществлено Б. Б. Голицыным в 1915 г. при оценке силы Сарезского землетрясения на Памире в 1911 г. В настоящее время подсчет энергии упругих волн обычно основывается на анализе записи процесса колебаний почвы путем приближенного ее представления в виде отрезков синусоиды. При этом используют записи либо ускорений, либо смещений почвы.

Одной из важных характеристик землетрясения является магнитуда. Величина магнитуды M_L , выведенная Ч. Рихтером, получается из уравнения:

$$M_L = \lg A - \lg A_0,$$

где A – максимальная амплитуда на записи стандартного сейсмографа для данного землетрясения на определенном эпицентральной расстоянии;

A_0 – максимальная амплитуда на записи того же сейсмографа для землетрясения, принятого за эталонное для того же эпицентрального расстояния.

Исследования многовариантных сейсмических данных и магнитуды вычисляются значительно сложнее, чем изложено выше. Вводятся калибровочные функции, станционные поправки и др. На точность получения магнитуд влияют глубина гипоцентра, расположение сейсмостанций относительно него, среда между гипоцентром и станциями, типы волн, принятые для вычислений, и многое другое.

Энергетический класс введен в качестве оценки сейсмической энергии землетрясения E в Дж:

$$K = \lg E.$$

Соотношение между сейсмической энергией E и магнитудой M_L было дано Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером в 1956 г.:

$$\lg E = 1,5 M_L + 4,8.$$

Однако необходимо учитывать, что формул для магнитуды разными авторами предложено несколько, поскольку эти формулы эмпирические.

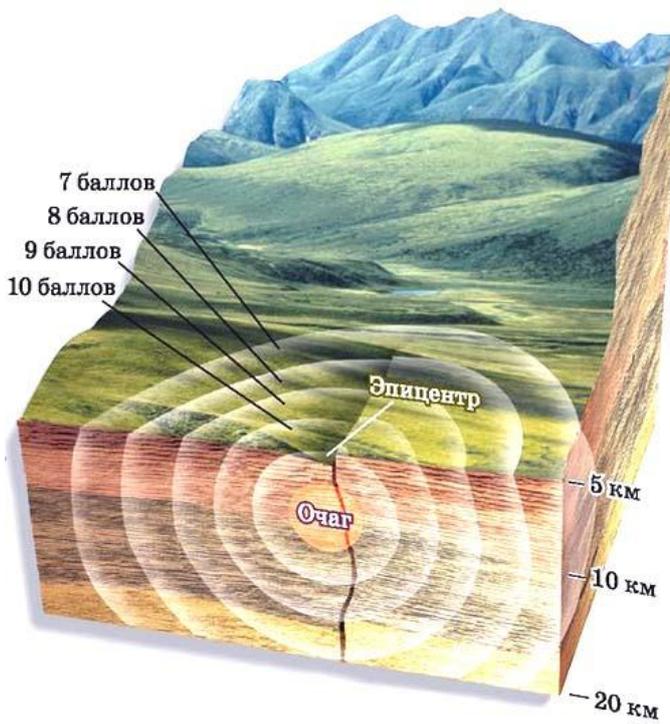
Если магнитуда и энергия характеризуют землетрясение в его очаге, то интенсивность сейсмических колебаний на поверхности Земли опре-

1964 . -

MSK-64.

7 -

(.43).



, 5.

7 1988
5,8 7-

4 000 2 .

, 5.

. 43.

[14]

1900- .

(

).

-, SV-, SH-

Землетрясение, как правило, происходит глубокой ночью или на рассвете и начинается с легкого дрожания земли, сопровождающегося сильным подземным гулом. Вслед за этим, порой стремительно, возникает серия сильных толчков, способных вызвать извержение вулкана, камнепад и даже разрывы земной поверхности. Участки земли могут подниматься и опускаться, провоцируя, в свою очередь, оползни и цунами – гигантские приливные волны, внезапно обрушивающиеся на прибрежные зоны (они еще называются сейсмическими волнами). И наконец, в завершающей стадии землетрясения наблюдается уменьшение силы вибрации (из-за которой у многих начинается сильное недомогание и «морская болезнь на суше»).

Сейсмические пояса (от греч. *seismos* – землетрясение) (рис. 44) локализованы на границах литосферных плит.



Рис. 44. Пояса сейсмичности [13]

Это самые беспокойные подвижные области планеты. Здесь сосредоточено большинство действующих вулканов, происходит не менее 95 % всех землетрясений. Сейсмические пояса протянулись на тысячи километ-

ров и совпадают с областями глубинных разломов на суше, в океане – со срединно-океаническими хребтами и глубоководными желобами (рис. 45).

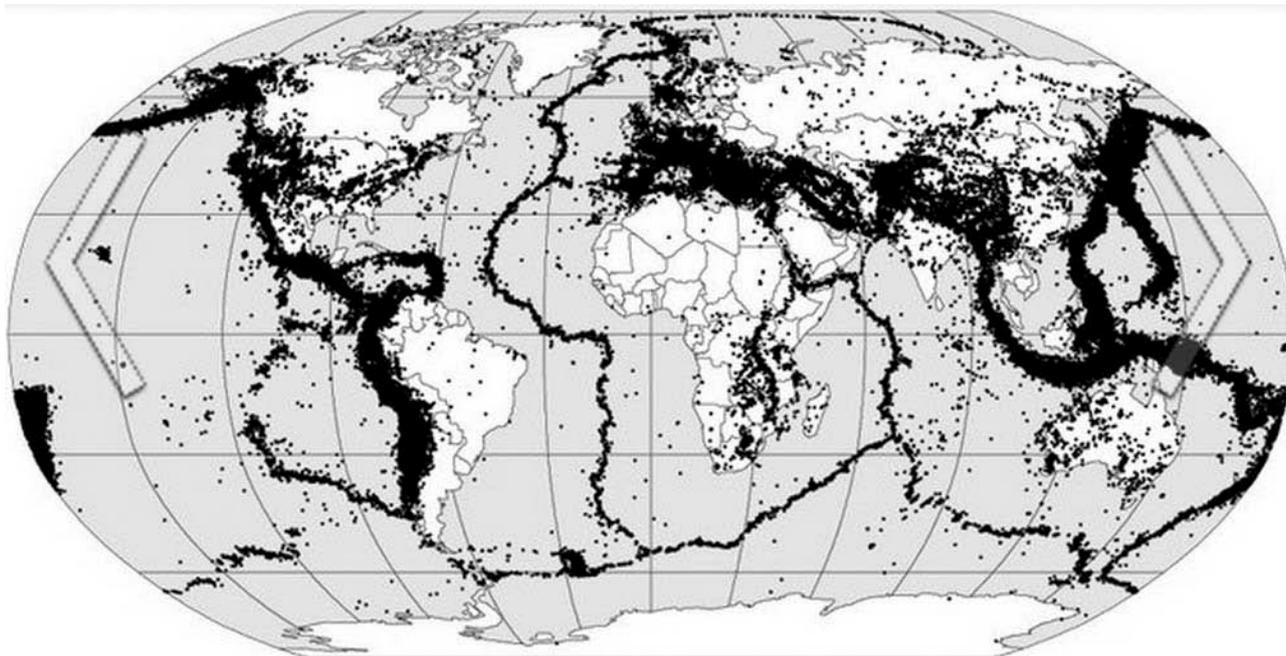


Рис. 45. Связь сейсмичности с границами литосферных плит [13]

Рассмотрим некоторые наиболее сейсмически опасные для населения Земли места. Сан-Франциско расположен рядом с северной частью разлома Сан-Андреас. Есть также несколько родственных разломов, проходящих параллельно по региону Сан-Франциско, повышая вероятность чрезвычайно разрушительного землетрясения. В истории города уже была одна такая катастрофа. 18 апреля 1906 г. Сан-Франциско подвергся землетрясению силой между 7,7 и 8,3. Катастрофа стала причиной гибели 3 000 человек, принесла убытки на полмиллиарда долларов и сровняла с землей большую часть города. В 2005 г. экспертами по землетрясениям было сделано предположение, что с вероятностью в 62 % регион подвергнется сильному землетрясению в течение следующих 30 лет. Хотя некоторые здания в городе построены или укреплены так, чтобы выдержать землетрясение, многие все равно находятся в зоне риска. Жителям также советуют держать всегда при себе в готовности наборы с предметами крайней необходимости.

Лос-Анджелес с населением более 4 миллионов человек при следующем землетрясении может столкнуться с сильными толчками. Согласно некоторым предположениям, беря в учет всю Южную Калифорнию с населением около 37 миллионов человек, природная катастрофа может вызвать гибель от 2 000 до 50 000 человек и нанести ущерб на миллиарды долларов.

Турция – одна из самых сейсмоопасных стран мира. Как утверждают ученые, Турция расположена на небольшой клиновидной Анатолийской плите, которая движется на запад, подталкиваемая Аравийской плитой, надвигающейся на Евразийскую. Многие крупные землетрясения в Турции случаются на одном из двух разломов, прилегающих к Анатолийской плите с севера и востока. В 1939–1999 гг. сильные толчки шли на запад вдоль северного разлома, в результате чего ученые начали опасаться, что в конечном итоге будет разрушен Стамбул. В 1999 г. землетрясение магнитудой 7,9 случилось в окрестностях Измира (всего в 70 км от Стамбула), погубив около 17 тыс. человек. На данный момент, в Турции сейсмически-неустойчивыми районами являются побережье Черного моря и Восточная часть Турции, где находится граница стыков Аравийской и Турано-Скифской литосферных плит. Наиболее сейсмоопасная точка данного разлома находится вне пределов территории Турции, а именно в восточной части Северного Кавказа, где происходит наибольшее количество землетрясений большой силы.

Города – смешение богатой и бедной инфраструктуры, подвергающей огромную часть жителей риску. В 1999 г. землетрясение силой 7,4 балла ударило по городу Измит, это всего 97 км от Стамбула. В то время как более старые здания, такие как мечети, выстояли, более новые здания XX в., часто построенные из бетона, смешанного с солеными грунтовыми водами, и с игнорированием местных строительных норм, превратились в пыль. В регионе погибло около 18 000 человек. В 1997 г. сейсмологи прогнозировали, что с 12-процентной возможностью такое же землетрясение может повториться в регионе до 2026 г. Предполагают, что следующее землетрясение произойдет на западе Измита вдоль разлома – в опасных 19 км на юг от Стамбула.

В городе Сиэтл штата Вашингтон есть риск возникновения сразу двух катастрофических явлений – мегаземлетрясения и извержения вулкана

Рейнир. Город находится на активной тектонической границе вдоль Северо-Американской плиты, Тихоокеанской плиты и плиты Хуан-де-Фука (Juan de Fuca). Древняя история подобных землетрясений и цунами записана в земле превратившихся в камень заливных лесов, а также в изустных историях, передающихся из поколения в поколения тихоокеанских северо-западных коренных американцев.

2.5.2. Прогноз землетрясений

На Гармском геодинамическом полигоне в 70-х гг. XX в. были получены некоторые результаты по выявлению предвестников землетрясений [12]. Возникли надежды на быстрое решение проблемы прогноза землетрясений. После успешного предсказания в реальном времени катастрофического землетрясения в Хайченге (Китай) в 1975 г. надежды усилились. В течение двадцати последующих лет вышло большое количество публикаций о зарегистрированных предвестниках землетрясений в разных странах. Создавались различные модели подготовки землетрясений, объясняющих природу предвестников. Наиболее популярными стали модели дилатантно-диффузная и лавинно-неустойчивого трещинообразования.

Активно развивались системы прогностических наблюдений на ГДП, особенно в США [22], Японии [23, 24], Китае и СССР. Главным стремлением при их создании были охват больших площадей и реализация многодисциплинарного, комплексного подхода к наблюдениям и их последующей интерпретации. Большое развитие получили методы регистрации вариаций наклонов и деформаций земной поверхности, подземных вод, электросопротивления, магнитных и электрических полей, геохимических параметров. Комплексность и широта наблюдений позволили выявить ранее малоизвестные особенности аномальных изменений геофизических полей, интерпретируемых как предвестники [22, 23]. Главными из них являются:

- мозаичность проявления аномалий по площади, размеры которой во много раз превышают длину разрыва от соответствующего землетрясения;
- разнообразие формы проявления аномалий от места к месту и от землетрясения к землетрясению.

Однако у многих исследователей возникло мнение, что большинство аномалий не порождено в очаге будущего землетрясения. Особенно это относится к краткосрочным предвестникам, появляющимся за несколько суток или часов до землетрясения. Несмотря на широкую сеть наблюдений, был ряд неудачных предсказаний в США и Японии [23]. Возникли серьезные сомнения в быстром решении проблемы прогноза.

О чрезвычайной сложности и даже невозможности предсказания говорит хаотичность сейсмического процесса в сложно-построенной земной коре, высокая вероятность динамического развития любой трещины до разрыва большого землетрясения. Трудно учесть триггерное влияние малых внешних возмущений, которые могут привести или не привести к макронеустойчивости сейсмоактивного района, находящегося в мегастабильном состоянии. Некоторый оптимизм по решению проблемы основан на ряде экспериментально установленных фактов возникновения предвестников в очаге будущего землетрясения, а также на возможности вероятностного прогноза катастрофы в условиях детерминированного хаоса. Все же, главным признано, что дальнейший прогресс возможен при накоплении новых, более глубоких знаний о многообразных физических процессах, ведущих к землетрясению.

В настоящее время общепризнаны три основных метода, используемых для прогноза землетрясений: сейсмологический, деформационный геофизический и геодезический [12]. На основании анализа этих методов предложена наиболее перспективная стратегия исследований на прогнозных геодинамических полигонах. Согласно данной стратегии, проблема прогноза места и силы землетрясения должна решаться с помощью повторных измерений, выполняемых в геодезических сетях. А в выявленных местах готовящихся очагов должны быть организованы комплексные исследования для выявления механизма процессов, происходящих в земной коре, и решения проблемы прогноза времени землетрясения.

Обобщенный опыт мировых исследований предполагает, что предвестники могут наблюдаться в интервале нескольких десятков лет [23] (долгосрочные), нескольких лет и месяцев (среднесрочные), нескольких суток, часов и менее (краткосрочные и оперативные) до момента соответствующего землетрясения. Отметим, что в настоящее время геодезический

метод изучения геодинамики может быть применен для всех вышеперечисленных интервалов – долгосрочного, среднесрочного и краткосрочного (при непрерывном мониторинге).

Сильные и катастрофические землетрясения практически являются полной неожиданностью, что приводит к человеческим жертвам и огромному материальному ущербу. Есть мнение, что причины, влияющие на возникновение землетрясений, следующие:

1. Землетрясения происходят в случае ярко выраженной неоднородности земной коры, что ведет к квазипериодическому распределению напряжений в определенном объеме, т. е. постепенному нарастанию напряжений под влиянием внутренних и внешних факторов. Такие землетрясения иногда удается предсказать вследствие долговременности подготовительного процесса.

2. Землетрясения, происходящие на фоне средних или даже незначительных напряжений, вероятно, возникают только под действием внешних факторов, в частности, под влиянием солнечной активности. Такие события трудно предсказать, хотя, если полагать, что причиной служит резкое изменение направленности, то такому землетрясению должно соответствовать резкое изменение направленности излучения очагов более слабых событий, а, следовательно, и увеличение частотного состава относительно среднего частотного поля исследуемого района.

3. Землетрясения, причиной которых являются только внутренние факторы: высокая неоднородность среды и вследствие этого высокое напряжение в среде. В этом случае внешние факторы весьма незначительны и не влияют на процессы, происходящие в коре и мантии. К таким землетрясениям, вероятно, относятся события, происходящие в мантии, а также микроземлетрясения магнитудой $M < 4,0$.

Влияние глобальных внешних факторов и их взаимодействие как с глобальными внутренними факторами, так и с особенностями отдельных сейсмоактивных регионов имеют сложную взаимосвязь. В частности, в Японии был вычислен период повторения сильных землетрясений в 69 лет для района Токио. Такое землетрясение произошло с достаточно небольшой ошибкой по времени, но не в районе Токио, а в районе Кобе. Здесь имеет место практически точное предсказание времени события и явная ошибка

в пространстве. Следует отметить, что если бы изучался и был вычислен цикл пространственных изменений физических характеристик среды, а также определена направленность таких изменений, то, по всей видимости, удалось бы оценить возможное место ожидаемого события. Данное предсказание относится к низкочастотным волновым полям, при котором оценивается основная компонента квазигармонической составляющей временного энергетического поля сейсмоактивного района.

Оценка таких составляющих связывается с долгосрочным прогнозом. При среднесрочном и краткосрочном прогнозе выделяются более высокочастотные аномалии из общего энергетического поля изучаемого района. В настоящее время обнаружено и исследуется большое количество предвестников, которые с той или иной точностью прогнозируют катастрофические события. Все предвестники, исследуемые и изучаемые сейсмологами, представляют временные флуктуации геофизических волновых полей и их взаимодействия.

Общепризнанным фактом является то, что в той или иной степени различные методы наблюдений весьма отчетливо выявляют аномалии перед сильными землетрясениями. К сожалению, большинство аномалий выделяются уже после регистрации землетрясения, но со всей определенностью следует сказать, что аномалии есть и по ним можно оценить время, место и магнитуду ожидаемого события. Методы, на основе которых выделяются аномалии в общем энергетическом поле, многими учеными, классифицируются следующим образом:

- 1) геологические;
- 2) геофизические;
- 3) гидрогеохимические;
- 4) биологические;
- 5) механические;
- 6) сейсмологические;
- 7) биофизические.

Геология как наука одной из первых описала основные катаклизмы, происшедшие со дня образования Земли как планеты. Все крупные разломы, обрамляющие структурные образования, выделенные на поверхности Земли, появились вследствие катастрофических землетрясений. Изучение

разломов и трещиноватости пород является одним из факторов, который определяет возможное место будущего землетрясения. Особенно вероятно возникновение очагов в областях сочленения крупных региональных разломов, разделяющих разные структурные образования. Многие геологи неоднократно указывали на сейсмическую опасность таких зон в сейсмоактивных регионах Земли. Хотя такая оценка весьма условна и относится к долгосрочному прогнозу, она является основной для всех последующих исследований предвестников землетрясений [22–24].

Геофизические методы определения предвестников основываются на изучении физического состояния коры и мантии сейсмоактивных регионов. В результате оцениваются плотность, электропроводность, магнитная восприимчивость, скорости продольных и поперечных волн и т. д. Исследуя изменения этих параметров во времени и пространстве, выявляют аномальные зоны, которые могут быть источниками зарождения очагов землетрясений. В этом случае возможно оценить объем среды, в котором имеются физические предпосылки для зарождения очага землетрясения. В последнее время весьма интенсивно изучаются тепловые потоки в земной коре, в связи с выделением температурных аномалий, к которым относятся очаговые области. С другой стороны, изменение температурного поля приводит к изменению химического состава воды и газа, выносимых на поверхность, что используется иногда как весьма надежный предвестник.

Гидрогеохимические методы основаны на измерении содержания химических элементов в грунтовых и скважинных водах. Определяется содержание радона, гелия, фтора, кремнистой кислоты и других элементов, как наиболее характерных предвестников предстоящих землетрясений. Особое внимание ранее уделялось аномальному содержанию радона, что имеет яркий пример очень четко выраженной аномалии перед Ташкентским землетрясением (1966 г., длительность аномалии составила 6 месяцев).

Биологические методы основываются на анализе поведения животных и рыб. Существует поверье, что перед землетрясением зубатка начинает проявлять активность и вокруг ее усиков образуются пузырьки, есть наблюдения, что многие рыбы подпрыгивают в водоемах. Множество наблюдений относится к необычному поведению домашних животных: кошек, собак, лошадей, ослов и т. д. Неординарное поведение животных

проявляется за несколько часов до основного толчка – в ржании, крике, стремлении убежать из закрытого помещения, что довольно часто спасало жизни людей и является естественным предвестником готовящейся катастрофы. Объяснений вышеперечисленным явлениям множество: от потребления воды с повышенным содержанием вредных веществ до воздействия высокочастотных волн, сопровождающих процесс деформации пород. Тем не менее, какие бы процессы не вызывали аномальное поведение животных, ввиду краткосрочности (от суток и до нескольких дней перед основным толчком), такие предвестники являются, в некоторых случаях, самыми надежными и относятся к биологическим предвестникам.

Механические методы основываются на анализе деформаций геологических пород, движений блоков и мегаблоков в сейсмоактивных регионах. Существуют многочисленные факты изменения расстояний как в плоскости, так и по амплитуде рельефа. Например, перед землетрясением в Корралитосе (1964 г.) проводились измерения по профилю длиной 25 км, пересекающему разлом Сан-Андреас. В течение 15 минут перед толчком длина профиля увеличилась на 8 см, а за 10 минут после толчка – еще на 2 см. В общем же средняя скорость движения по разлому составляет 4,4 см/год. На Алма-Атинском сейсмологическом полигоне из года в год проводятся геодезические измерения, которые показывают резкое различие в скоростях движения мегаблоков: Чиликский – 13 мм/год, Северо-Тяньшанский – 4 мм/год, а в районе Алма-Атинской впадины – 2–6 мм/год (расширение, сжатие пород). Перед землетрясением наблюдается увеличение частоты колебаний и амплитуды деформационных предвестников. Деформация пород влечет за собой изменение режима проявления естественных источников подземных вод. Впервые изменение дебита источников перед землетрясением было замечено еще в древности.

В Японии такие явления отмечались [24] перед многими землетрясениями с $M > 7,5$. В настоящее время китайские ученые провели детальный и скрупулезный анализ по измерению дебита вод перед сильными землетрясениями ($M > 7,0$). Исследование показало явно выраженные аномалии, которые можно использовать в практике прогноза. Отметим несколько фактов за наблюдениями уровня вод в колодцах и скважинах. Перед Пржевальским землетрясением (1970 г.) отмечено изменение уровня и температуры воды в 30 км от эпицентра, а перед Мекеринским (1968 г.) с $M > 6,8$ – в 110 км.

Выявление закономерности в происходящих землетрясениях как совокупности событий является одной из важнейших задач сейсмологии. Выполнялись исследования периодичности энергетического проявления землетрясений как для всей Земли ($M > 6,8$), так и для отдельных сейсмоопасных районов: Китая и Алма-Атинского сейсмологического полигона ($K > 10$). В результате получены данные, которые, в среднем, подтверждают явно выраженный цикл активности в 20,8 лет для всей Земли и китайского сейсмоактивного региона, а для Алма-Атинского сейсмологического полигона за период с 1975 по 1987 г. выделены циклы 9,5 и 11 лет ($K > 10$). Такие циклы выделения сейсмической энергии необходимо изучать отдельно для каждого сейсмоактивного региона, чтобы оценить периоды активности. В эти периоды усиливаются наблюдения за параметрами, имеющими прогностическую ценность, такими, как отношение скоростей продольных и поперечных волн, отношение амплитуд различных типов волн, изменение времен пробега, определение коэффициентов поглощения и рассеивания, вычисление частоты проявления микроземлетрясений, выделение зон временной активности и затишья.

2.5.3. Вулканизм, цунами

Вулканизм – общепланетарный процесс, охватывающий континенты и зоны перехода от континентов к океанам, а также океаны. Современные вулканы имеются на всех континентах, кроме Австралии. В очередной раз замечаем соседство зон землетрясений и вулканов (рис. 46).

На Земле есть тысячи вулканов, всего около 500 из них активны в данный момент. В непосредственной близости от действующих вулканов проживает примерно 500 миллионов человек. Рассмотрим некоторые вулканические регионы на Земле.

В Исландии находится 27 вулканов щитового типа. Многие из них закрыты ледниками. Но это не помешало извержению в апреле 2010 г. вулкана Эйяфьядлайекюдль. При этом выбросы больших объемов вулканического пепла привели к закрытию воздушного пространства части Европы до мая 2010 г. Также в Европе вулканы приурочены к району Средиземноморья, они располагаются на Апеннинском и Балканском полуостровах,

на острове Сицилия и Липарских островах. Здесь находятся не менее 26 вулканов, действовавших или находящихся в активном состоянии на протяжении последних 3 500 лет. Среди них широко известны Везувий, Этна и Вулькано. Для лав этих вулканов характерна повышенная щелочность и высокое содержание калия. Средиземноморский, или Альпийский пояс, имеет продолжение на Кавказе и в Малой Азии. На Кавказе в течение нескольких последних тысячелетий действовали вулканы Эльбрус, Казбек, многочисленные конусы Армянского нагорья и многие другие. Известны вулканы в Маньчжурии, в китайских рукописях приводятся подробные сведения об извержении 1721–1722 гг.

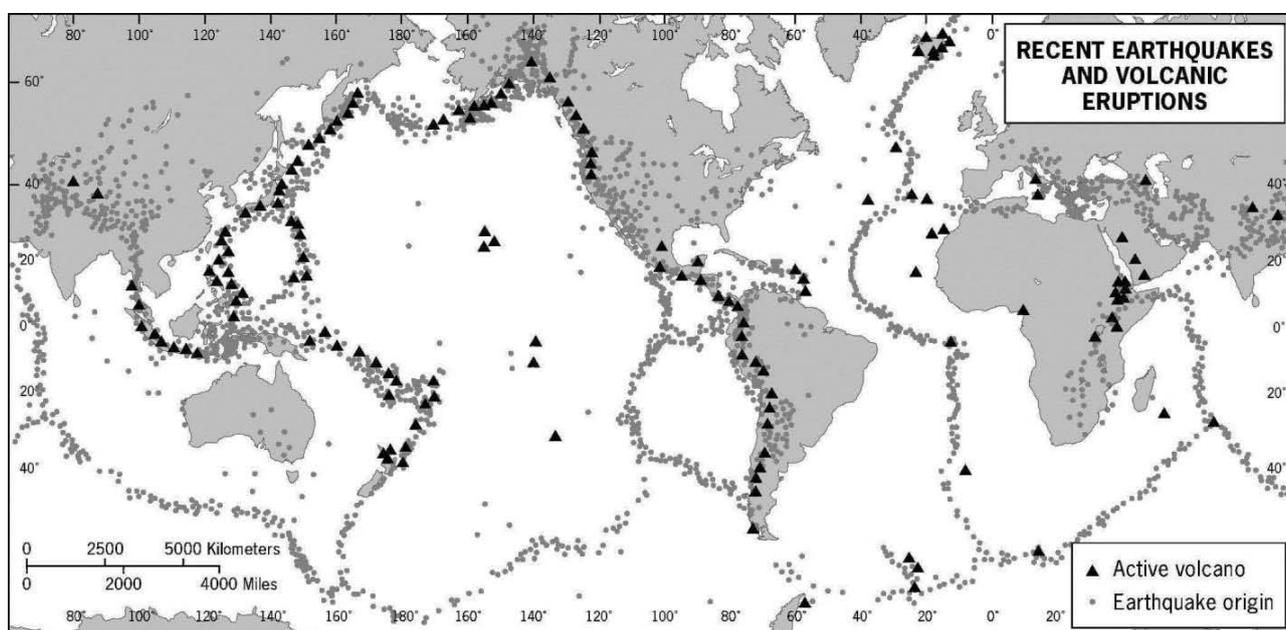


Рис. 46. Локализация землетрясений (точки) и вулканов (треугольники) [6]

Вулканы на востоке России расположены в основном на полуострове Камчатка на территории Камчатского края. Составляют часть Тихоокеанского огненного кольца. В настоящее время среди вулканов Камчатки насчитывается около 29 действующих (рис. 47). Понятие «действующий вулкан» достаточно относительно. Действующим принято считать вулкан, извергавшийся в исторический период времени. Часть вулканов последний раз извергались около 1 000 или даже 4 000 лет назад и эти вулканы, по разным классификациям, имеют разный статус. Таким образом, актив-

ный вулкан не обязательно должен непрерывно находиться в стадии извержения. Большинство активных вулканов в «свободное от работы время» выпускают в атмосферу водяной пар и другие газы, то есть идет так называемая фумарольная активность.

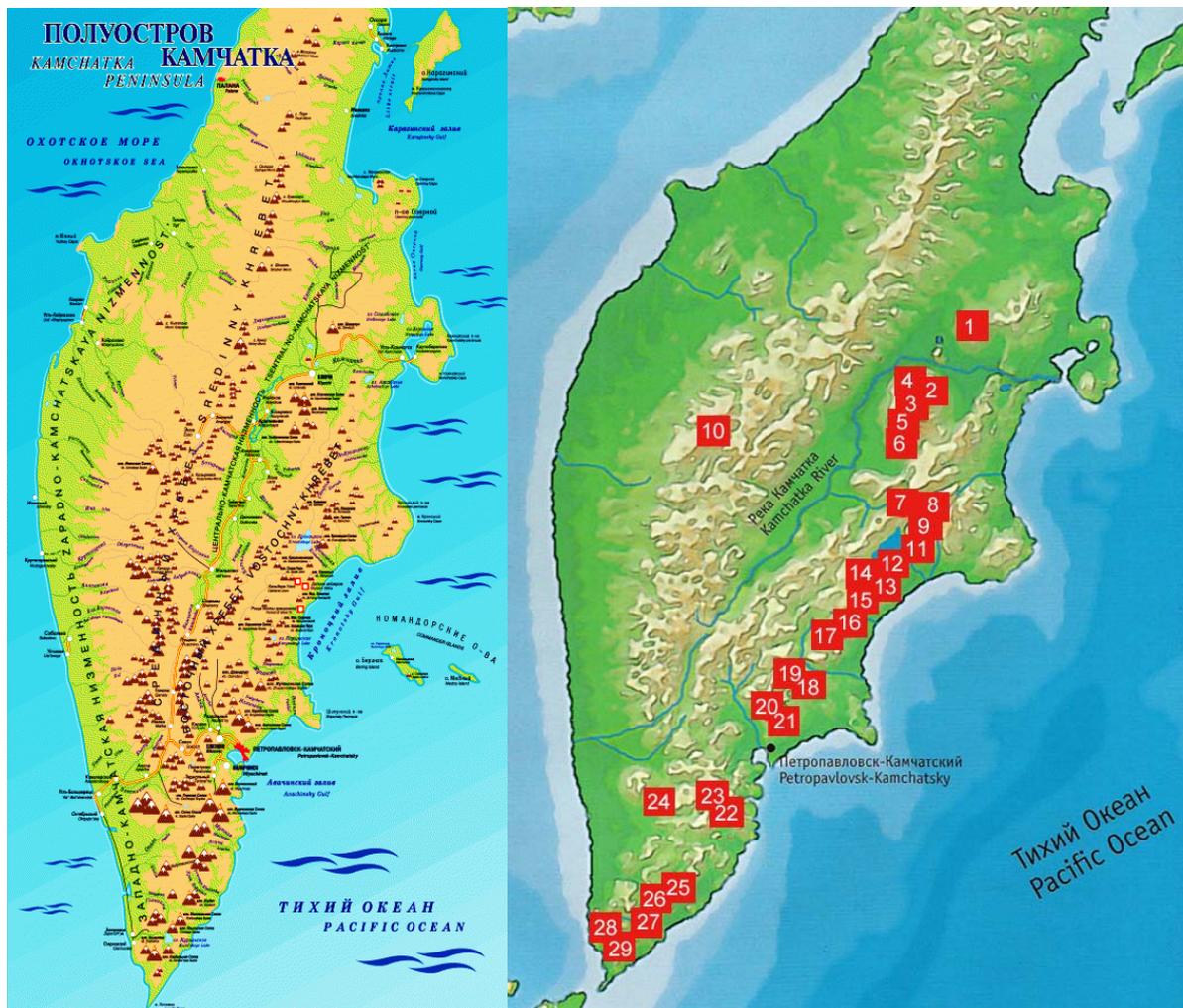


Рис. 47. Расположение вулканов на полуострове Камчатка:

- а) все вулканы Камчатки; б) карта действующих вулканов Камчатки: 1 – вулкан Шивелуч (видеонаблюдение); 2 – вулкан Ключевской (видеонаблюдение); 3 – вулкан Безымянный (видеонаблюдение); 4 – вулкан Ушковский; 5 – вулкан Плоский Толбачик; 6 – новые Толбачинские вулканы; 7 – вулкан Кизимен; 8 – вулкан Комарова; 9 – вулкан Гамчен; 10 – вулкан Ичинский; 11 – вулкан Кроноцкий; 12 – вулкан Крашенинникова; 13 – вулкан Кихпинич; 14 – вулкан Кальдера; 15 – вулкан Большой Семячик; 16 – вулкан Малый Семячик; 17 – вулкан Карымский; 18 – вулкан Жупановский; 19 – вулкан Дзензур; 20 – вулкан Корякский (видеонаблюдение); 21 – вулкан Авачинский (видеонаблюдение); 22 – вулкан Мутновский; 23 – вулкан Горелый; 24 – вулкан Опала; 25 – Кальдера Ксудач; 26 – вулкан Желтовский; 27 – вулкан Ильинский; 28 – вулкан Кошелева; 29 – вулкан Камбальный [6]

Имеются сведения и о молодых вулканах Антарктиды. Тихоокеанское побережье Северной Америки почти на всем своем протяжении представляет собой пояс молодых вулканов. Действующие вулканы располагаются в юго-восточной части Аляски, Каскадных горах и Южной Калифорнии. На юге материка простираются Мексиканская, Гватемальская и Никарагуанская зоны вулканов. Молодыми вулканами являются высочайшие вершины Мексики – Орисаба (5 700 м) и Попокатепетль (5 450 м). В 1835 г. в Гватемальско-Никарагуанской зоне произошло одно из крупнейших вулканических событий на Земле – извергался вулкан Косигуина. Ученые выполняли мониторинг вулканических толчков и информировали об этом власти. Но, например, извержение исландского вулкана Эйяфьядлайекюдль показало, что протяженность и продолжительность извержения – всего лишь чье-то предположение. Спящий вулкан Рейнир (штат Вашингтон, США) может активизироваться в любое время и при этом активизировать и так беспокойный соседний вулкан Святой Елены.

Изначально эта гора называлась Майкамас (англ. Mount Mayacmas), но была переименована в честь Святой Елены, после того как русская топографическая экспедиция взшла на вулкан в 1811 г. Экспедиция оставила медную пластину с датой их визита на этой горе. На пластине также имеется имя княжны Елены Гагариной, жены графа Александра Гавриловича Ротчева, командующего Форт-Росс. 18 мая 1980 г. вокруг горы Святой Елены произошло землетрясение. Это вызвало один из самых больших (3,7 км³) зарегистрированных оползней в истории – весь северный склон вулкана съехал вниз (рис. 48). Перемещение земли заставило перегретое ядро горы взорваться и образовало вулкан, начались гигантские взрывы и извержения пара, пепла и осколков скал.

Взрыв было слышно на сотни миль далеко вокруг, волна давления сметала близлежащие леса, высокая температура топила ледники и выделяла разрушительные грязевые потоки, из-за чего 57 человек погибли. Вырвавшиеся клубы пепла застелили площадь в 80 000 футов в течение более чем 10 часов, пронося пепел через Восточный Вашингтон и 10 других штатов.

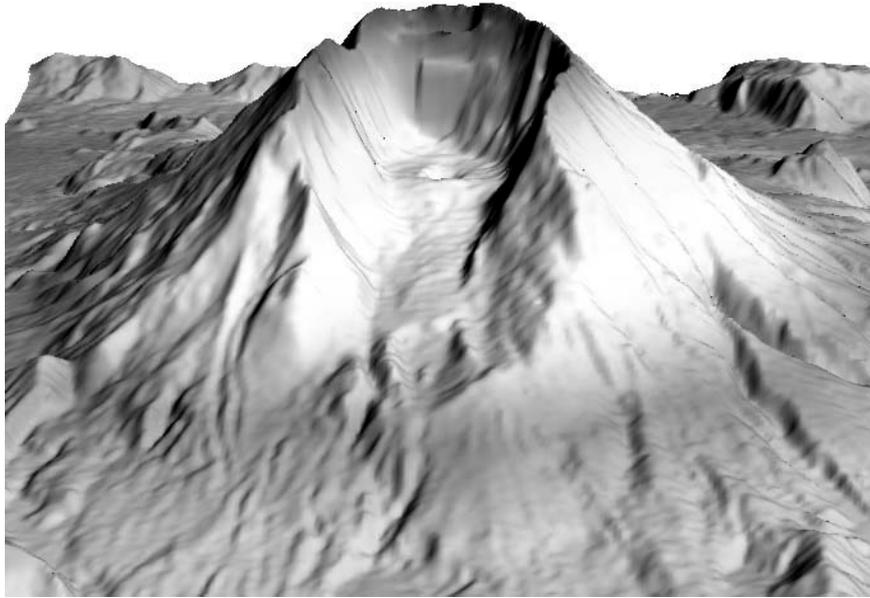


Рис. 48. Поверхность вулкана после схода огромного оползня (объем 3,7 км³) после землетрясения. Изображение получено по цифровой модели [6]

Вулканы Южной Америки приурочены к Тихоокеанскому побережью и связаны с горной системой Анд. В северо-западной части здесь Колумбийско-Эквадорская зона с крупнейшими действующими вулканами Котопахи (5 896 м) и Сангай; в Перу-Боливийской зоне крупнейшие вулканы Гуальятири (6 060 м) и Льюльяльяко (6 723 м); в южной части, в Аргентино-Чилийской зоне (длина 1 200 км, ширина 100 км) насчитываются 22 действующих вулкана. Самый крупный – Тупунгато (6 840 м) расположен в 90 км от Сантьяго.

На Африканском континенте активный вулканизм приурочен к системе Восточно-Африканских грабен и рифтовых долин. Система включает треугольник Афар, Восточно-Африканский и Центрально-Африканский рифты. Это треугольник с вершинами: порт Массауа (Красное море), Джибути (Аденский залив) и Аддис-Абеба (Эфиопия). В Восточно-Африканском грабене находится высочайшая вершина Африки Килиманджаро (5 895 м) и другие вулканические гиганты. Они расположены на плато, ограничивающем рифт. В этой же вулканической области известно несколько больших кальдер, наибольшая из них Нгоронгоро имеет диаметр 22 км. Центрально-Африканский грабен включает знаменитые дей-

ствующие вулканы Африки Ньирагонго и Ньямлагира. Для них характерна ассоциация пород щелочного состава.

Зоны распространения областей современного вулканизма на поверхности континентов можно рассматривать как проекции на эту поверхность магматических очагов и подводящих каналов («корней» вулканов), пронизывающих верхнюю оболочку Земли. Астеносфера представляет особый интерес с точки зрения связей вулканизма с глубинным строением Земли. Ее кровля под континентами располагается на глубинах около 100 км. Специальные исследования, проведенные в областях активного вулканизма, свидетельствуют, что независимо от приуроченности вулканов к той или иной глобальной структуре, их корни уходят в астеносферу (рис. 49).

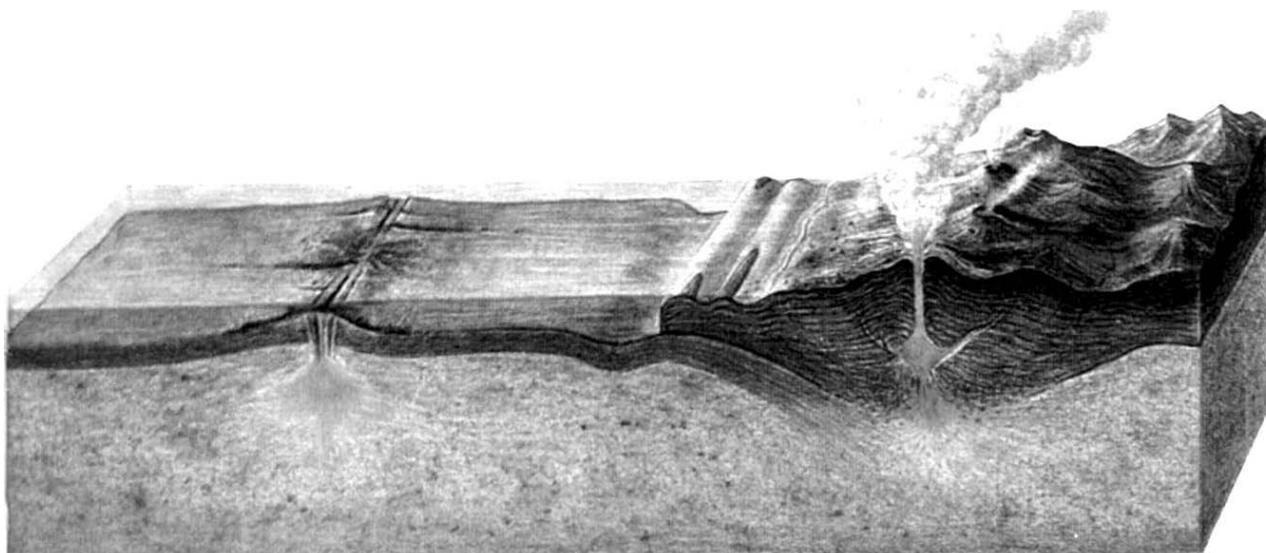


Рис. 49. Типичная схема возникновения вулканизма [6]

Система «очаг – вулканы» может включать элементы: глубинный источник магмы (глубина 100 км), промежуточный магматический очаг (несколько десятков км), периферический очаг (1–10, реже до 20 км), дайки, жерла (рис. 50).

Вулканы – геологические тела, следовательно, их изучением занимается геология, специалисты-вулканологи. При этом главными задачами являются следующие: установление принадлежности вулканов к определенным геологическим структурам; исследование геологического строения вулканов; изучение пород, слагающих вулкан; выяснение глубинной

структуры; изучение восстановления вулканической деятельности. При изучении извержений важнейшими взаимосвязанными задачами являются: определение количества и баланса извергаемых продуктов; оценка энергии извержения и классификация извержения. Труднее всего определять объем извергаемых газов, но у вулканологов есть свои приемы.

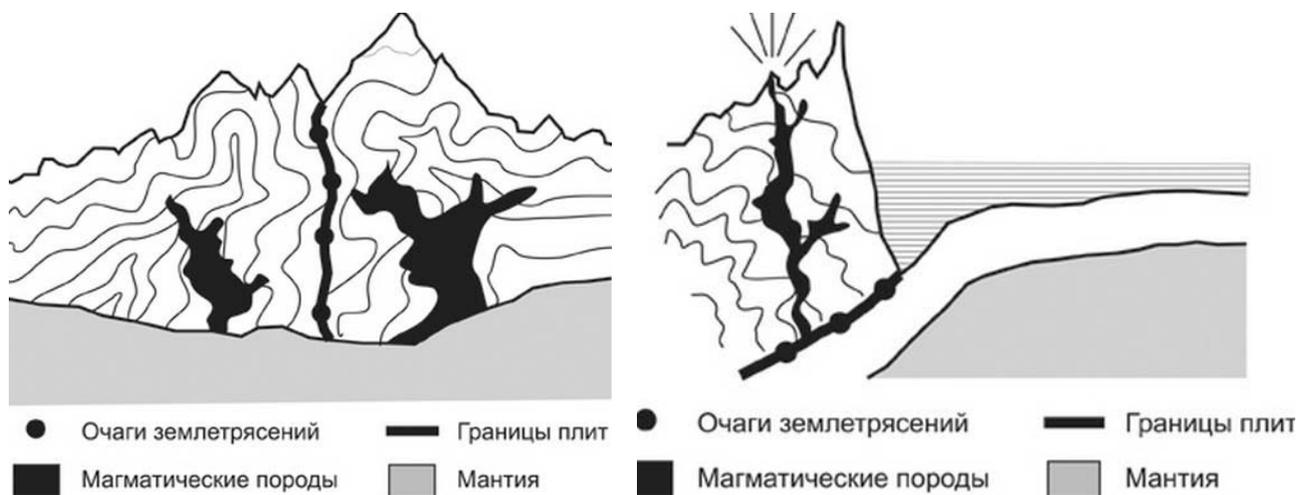


Рис. 50. Варианты магматических камер и каналов выхода магмы на поверхность [6]

По масштабу изверженных продуктов принято пять классов: 1 – ≥ 100 куб. км, 2 – 10-100 куб. км, 3 – 1-10 куб. км, 4 – 0,1-1 куб. км, 5 – $\leq 0,1$ куб. км. Главные черты механизма и динамики извержения определяются следующими понятиями: эффузивное – если извержение в основном сводится к излияниям лав; экструзивное – если оно характеризуется главным образом выжиманием лавовых куполов и взрывное – если главную роль в извержениях играют взрывы. При смешанных типах и других извержениях важной характеристикой является коэффициент взрывности в процентах количества пирокластического материала от общей массы продуктов извержения.

Вулканизм значительно влияет на изменение физического состояния литосферы. Это в основном сводится к проникновению вещества из астеносферы в ослабленные зоны литосферы, что проявляется на поверхности Земли вулканическими поясами больших масс силикатных расплавов,

а также выносом из-под литосферы вещества и наращивании земной коры за этот счет. Вследствие этого под вулканическими поясами в литосфере изменяются температуры, давление и упругие напряжения. Рост массы силикатного расплава в литосфере должен сказываться на упругих напряжениях в сейсмовулканических поясах двояко: внедрение жидких и полужидких масс в жесткие слои литосферы должно приводить к росту упругих напряжений, но расплавление слоев литосферы должно вызывать обратный эффект. Вулканические извержения, как и землетрясения, приводят к энергетической разрядке в сейсмовулканических поясах. При этом землетрясения способны спровоцировать извержения вулканов и более вероятны до извержения, чем после него. Исследование сложных взаимосвязей этих наиболее ярких проявлений геодинамики предназначены для решения задач в первую очередь по их прогнозу.

Обычная волна, движимая порывистым ее ветром, может бежать по океану многие месяцы. Срок жизни цунами и мегацунами значительно короче: за считанные часы они добегают до ближайшего материка, где и заканчивают свое существование. Характер такой волны целиком зависит от того, кто ее породил.

1. Обычное цунами (рис. 51).

Причина – подводное землетрясение или взрыв подводного вулкана. Волна расходится от эпицентра кругом. Мощность волны падает по квадратичному закону: при увеличении расстояния от эпицентра в два раза мощность уменьшается в четыре раза. Частота возникновения – несколько раз в год.



Рис. 51. Обычное цунами [25]

2. Оползневое океанское мегацунами (рис. 52).

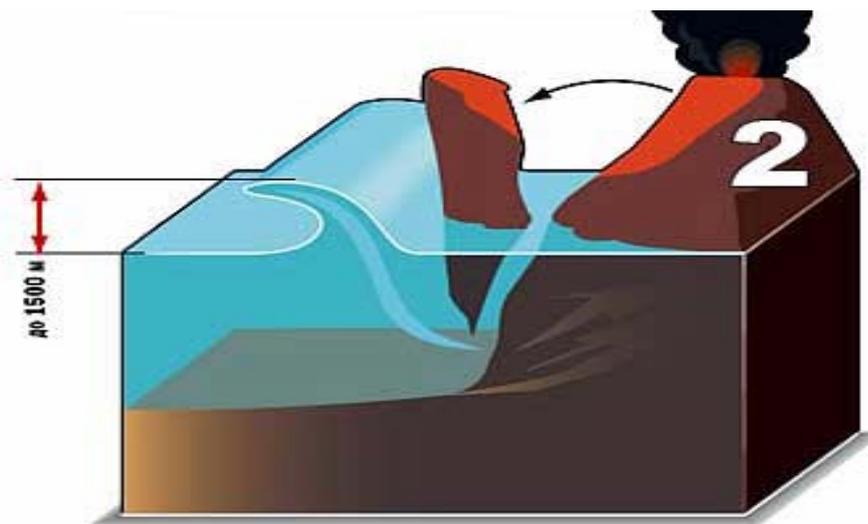


Рис. 52. Оползневое океанское мегацунами [25]

Породитель – вулканический или скальный оползень. Во время извержения вулканы «растут». Они выносят из недр земли многие кубокилометры расплавленного камня, который застывает на их склонах, увеличивая от извержения к извержению размеры вулкана и уменьшая его стабильность, так как, чем выше башня, тем сложнее ее удерживать.

Спустя некоторое время масса скальной породы «зашкаливает» за критическую цифру и отяжелевший склон, оторвавшись от горы, скатывается вниз. Многомиллионнотонная каменная масса ударяет по воде и гонит получившуюся волну далеко в океан.

За счет того, что удар по воде происходит линейно и одно направленно, сила волны с расстоянием падает значительно слабее, чем в случае с обычным цунами. Фронт удара – несколько десятков километров. Частота возникновения – раз в 50 000–100 000 лет. Последнее из точно известных оползневых океанских мегацунами произошло 110 000 лет назад.

3. Астероидное мегацунами (рис. 53).

Породитель такого цунами – крупный астероид. Захваченный земной гравитацией, астероид падает почти всегда не вертикально, а под довольно косым углом к поверхности Земли. Последствия возможного столкновения катастрофичны. Упав в океан, «небесный гость» пробивает его до дна, передавая образующейся волне почти всю свою энергию.

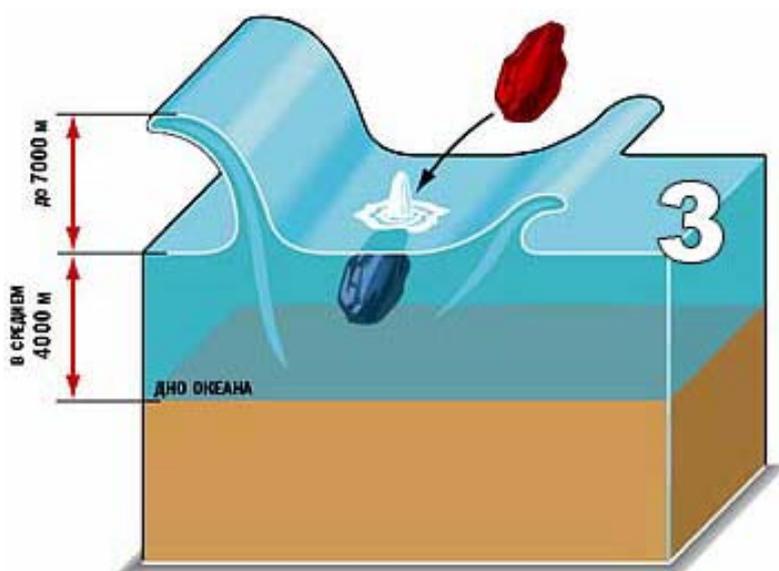


Рис. 53. Астероидное мегацунами [25]

Удар астероида, хоть и является точечным, строго направлен. Поэтому уходящая от него волна обладает меньшей мощностью. Частота возникновения – раз в несколько миллионов лет. Последнее – предположительно 30 млн. лет назад.

Конечно же, наиболее часто причиной цунами являются землетрясения.

Напряжения, нарастающие в зоне субдукции между погружающейся и вышележащей плитами, высвобождаются в момент внезапного проскальзывания плит, которое и есть землетрясение. Это вызывает воздымание вышележащей толщи воды. Когда большой объем суши поднимается, в океане возникают и расходятся во все стороны большие поверхностные волны. Если эти волны обрушиваются на близлежащие берега, то это местное цунами. Такое цунами вызывает множество жертв на берегах Японии, Филиппин, Южной Америки и Восточного Средиземноморья.

Внезапный подъем океанического дна создает также серию подводных волн, которая пересекает океан с большой скоростью. Это не обычные морские волны, которые можно видеть на поверхности воды; они скорее похожи на звуковые или ударные волны, идущие сквозь воду. Подобно звуковой волне, цунами проходит сквозь всю толщу океана, а его волновой фронт имеет размеры от поверхности до морского дна. Такое цунами распространяется с очень большой скоростью, часто 600–800 км/час. Скорость цунами в открытом океане зависит прежде всего от глубины воды. На глубокой воде скорость $s = \sqrt{g \cdot d}$, где g – ускорение силы тяжести, а d – глубина океана. Оценки пробега цунами в разных районах Тихого океана следующие. От Чили до Гавайских островов пробег составляет 14–15 часов, от Аляски до Калифорнии 4–7 часов, примерно столько же от Аляски до Японии. Большие опустошения приносит именно такое уда-

ленное цунами. Когда цунами приближается к берегу, его энергия концентрируется на все уменьшающемся (из-за уменьшения глубины океана) фронте. При этом цунами порождает поверхностную волну, которая обрушивается на берег гигантским буруном, а в узких заливах образует водяной вал или бор. Бор представляет собой несущуюся водяную стену с высоким крутым передним краем (рис. 54). Когда бор налетает на берег, его удар подобен действию огромного буруна (рис. 55).



Рис. 54. Поднятие волны у берега [25]

Рис. 55. Разрушительный удар волны [25]

В Хило на Гавайских островах в 1960 г. наблюдатели сообщали, что вызванный Чилийским цунами бор, ворвавшийся в гавань, ревел как приближающийся товарный поезд. Интересно, что в отдалении от берега суда оставались в целости, на глубинах цунами не проявляется, волны на поверхности кажутся слабыми. Неутешительный вывод – цунами незаметно в море, с воздуха, оно невидимкой идет с огромной скоростью в океане и возникает только при приближении к берегу.

В 1946 г. в Хило пассажиры корабля в километре от берега с удивлением наблюдали, как волны перехлестывают здания на берегу, в то время как они не почувствовали никаких колебаний. Происходили несколько смертоносных цунами, в том числе в Хило, бухта которого идеальна для максимального усиления цунами, так как имеет V-образную форму. Бывает несколько волн; люди думают, что волна прошла, идут на берег и погибают от следующей волны. Необходимо ждать не менее часа, чтобы

убедиться, что это не серия волн. Перед цунами может быть как сильное отступление воды от берега, так и поднятие, видимо, в зависимости от того, на какую фазу волны этот берег придется.

В 1953 г. был введен термин «мегацунами». Мегацунами характеризуется действием необычайно высокой, до нескольких сотен метров, рожденной в заливе волны. Еще два мегацунами случились в 1963 и в 1980 г. Первое произошло в Италии, недалеко от Венеции, и стоило жизни 2 000 человек. Второе – в США, в районе горы Святой Елены (штат Вашингтон), обошлось без жертв. В обоих случаях волны достигли высоты в четверть километра. И оба цунами были вызваны горными оползнями. Цунами 2004 г. в Таиланде и на Филиппинах вызвало гибель 200 000 человек.

Большое опасение вызывает расположенный на острове Сан-Мигель-де-ла-Пальма (Канарские острова) крупнейший в мире вулкан Кумбре Вьеха. Замечена нестабильность его западного склона. Западная скала общим объемом более 500 куб. км и весом полтриллиона тонн (что сопоставимо с весом скального острова Манхэттен) при любом толчке готова сползти в океан.

Американские ученые смоделировали примерное развитие катастрофической ситуации. После окончательного отрыва скала обрушится сначала на расположенную у подножия вулкана долину, откуда уже и сползет в воду. Скорость сползания составит 100–120 м/с (360–430 км/ч). Оползень вторгнется в открытый океан на 60 км. Вытесненные им массы воды предположительно превратятся в волны высотой от 650 до 1 000 м. Дальнейшие последствия в этом случае действительно представляются катастрофическими в планетарном масштабе.

Таким образом, существует необходимость либо убрать угрожающую скалу (что на сегодняшний день – задача нереальная), либо как-нибудь закрепить ее (то же самое), либо подготовить потенциально опасные районы к возможной экстренной массовой эвакуации. И такие меры актуальны для многих регионов Земли.

3. БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ВРАЩАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

3.1. Иерархично-блоковая структура земной коры

Многие исследователи отмечают иерархично-блоковую структуру земной коры, выделяя внутри крупных тектонических плит более мелкие блоки земной коры. Принято считать, что впервые иерархично-блоковая модель геофизической среды была предложена М. А. Садовским, затем получила дальнейшее развитие [26, 27]. В настоящее время процессу выявления блоковой структуры территорий региональных и локальных масштабов посвящен ряд научных исследований, многие из которых в качестве исходных используют данные GPS-измерений.

Нередко визуальное представление данных многолетних геодезических наблюдений позволяет выявить разнохарактерные движения различных частей исследуемой области. В том случае, когда границы участков земной поверхности, для которых движения имеют схожий характер, незначительно изменяются со временем, появляется возможность выделения структурных элементов в пределах изучаемой территории. Обычно такие участки принимаются за условно жесткие блоки, для которых определяются параметры движения.

Например, выполнялся анализ данных о смещениях земной поверхности, полученных из многолетних GPS-наблюдений в районе Индонезийского архипелага [28]. Было осуществлено деление изучаемой территории на отдельные блоки, описано движение каждого блока, определены центры и скорости вращения. В результате анализа были выделены в области Индонезийского архипелага и прилегающих территорий четыре крупных структурных единицы, результатом взаимодействия которых являются тектонические процессы, происходящие в данном регионе.

Проводилось изучение горизонтальных движений земной поверхности Средней Азии. Предложена разломно-блоковая модель деформирования земной коры Памира, Тянь-Шаня и восточной части Туранской плиты.

Моделировалось взаимодействие структурных элементов земной поверхности в районе о. Сахалин по результатам GPS-наблюдений.

3.2. Структурное моделирование блоковых движений земной коры

Широкое применение для определения блоковой структуры области земной коры по результатам геодезических измерений получили методы кластерного анализа. Одним из важных преимуществ данных методов является возможность классификации объектов в ситуации, когда неизвестно конечное число групп.

Рассмотрим один из алгоритмов выделения пространственных структур по данным о смещениях и скоростях движений земной поверхности, основанный на применении методов кластерного анализа.

Радиус-вектор центра вращения и значение угловой скорости вращения блока находятся по скоростям смещений точек земной поверхности, принадлежащих выбранному блоку при условии:

$$J = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^k |\Delta v^{(i)}|^2 = \min;$$

$$\Delta v^{(i)} = v^i - w_x (x^{(i)} - x^c),$$

где J играет роль параметра группировки;

v^i – скорость i -й точки земной поверхности;

x^c – радиус-вектор центра вращения блока;

w_x – угловая скорость вращения блока.

Геодинамическое районирование выполняют также методами факторного и кластерного анализа. В частности, предложена методика анализа геолого-геофизических параметров, адаптированная для различных масштабов территорий. Помимо традиционных параметров движений, в работе вводится новый – кривизна движений.

Есть примеры применения иерархической агломеративной кластер-процедуры для выделения блоков земной поверхности по геодезическим

данным. Методика включает несколько наиболее распространенных стратегий объединения кластеров: ближнего соседа, дальнего соседа, центроидная, группового среднего, Уорда.

3.3. Вращательные (вихревые) движения земной поверхности

3.3.1. Развитие представлений о вращательных движениях

Изучением вращательных (вихревых) движений материи в разное время занимались Демокрит, Аристотель, Р. Декарт, П. Лаплас, Свенберг, Г. Гельмгольц, В. Томсон и др. Демокрит называл вихрь «причиной всякого возникновения». Аристотель рассматривал круговое движение как наиболее совершенное, естественное движение, Декарт – как «единственную устойчивую форму движения». Многие исследователи указывают на естественность и самоорганизующий характер такого типа движения.

Среди первых упоминаний о вращательных движениях в области геодинамики можно назвать взгляды Тейлора и Вегенера, которые связывали движения континентов с вращением Земли. В 1958 г. впервые было введено понятие «вихревых структур» в геологии и геотектонике. Многие исследователи склоняются к мнению о том, что причиной образования подобных структур явились вращательные движения. Изучению вихревых структур и механизма их возникновения посвящено множество научных исследований.

Предложены различные математические модели, объясняющие природу глобальных, региональных и отчасти локальных геодинимических явлений вращательными движениями блоков. Например, предполагается, что динамическая система управляет своими подсистемами через резонансные воздействия. Подсистема, чтобы не быть разрушенной, должна эволюционировать, уходя от резонанса. Поэтому одна из задач исследования природных систем – определить спектральные характеристики их подсистем, представленных некоторыми моделями. Эти модели и определяют сценарии поведения системы. В этом случае может быть принята модель сценариев в рамках механики Гамильтона – Лагранжа с последующим

статистическим уточнением. Деформации блока происходят против действия сил упругости, а также против силы тяжести.

Вращательное движение, торсионные поля, которые реализуются в природе, в отличие от поступательного движения, всегда абсолютны, доказательством чего являются возникающие при нем центробежные силы, инвариантные к любым преобразованиям координат. Поля кручения (торсионные поля) представляют собой механизм, с помощью которого природа «управляет» теми или иными геодинамическими процессами.

В 1933 г. был опубликован анализ результатов повторных геодезических наблюдений на территории Японии [29]. Был сделан вывод о вращательном характере движений блоков земной коры. В том числе вращения испытывал блок земной коры, к которому относится очаг землетрясения 1923 г. В дальнейшем движения земной коры вращательного характера отмечались в ряде других научных исследований.

В современных научных трудах, посвященных изучению динамики земной поверхности континентов, отдельных регионов и полигонов, нередко встречаются упоминания о движениях земной коры вращательного характера.

3.3.2. Планетарные вращательные движения блоков земной коры

Как показывают результаты наблюдений глобальной GPS-сети (IGS), Евро-Азиатский континент претерпевает медленное вращение по часовой стрелке. На рис. 56 показана карта векторов движения основных блоков Евро-Азиатского континента. По результатам такого представления данных была выдвинута гипотеза о вращении континента. Смещения пунктов постепенно меняют направление с северо-восточного в европейской части на юго-западное в районе Дальневосточного региона. Вращения характеризуются небольшой угловой скоростью и значительным радиусом.

Дополнив картину движением основных блоков земной поверхности (рис. 57), можем наблюдать, что движение Северо-Американской N-плиты (NAP) также происходит вращательно в направлении, противоположном движению Евразийской плиты.

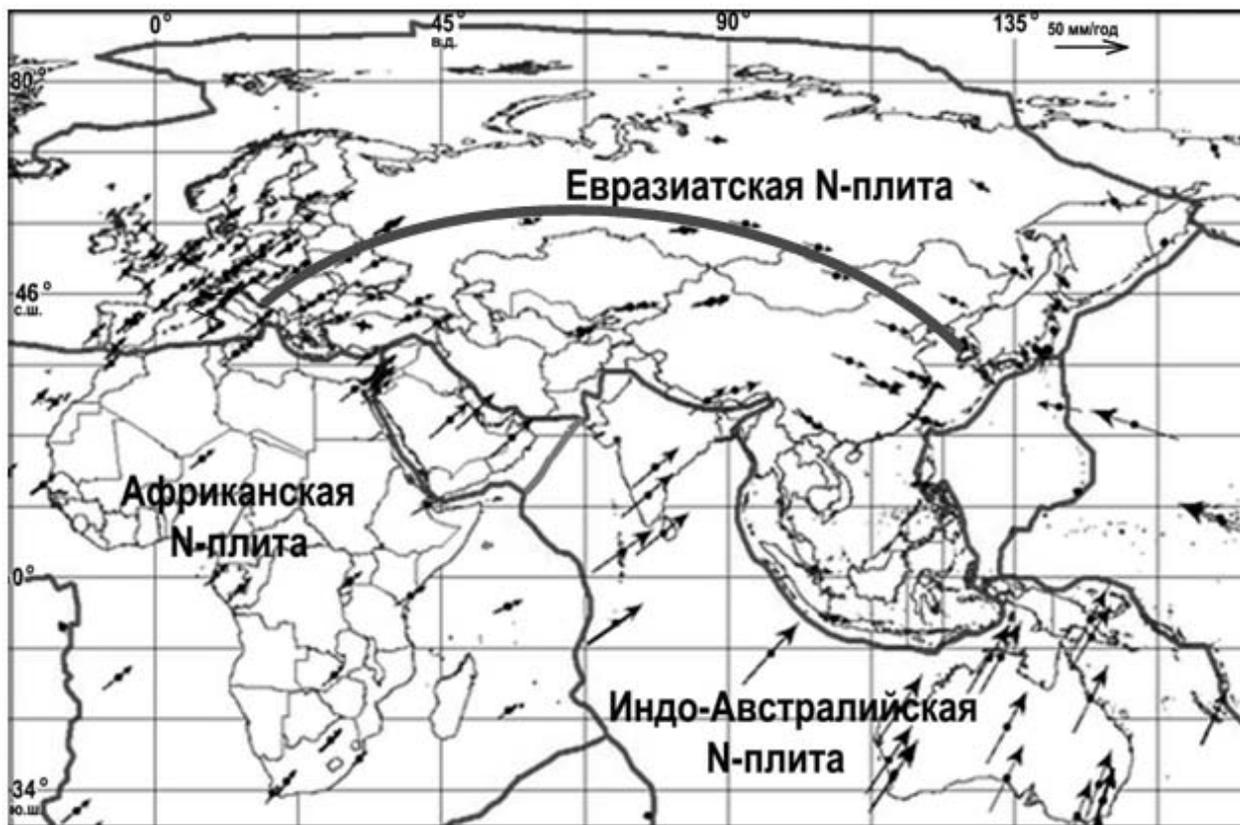


Рис. 56. Вращение Евразийской плиты

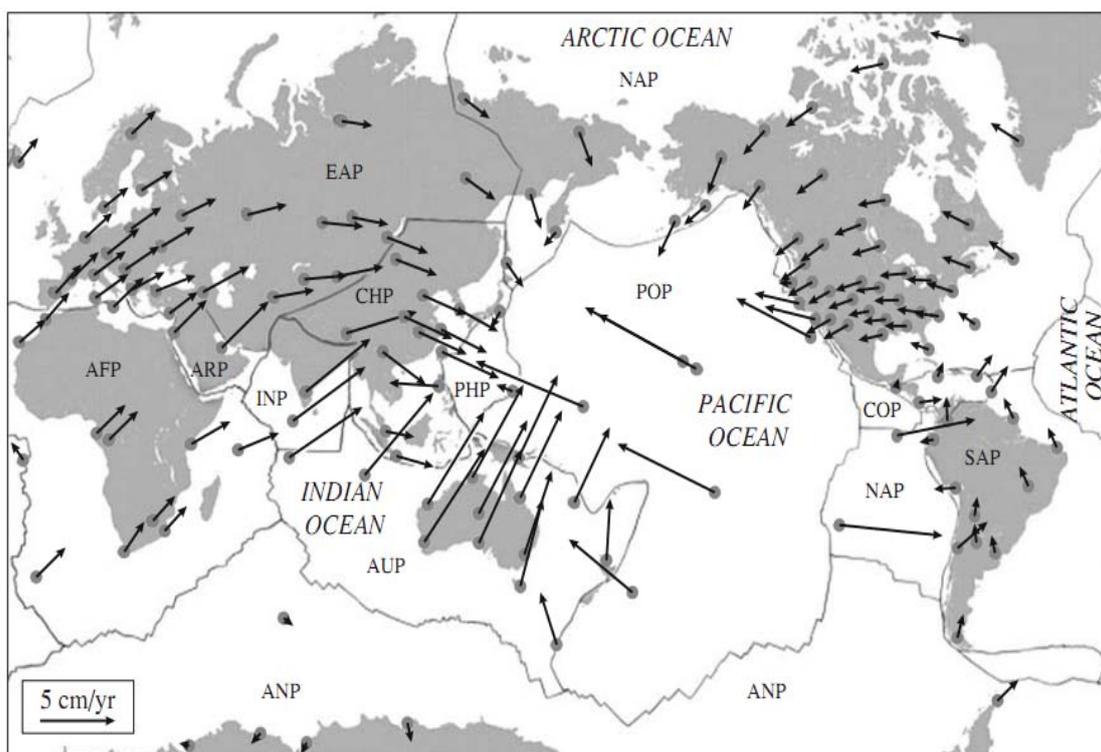


Рис. 57. Вращательные движения основных блоков земной коры [30]

Определено вращательное движение блоков земной коры, выделенных на территории восточной части Индонезии и прилегающих территориях, относительно Австралийской плиты, определены параметры вращения. Ярво выраженный характер носят смещения пунктов IGS в районе Анатолийской литосферной плиты (рис. 58).

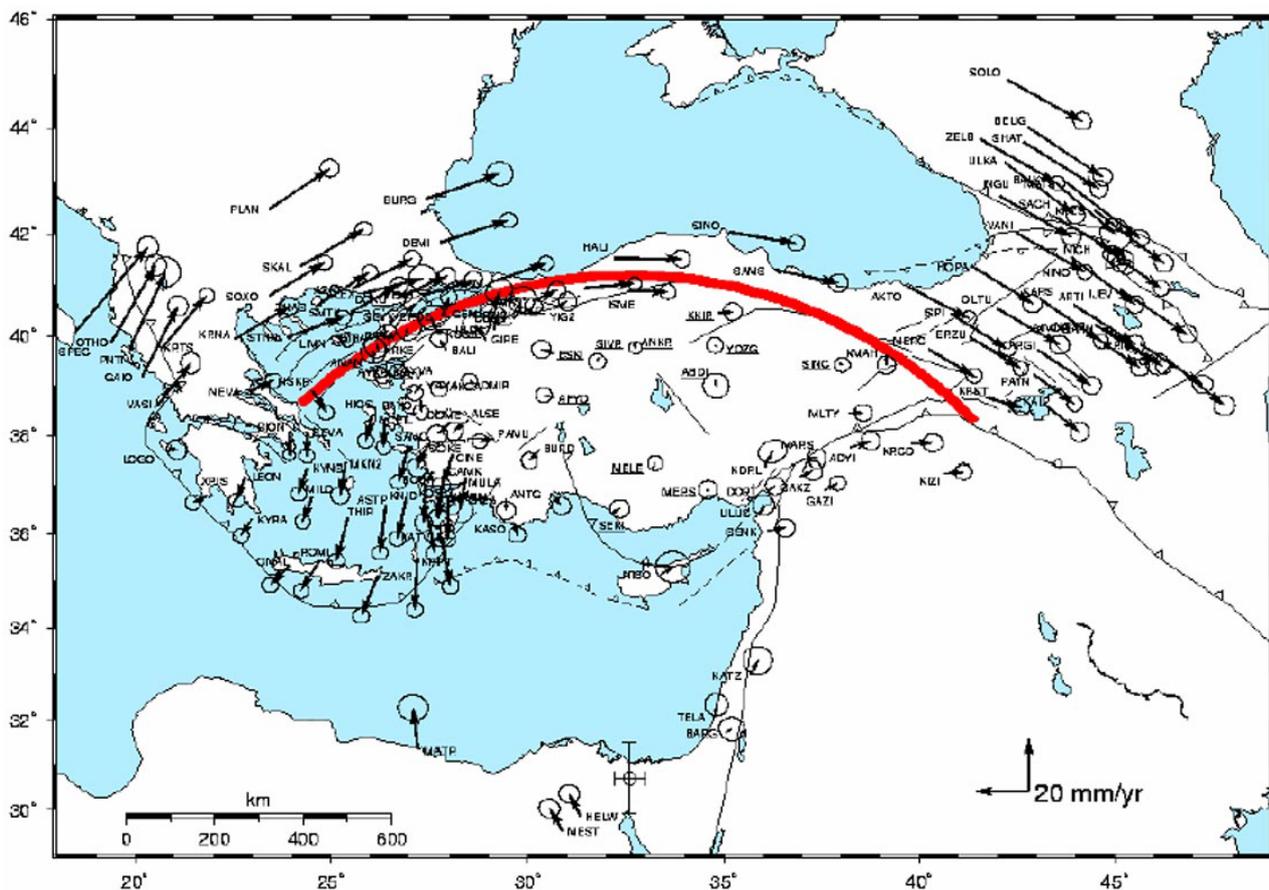


Рис. 58. Вращение Анатолийской плиты

По материалам, полученным из GPS-наблюдений более чем 150 пунктов, выполненных в 1991–1997 и 2001 гг., были построены поля скоростей движений земной поверхности Индонезии, вычислены полюса вращения Австралийской, Евразийской и Тихоокеанской плит и описана блоковая структура и тектонические процессы, происходящие на территории Индонезии.

3.3.3. Вращательные движения блоков земной коры на территории России

Движения вращательного характера проявились при анализе результатов GPS-наблюдений на пунктах Байкало-Монгольской геодинимической сети (рис. 59). Данная сеть в настоящее время содержит более 50 пунктов, наблюдение на которых производилось более 4 раз.

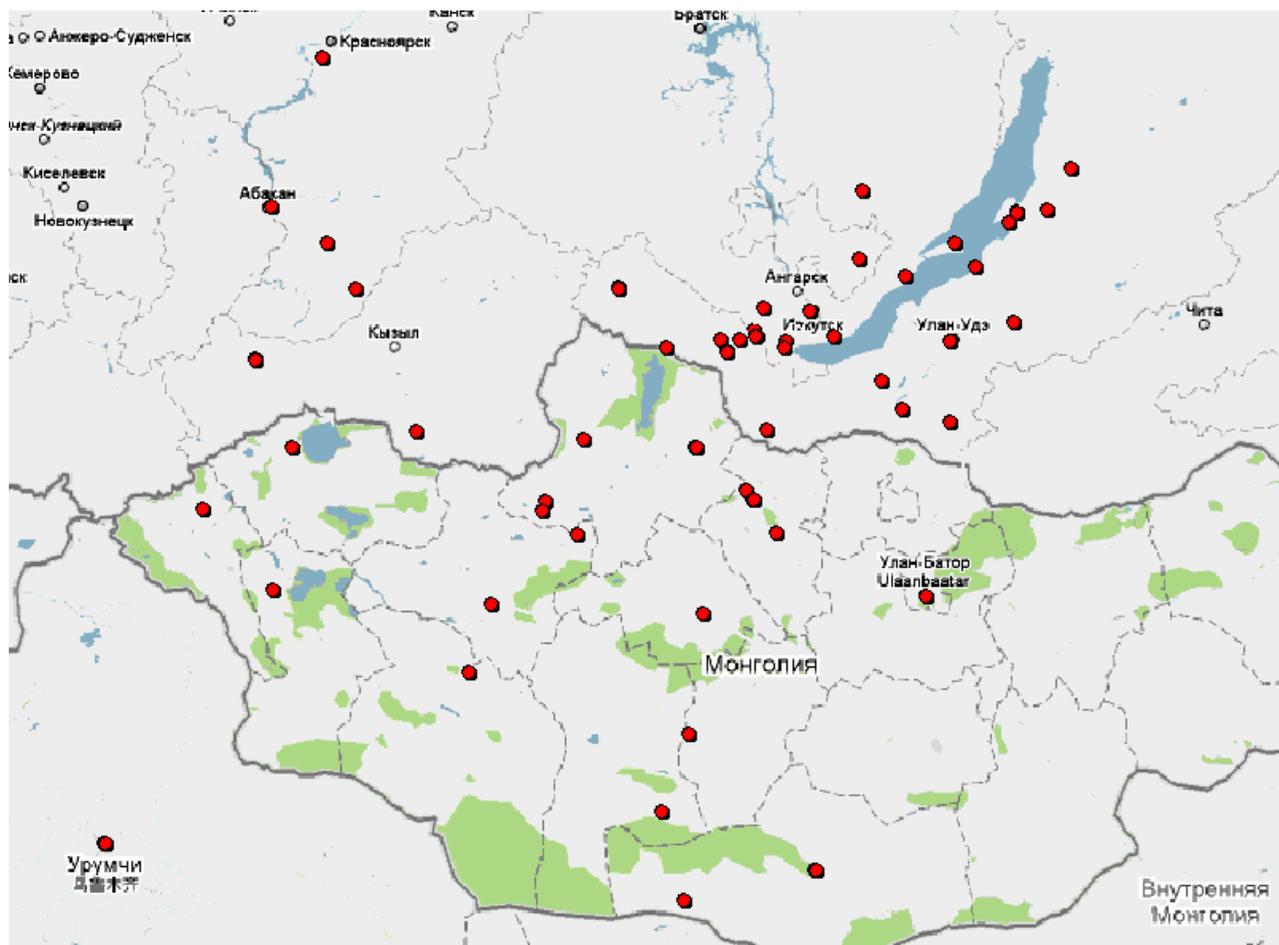


Рис. 59. Схема расположения пунктов Байкало-Монгольской геодинимической сети [31]

Обработка результатов с помощью программного комплекса ELCUT, предназначенного для расчета упруго-напряженного состояния систем, позволила получить картину распределения горизонтальных смещений (рис. 60), были выявлены вращательные движения блоков, происходящие в восточной части сети.

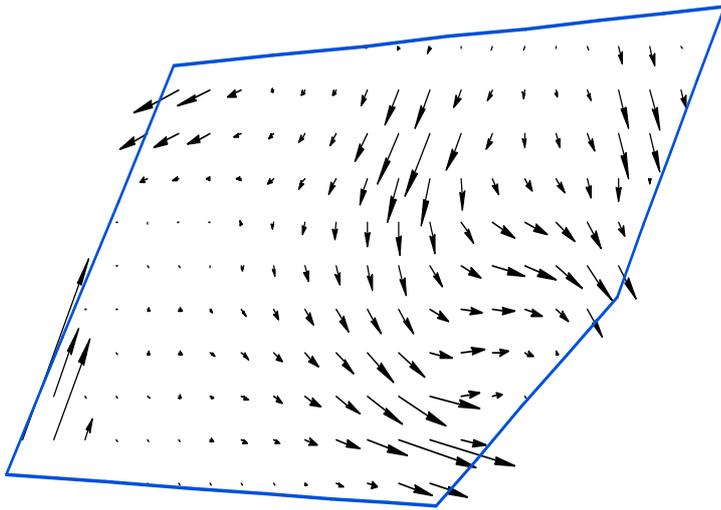


Рис. 60. Результат конечно-элементной интерполяции поля горизонтальных смещений Байкало-Монгольской геодинамической сети

Обнаружены вихревые движения земной коры по данным многолетних GPS-наблюдений на территории Крыма и Западного Кавказа (рис. 61). Анализ вращательных смещений земной поверхности в данном регионе позволил авторам работы предложить модель разнонаправленного вращения двух микроблоков (Крымский и Западно-Кавказский), взаимодействующих по типу шестеренок.

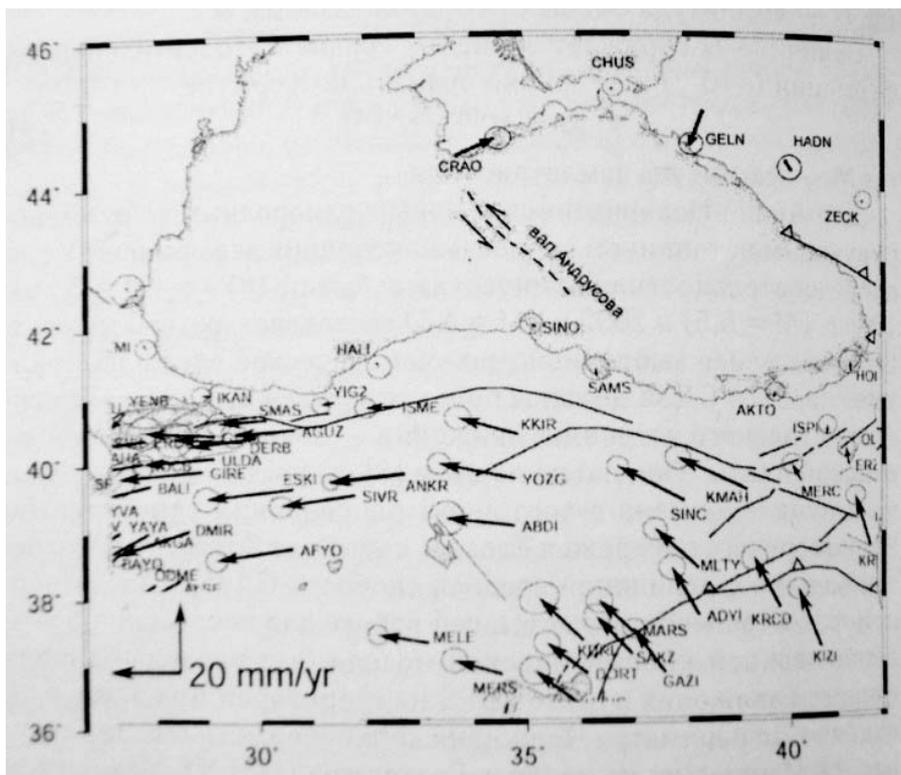


Рис. 61. Вихревые смещения пунктов Крыма и Западного Кавказа [32]

По геодезическим данным подтверждено наличие вращательной компоненты движений некоторых участков земной коры территории Средней Азии: Центрального Тянь-Шаня, восточной части Туранской плиты.

Имеется ряд примеров вращательных движений земной поверхности, наблюдаемых на геодинамических полигонах. Такие движения были обнаружены по результатам светодальномерных и триангуляционных измерений, выполненных в 1975–1986 гг. на пунктах Тункинского геодинамического полигона (рис. 62).

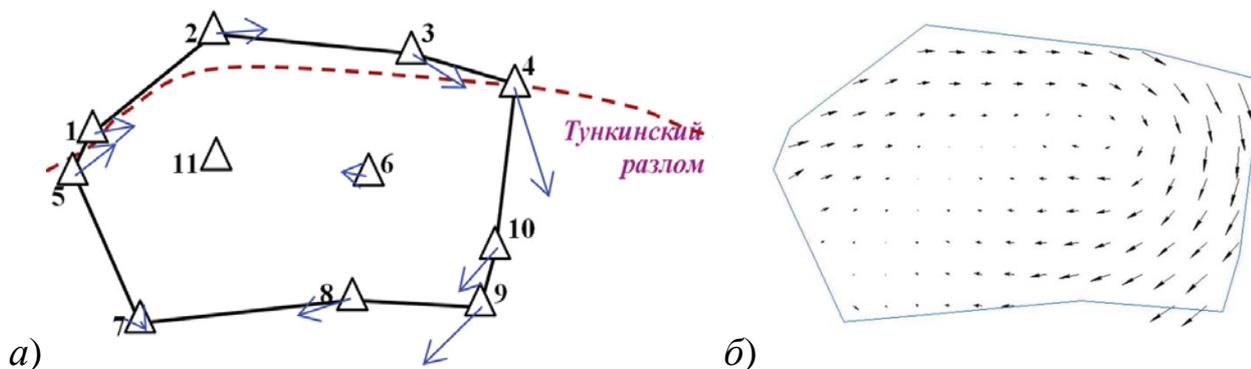


Рис. 62. Размещение пунктов (а) и результат конечно-элементной интерполяции (б) поля горизонтальных смещений пунктов Тункинского ГДП

Схема расположения пунктов Горно-Алтайской GPS-сети представлена на рис. 63, который иллюстрирует результаты визуализации поля смещений в центральной части Горно-Алтайского ГДП перед Чуйским землетрясением 2003 г. При визуальном представлении распределения векторов смещений в южной части исследуемого участка ГДП наблюдается ярко выраженное закручивание векторов по часовой стрелке.

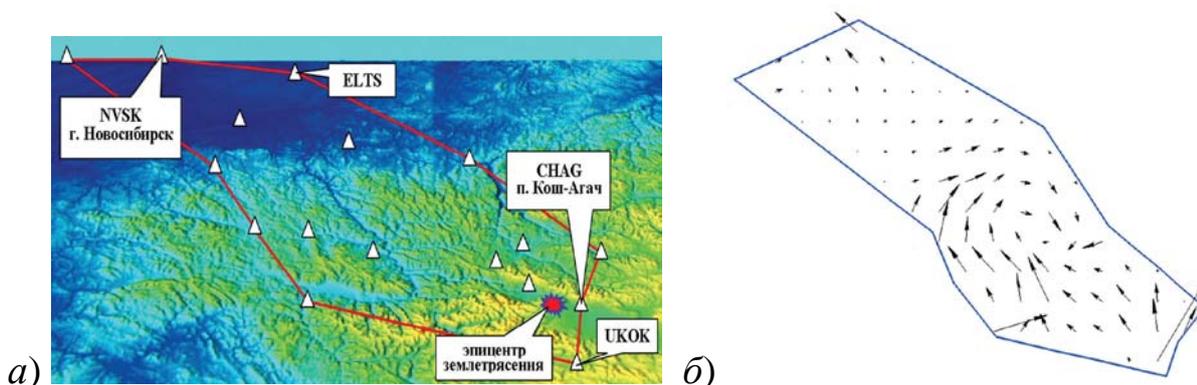


Рис. 63. Размещение пунктов (а) и результат конечно-элементной интерполяции (б) поля горизонтальных смещений пунктов Горно-Алтайского ГДП

Таким образом, вращательные движения наблюдаются не только в региональных, континентальных масштабах, но и в пределах отдельных геодинамических полигонов. Большое количество примеров проявления вращательных движений в сейсмически активных районах говорит о необходимости более тщательного изучения движений этого типа и их роли в подготовке геодинамических процессов.

3.3.4. Вращение блока земной коры на плоскости

Основные параметры, описывающие вращательное движение на плоскости – координаты центра вращения и угловая скорость вращения. Наиболее простой задачей является определение данных характеристик для двух точек, вращающихся вокруг общего центра.

Графически центр вращательного движения двух точек (i, j) может быть определен как пересечение перпендикуляров к векторам движения, опущенных из точек i^I, j^I . Вращение точек i и j происходит по дугообразным траекториям, которые в силу малости угловой скорости вращения могут быть заменены на прямолинейные векторы смещений. На рис. 64 проиллюстрировано вращение пары точек относительно общего центра O , положения точек на первую и вторую эпохи наблюдений обозначены соответственно – i^I, j^I и i^{II}, j^{II} . Используя подобие образовавшихся треугольников $i^I H_i O_i$ и $j^I H_j O_j$, после некоторых преобразований получаем формулы для определения координат центра вращения.

Из подобия треугольников имеем:

$$\frac{H_i i^I}{H_j O_j} = \frac{H_i O_i}{H_j j^I}.$$

Заменяя $H_i i^I = |X_0 - X_i^I|$, $H_j O_j = |X_0 - X_j^I|$, $H_i O_i = |Y_i^I - Y_i^{II}|$, $H_j j^I = |Y_j^I - Y_j^{II}|$, получаем следующее выражение:

$$\frac{|X_0 - X_i^I|}{|X_0 - X_j^I|} = \frac{|Y_i^I - Y_i^{II}|}{|Y_j^I - Y_j^{II}|},$$

где $X_i^I, Y_i^I, X_j^I, Y_j^I$ – координаты i -го и j -го пунктов на первую эпоху наблюдений;

$X_i^{II}, Y_i^{II}, X_j^{II}, Y_j^{II}$ – координаты i -го и j -го пунктов на вторую эпоху наблюдений.

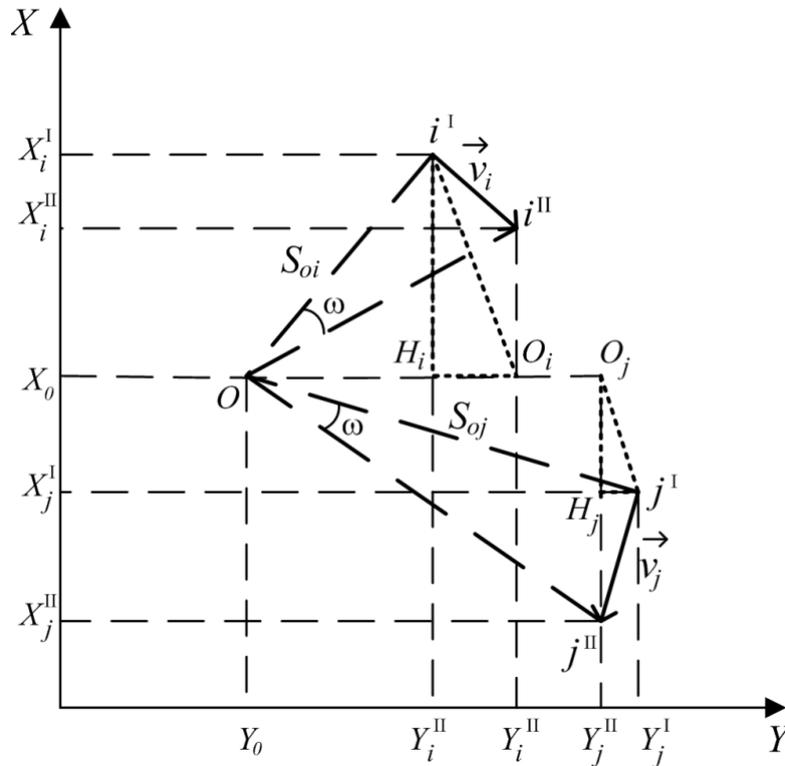


Рис. 64. Схема вращательного движения пары пунктов вокруг общего центра на плоскости

Аналогично:

$$\frac{|Y_0 - Y_i^I|}{|Y_0 - Y_j^I|} = \frac{|X_i^I - X_i^{II}|}{|X_j^I - X_j^{II}|}.$$

Далее получаем формулы для определения координат центра вращения:

$$X_0 = \frac{X_i^I(Y_j^I - Y_j^{II}) - X_j^I(Y_i^I - Y_i^{II})}{(Y_j^I - Y_j^{II}) - (Y_i^I - Y_i^{II})};$$

$$Y_0 = \frac{Y_i^I (X_j^I - X_j^{II}) - Y_j^I (X_i^I - X_i^{II})}{(X_j^I - X_j^{II}) - (X_i^I - X_i^{II})}.$$

Из прямоугольного треугольника $O_i^I O_i^{II}$ получаем выражение:

$$\operatorname{tg} \omega_i = \frac{|V_i|}{S_{oi}},$$

где $|V_i|$ – модуль вектора скорости смещения i -го пункта, м;

S_{oi} – расстояние от центра вращения до пункта i , м.

Или в силу малого значения угла ω :

$$\omega_i = \frac{|V_i|}{S_{oi}} = \sqrt{\frac{(X_i^{II} - X_i^I)^2 + (Y_i^{II} - Y_i^I)^2}{(X_0 - X_i^I)^2 + (Y_0 - Y_i^I)^2}},$$

где X_0, Y_0 – координаты центра вращения, м.

В случае вращения точки по направлению часовой стрелки угловая скорость считается положительной, при вращении против часовой стрелки – отрицательной.

При определении параметров вращения блока приповерхностного слоя земной коры на плоскости по результатам геодезических наблюдений на пунктах геодинимического полигона геодезические пункты разбиваются на пары, выполняется решение для каждой сформированной пары векторов, затем получается общее решение для блока.

3.3.5. Вращение блока земной коры на сфере

Согласно теореме Эйлера (см. подраздел 2.1.3), любое вращение трехмерного пространства имеет ось, соответственно вращательное движение может быть описано двумя координатами, закрепляющими положение оси вращения, и углом поворота. Таким образом, параметрами, описывающими вращательное движение, происходящее на поверхности сферы, являются координаты Эйлера полюса вращения и угловая скорость движения.

Для определения параметров вращения двух точек A и B на поверхности сферы существует алгоритм, основанный на решении сферических треугольников, образованных этими точками, северным полюсом сферы N и центром вращения O (рис. 65).

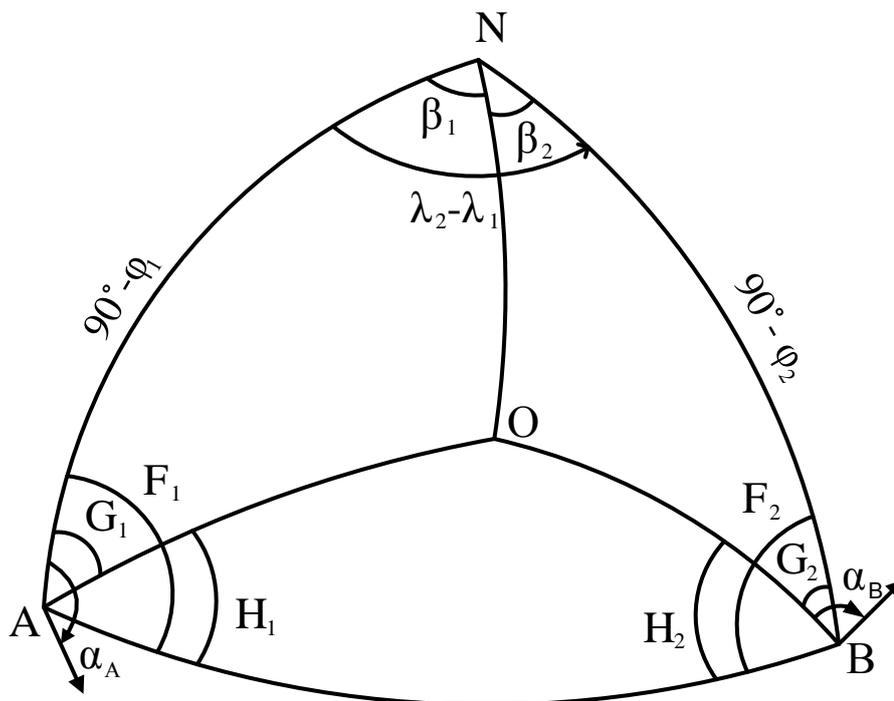


Рис. 65. Определение центра вращения пары пунктов на поверхности сферы (первый случай)

Определение координат Эйлера полюса выполняется с использованием формул сферической тригонометрии – синусов и косинусов для сферического треугольника ANB и по теореме котангенсов (четырёх элементов) для сферического треугольника AOB .

Угловая скорость вращения пункта на поверхности сферы может быть далее определена из решения прямоугольного сферического треугольника $Oit^{I,II}$ (рис. 66).

В случае вращения точки по направлению часовой стрелки угловая скорость считается положительной, при вращении против часовой стрелки – отрицательной.

Определение параметров вращения блока приповерхностного слоя земной коры на сфере выполняется аналогично алгоритму определения параметров вращения на плоскости. Формируются пары геодезических

пунктов и для каждой пары решается задача нахождения параметров вращения, затем получается общее решение для блока.

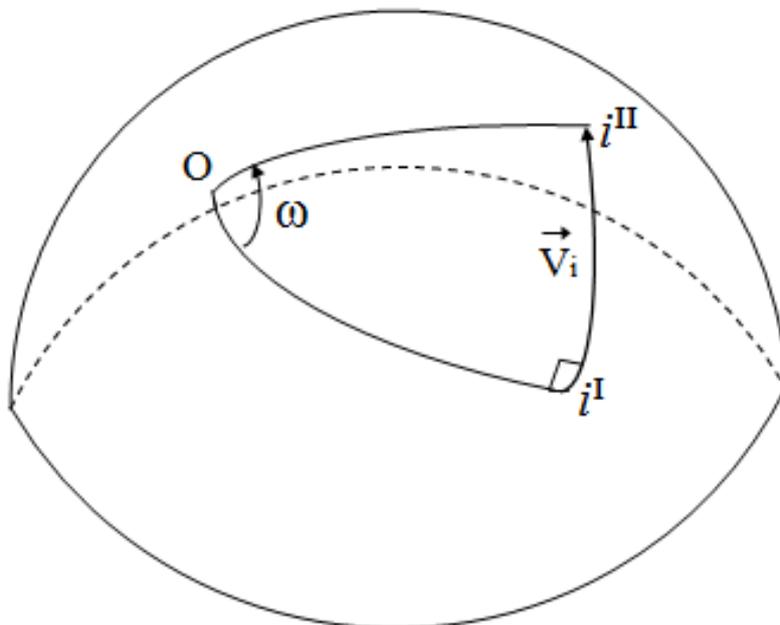


Рис. 66. Определение угловой скорости вращения точки на поверхности сферы

Поскольку определение параметров вращения блока зависит от варианта разбиения пунктов на пары, необходимо выбрать параметры вращения блока из всех вариантов параметров, соответствующих различным комбинациям пар векторов смещений. В качестве критерия для выбора варианта разбиения пунктов на пары и параметров вращения блока предлагается использовать условие минимума суммы квадратов отклонений $\sum \Delta^2 = \min$, где Δ_i – отклонение скорости движения геодезического пункта от ожидаемого значения для каждого пункта, принадлежащего блоку.

Затем для крупных блоков, содержащих восемь и более пунктов, производится отбор 68 % центров вращения пар векторов, наиболее близких к среднему центру, и по координатам отобранных центров вращения пар пунктов повторно определяются координаты центра вращения блока. Координаты центра и угловая скорость вращения блока приповерхностного слоя земной коры при этом вычисляются по формулам сферической тригонометрии.

Основной научной задачей геодезии является определение фигуры и внешнего гравитационного поля Земли и их изменений во времени.

Л. П. Пеллинен

4. ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

4.1. Прогностические и техногенные геодинамические полигоны

Под термином «геодинамический полигон» понимают целесообразно выбранную территорию, в пределах которой ведется комплекс регулярных астрономо-геодезических и гравиметрических наблюдений, нацеленный на количественное определение деформаций земной поверхности и изменений локального гравитационного поля, а также на изучение развития этих явлений во времени [33].

Геодезические построения на ГДП проектируются в соответствии с их назначением. Геодинамические полигоны условно подразделяют на прогностические и техногенные в зависимости от характера причин, которыми вызваны деформации наблюдаемой области (природный или техногенный).

К прогностическим обычно относят полигоны, создаваемые для изучения деформаций, причины возникновения которых носят тектонический характер. Основная задача выполнения измерений на таких полигонах – выявление и наблюдение за изменениями аномальных деформаций, которые могут являться предвестниками землетрясений и извержений вулканов.

В современной литературе достаточно часто встречаются работы, посвященные изучению движений земной коры на геодинамических полигонах прогностического характера. Большое количество таких полигонов расположено на территории Юго-Восточной Азии, этот регион является

одним из наиболее сейсмоактивных, на его территории регулярно наблюдаются сильные землетрясения.

Изучение геодинамических процессов активно ведется в США, особый интерес представляют деформации земной коры Калифорнийского региона и разлома Сан-Андреас. Схема триангуляционной сети, заложенной вдоль разлома Сан-Андреас, измерения в которой проводились с 1930 г., показана на рис. 67.

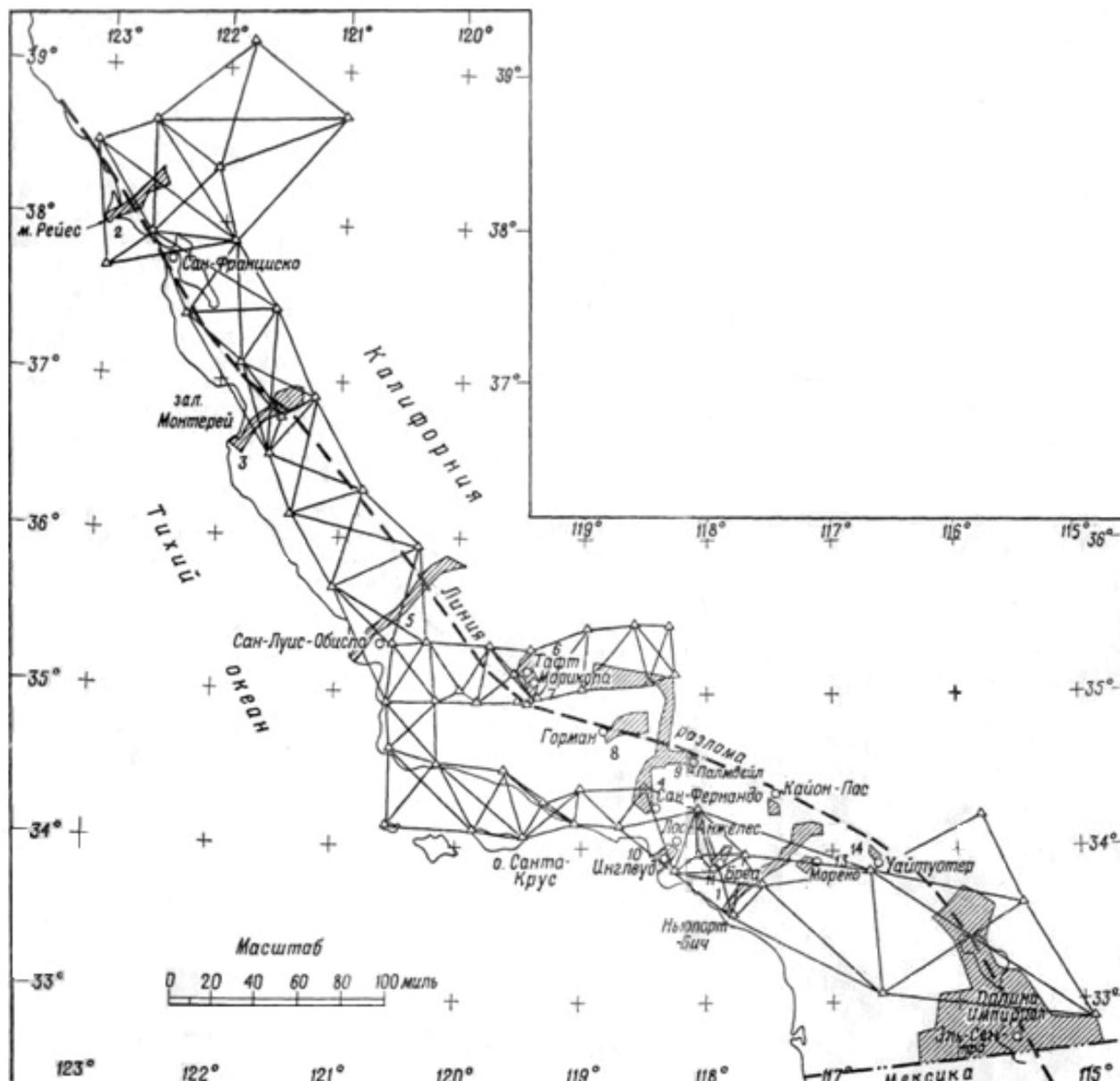


Рис. 67. Триангуляционная сеть, заложенная вдоль разлома Сан-Андреас [34]

В настоящее время в районе системы Калифорнийских разломов заложена сеть GPS-станций. Также активно изучаются движения земной поверхности разных районов территории Китая.

На территории Российской Федерации существует ряд геодинамических полигонов прогностического характера. Примерно 70 % территории государства признаны сейсмоопасными, а для 50 % территории имеется опасность 8-10-балльных землетрясений. К наиболее сейсмоопасным регионам относятся Кавказский, Алтае-Саяно-Байкальский, район Станового хребта, Биробиджанский, Сахалинский, Верхояно-Янский, Магадано-Сустанский, Камчатский и Чукотский.

При проектировании прогностических ГДП необходимо решить задачи рационального выбора района создания полигона, его размеров и определения частоты наблюдений таким образом, чтобы геодезические данные, полученные на проектируемом полигоне, удовлетворяли целям геодинамического мониторинга.

Необходимо в очередной раз отметить, что геодезические данные, полученные из измерений на прогностических геодинамических полигонах, могут внести существенный вклад в решение проблемы прогноза землетрясений, но для ее решения одних геодезических данных недостаточно. Задача прогноза землетрясений является междисциплинарной, и наиболее надежный и содержательный результат ее решения может быть получен путем интеграции методов различных дисциплин.

Другая группа геодинамических полигонов создается с целью контроля за движениями и деформациями земной коры вблизи крупных техногенных объектов, таких как разрабатываемые месторождения полезных ископаемых, нефтяные и газовые месторождения, ГЭС, АЭС и др. Среди техногенных полигонов в особую группу выделяют геодинамические полигоны, создаваемые вокруг ГЭС, основной причиной возникновения деформаций земной коры на таких полигонах является дополнительная нагрузка, создаваемая огромными объемами водных масс (до нескольких миллиардов кубических метров).

Контрольная высотная геодезическая сеть в районах ГЭС закладывается в виде полигона нивелирования I класса, проходящего вдоль берегов водохранилища и нескольких ходов нивелирования, перпендикулярных

берегам водохранилища, которые привязывают к пунктам, расположенным вне зоны влияния водных масс. Линейно-угловые построения объединяют пункты на противоположных берегах и организуются в виде геодезических четырехугольников или отдельных линий. При необходимости дополнительные геодезические построения организуют вдоль тектонических разломов.

Загорская ГАЭС (гидроаккумулирующая электростанция) построена на северном склоне Клинско-Дмитровской моренной гряды (рис. 68) в сложных инженерно-геологических условиях.



Рис. 68. Загорская ГАЭС [35]

Необходимость организации ГДП и проведения регулярных циклов наблюдений в районе станции обусловлена сразу двумя факторами: дополнительной нагрузкой водных масс и предрасположенностью района к проявлению оползневых явлений. В процессе строительства гидроузла были зарегистрированы четыре крупных оползневых явления. Поэтому на

территории Загорской ГАЭС с использованием традиционных геодезических и спутниковых методов создана специальная геодинамическая сеть, включающая более 20 рабочих и 5 опорных пунктов. Сеть охватывает всю территорию, на которой возможно проявление движений и деформаций земной поверхности (рис. 69).

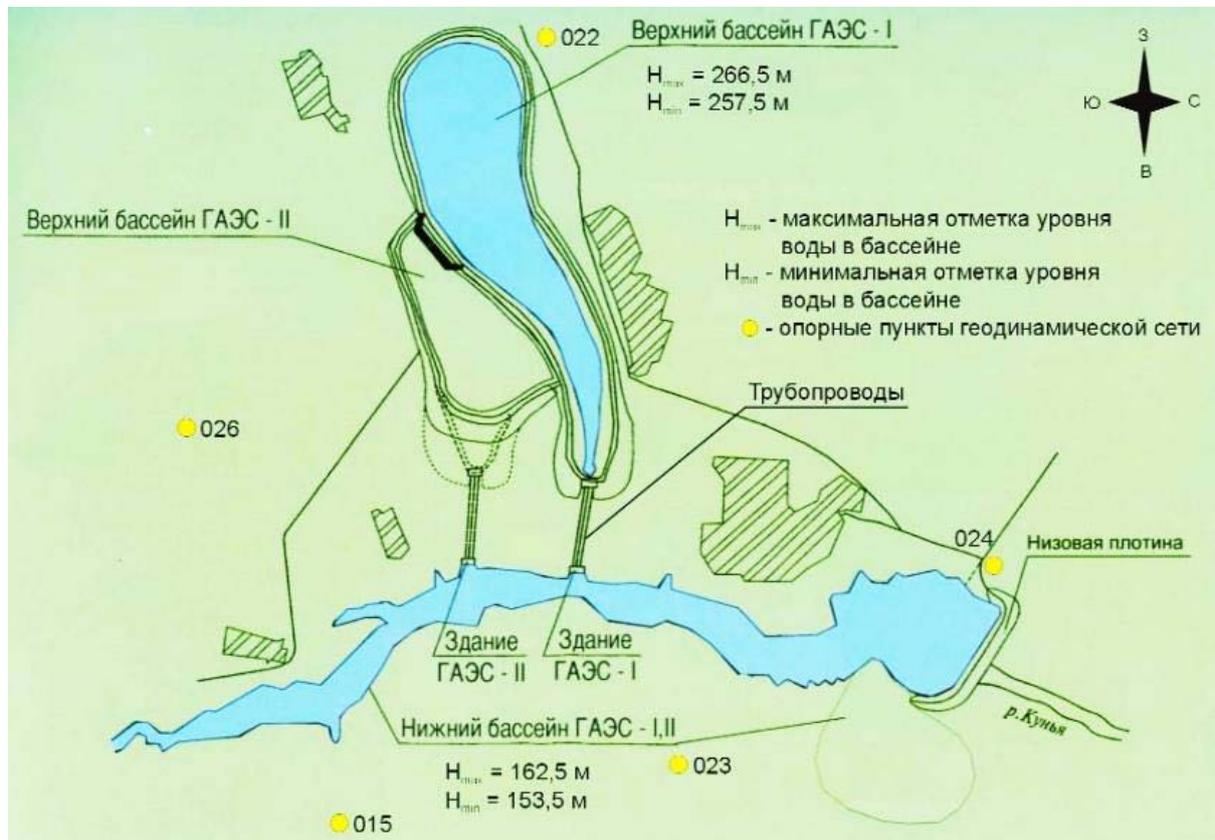


Рис. 69. Схема расположения опорных пунктов геодинамической сети Загорской ГАЭС

Особое внимание уделяется пунктам, расположенным на участках, подверженным переменным нагрузкам, связанным со спецификой работы станции. Наблюдения на этих пунктах выполняют особо тщательно и по специальным программам. Тринадцать рабочих пунктов располагаются между верхним и нижним бассейнами в районе трубопроводов, а одиннадцать – за нижним бассейном (рис. 70). Помимо геодезических, в районе Загорской ГАЭС выполняются геофизические и гидрогеологические измерения.

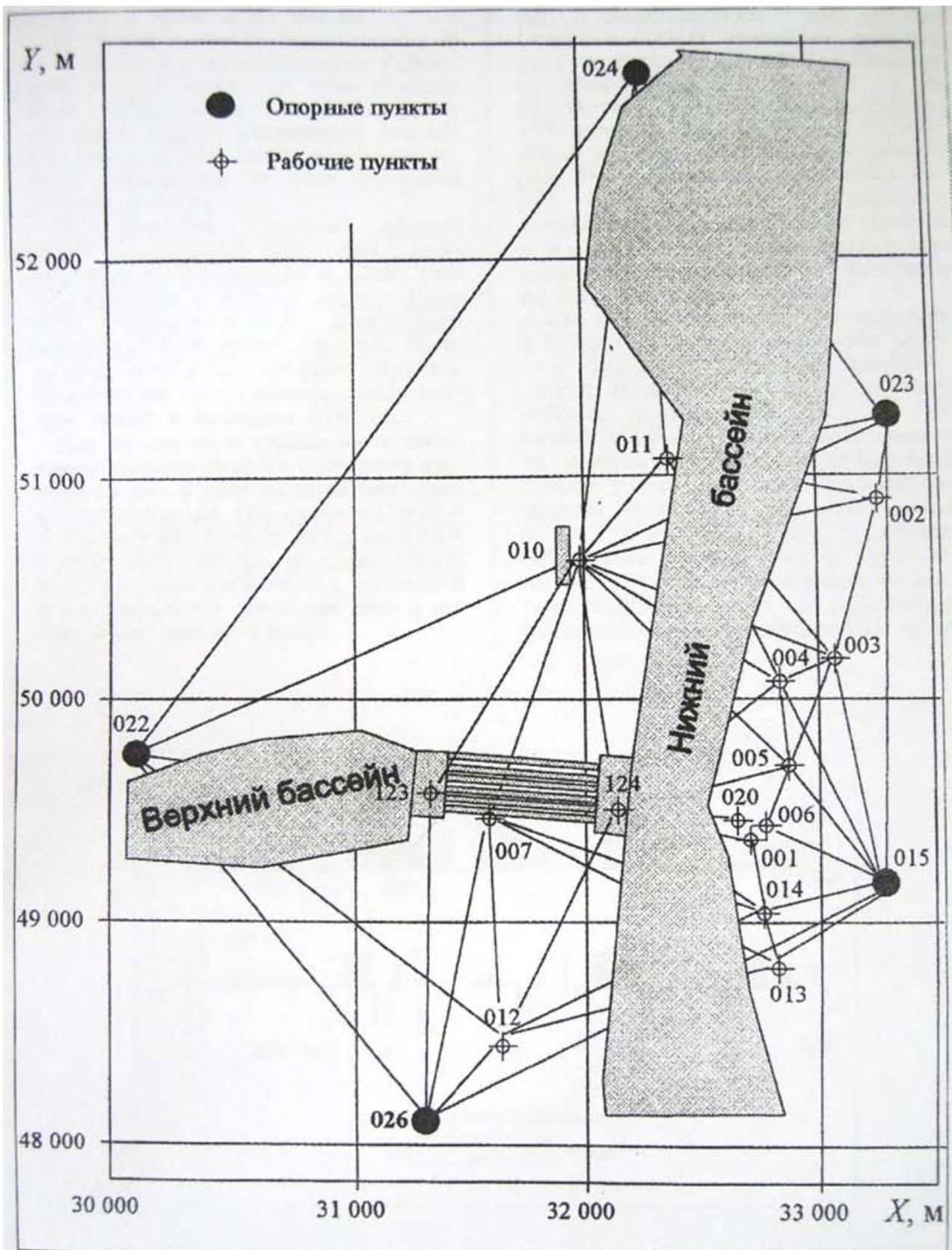


Рис. 70. Схема расположения рабочих пунктов геодинимической сети Загорской ГАЭС

Существуют схемы геодезических построений для наблюдения за перемещениями плотины Саяно-Шушенской ГЭС (рис. 71), используемые средства и методы измерений, а также анализ измерений, выполненных различными методами, и предложения по совершенствованию средств и методов измерений.

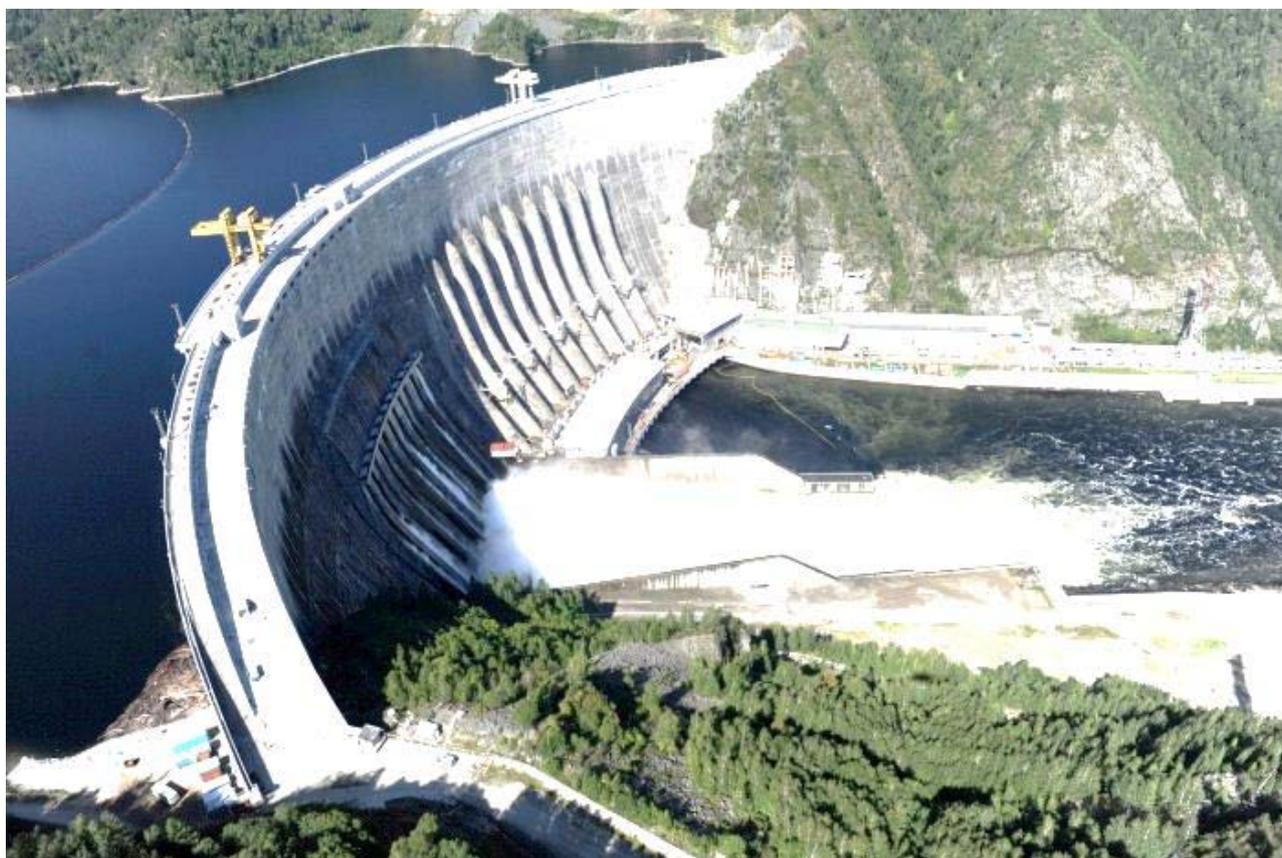


Рис. 71. Саяно-Шушенская ГЭС [36]

Геодезическая контрольно-измерительная аппаратура (КИА) состоит из опорных и рабочих планово-высотных сетей. Опорная высотная сеть состоит из кустов фундаментальных реперов, плановая сеть представлена гидротехнической спецтриангуляцией (рис. 72, 73), обе сети находятся вне зоны активных деформаций. На гребне плотины и прилегающей территории развиты «рабочие» планово-высотные сети, представленные в виде поверхностных марок, скальных и грунтовых реперов и плановых знаков преимущественно трубчатого типа.

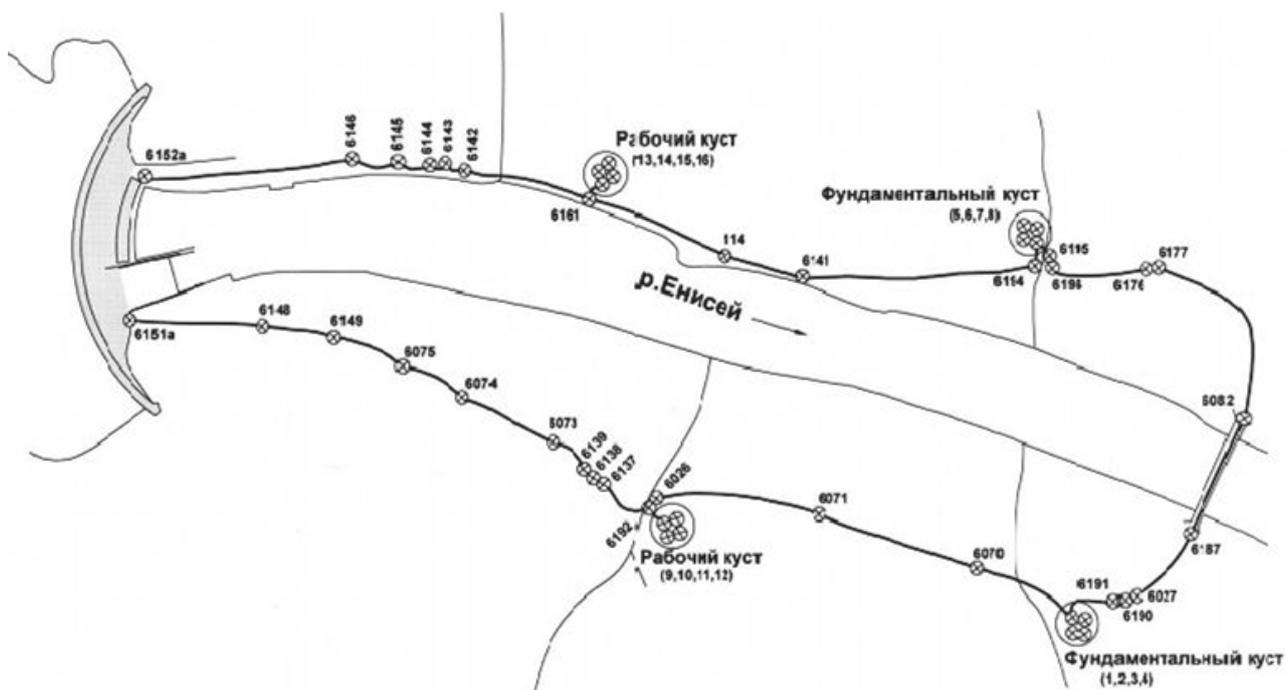


Рис. 72. Схема внешней высотной сети Саяно-Шушенской ГЭС

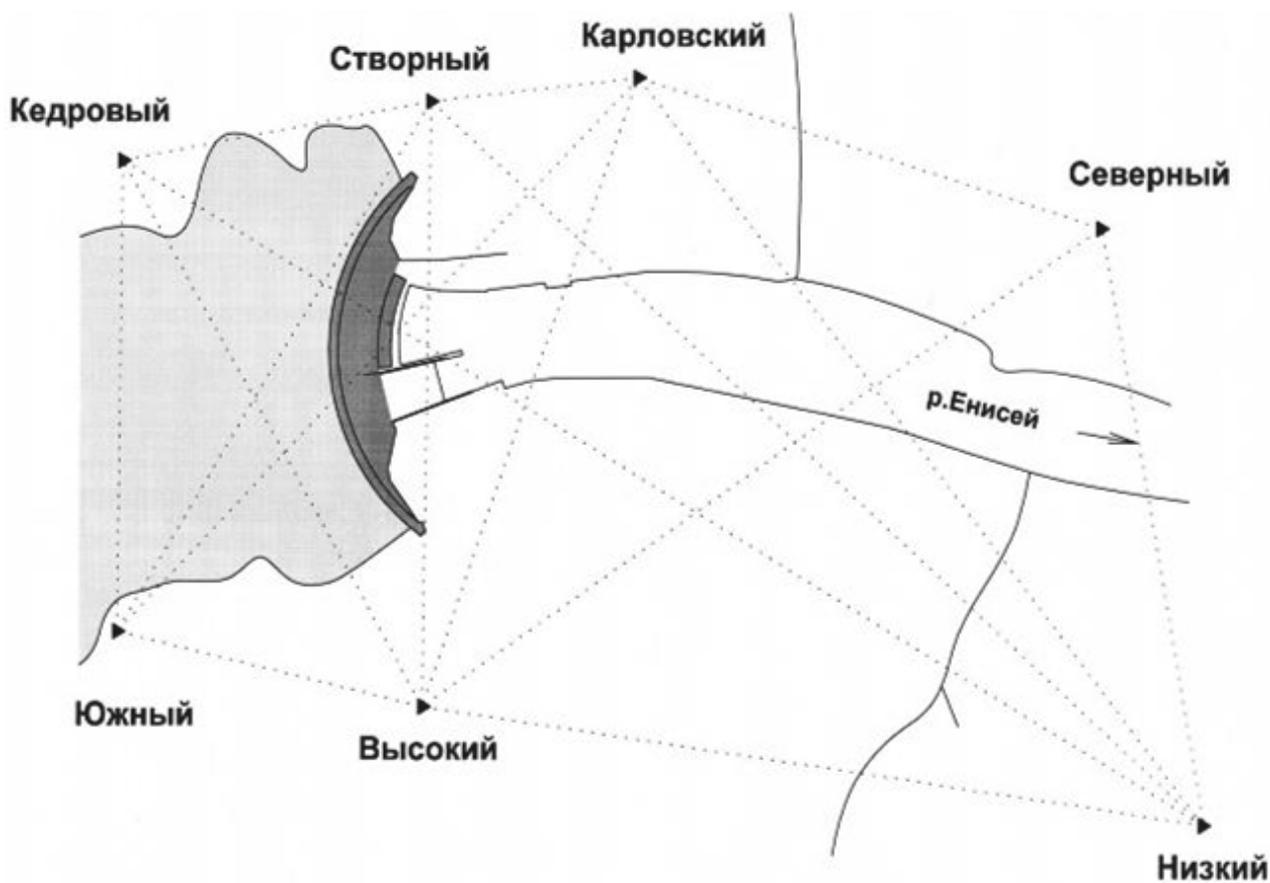


Рис. 73. Схема опорной плановой сети Саяно-Шушенской ГЭС

Плановой основой служит сеть гидротехнической спецтриангуляции 1964–1972 гг., которая создавалась на период строительства гидроузла – эта сеть состояла из трех ярусов. В настоящее время в качестве исходных используются пункты сети гидротехнической спецтриангуляции третьего яруса, расположенные на отметках 600–800 метров, как наиболее сохранившиеся и менее подверженные влияниям возможных деформаций и техногенных явлений.

Наблюдения за осадками плотины и прилегающей территории выполняются методами геометрического и гидростатического нивелирования. Измерения горизонтальных смещений по «каркасной» сети и смещений гребня плотины проводятся методом трилатерации с применением высокоточных и лазерных дальномеров.

При проектировании техногенных геодинамических полигонов схема сети и выбор методов измерений во многом зависит от объекта мониторинга и разрабатывается с учетом размещения и особенностей объектов, а также производственных процессов. Основным методом изучения деформаций на таких полигонах является повторное нивелирование, которое с учетом контура месторождения развивается в виде системы пересекающихся линий, образующих полигоны, и закрепляется фундаментальными реперами за пределами месторождения. Также для изучения движений земной коры на техногенных ГДП широко применяются спутниковые методы.

На территории Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей, где, кроме того, ведется добыча нефти и газа, в 1999–2000 гг. была спроектирована и заложена сеть из 31 GPS-пункта (рис. 74).

GPS-сеть охватывает всю территорию месторождения, подверженную техногенному воздействию, и спроектирована с учетом геологических, тектонических данных и информации о местах активной разработки и добычи полезных ископаемых. Помимо определяемых пунктов, в сеть включены также стабильные опорные пункты, расположенные на окраинах полигона, относительно этих пунктов выполняется определение смещений остальных пунктов ГДП.

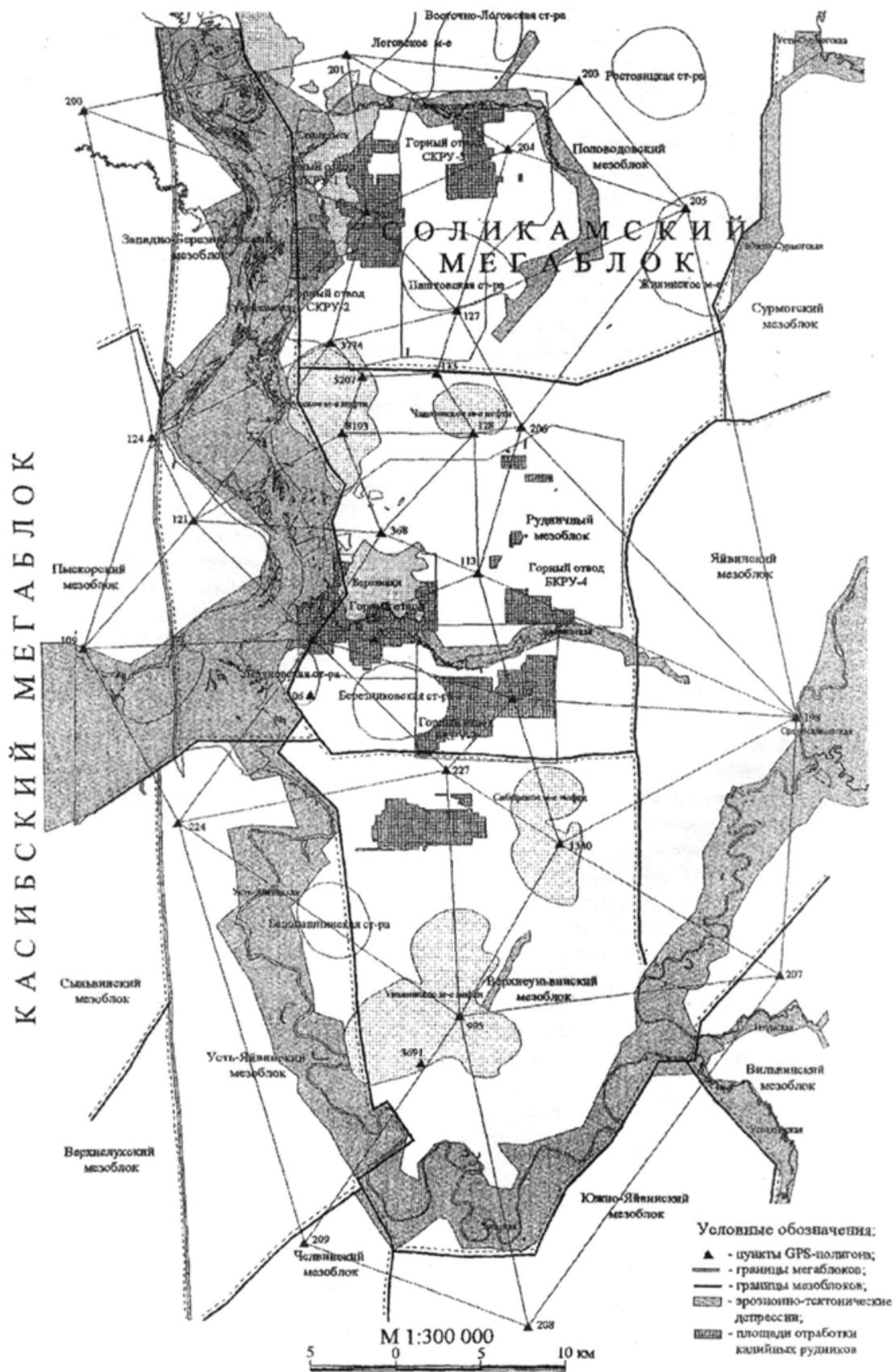


Рис. 74. Схема геодинамического полигона Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей [37]

4.2 Классические геодезические методы наблюдений на ГДП

С применением геодезических методов в определениях движений земной поверхности удалось добиться существенных результатов, однако первое время их применение не позволяло достичь желаемой точности из-за значительных систематических ошибок. В настоящее время точность геодезических измерений возросла, разработан ряд специальных методик наблюдений за движениями земной поверхности, рекомендаций по проектированию геодезических построений и организации измерений, и геодинамические наблюдения ведутся регулярно.

Для изучения современных движений земной коры применяются повторные геодезические измерения, суть которых заключается в том, что на геодезических пунктах геодинамического полигона измерения производятся многократно (циклами) через некоторые промежутки времени. После проведения очередного цикла измерений появляется возможность определения изменений взаимных положений центров пунктов, а следовательно, смещений и деформаций земной коры. Смещения пунктов обычно определяют относительно одного или нескольких опорных пунктов, условно принимаемых за стабильные.

Имеется другой способ выявления смещений земной коры. В этом способе из всех пунктов сети с помощью расчета для нескольких циклов локальных характеристик деформируемой поверхности выделяется группа наиболее устойчивых пунктов, с которыми связывают систему отсчета для вычисления смещений остальных пунктов.

К устойчивости геодезических знаков, закладываемых на геодинамических полигонах, предъявляются повышенные требования. Первый цикл измерений рекомендуется выполнять не раньше, чем через год после закладки центров. На рис. 75 приведены схемы грунтовых реперов типа 160 и 162, которые рекомендуется закладывать в областях сезонного промерзания грунтов. Закрепление пунктов плановой сети рекомендуется выполнять с помощью трубчатых центров типов 150, 165 (рис. 76).

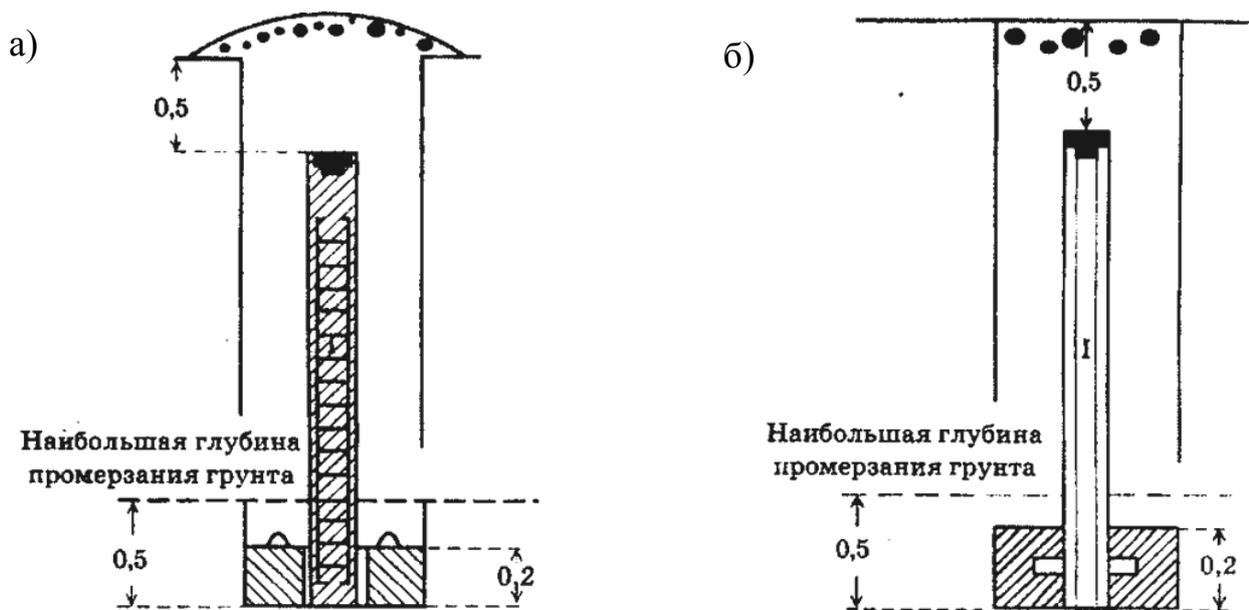


Рис. 75. Схемы грунтовых реперов: а) тип 160; б) тип 162

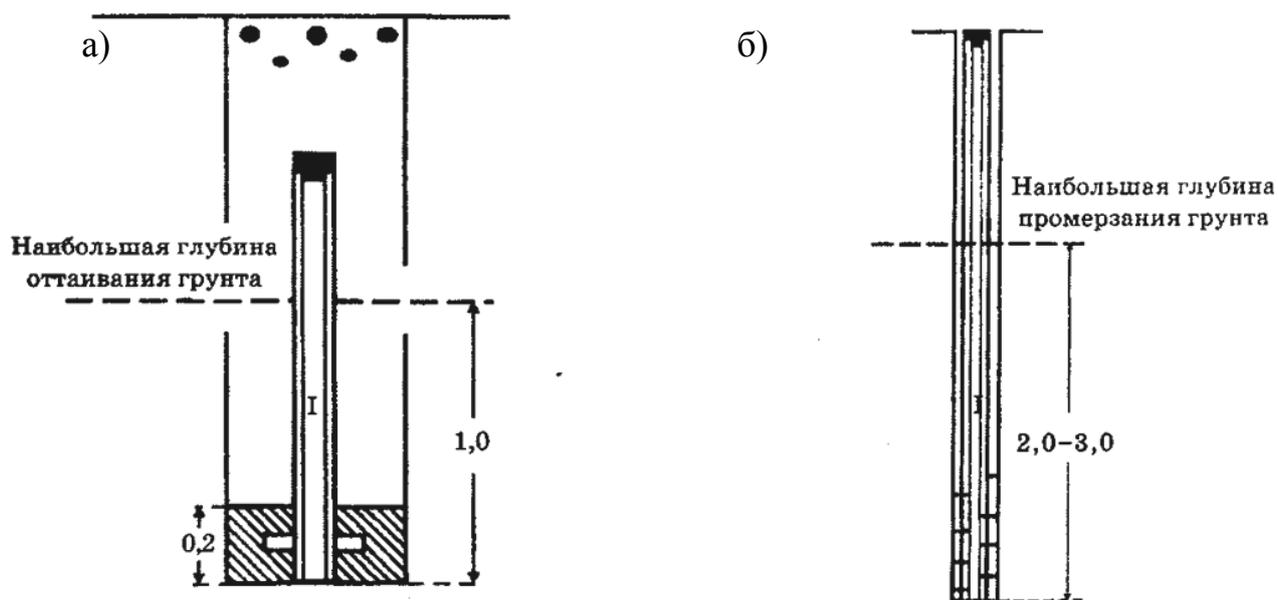


Рис. 76. Схемы центров для закрепления плановых пунктов ГДП:
а) тип 165; б) тип 150 [37]

Долгое время среди геодинимических исследований преобладали изучения вертикальных движений земной поверхности, которые на сегодняшний день являются более изученными по сравнению с горизонтальными. Существует большое количество исследований, посвященных изу-

чению вертикальных смещений земной поверхности в сейсмически активных областях, накоплен значительный опыт организации геодезических измерений в таких регионах, разработан ряд методов интерпретации данных повторного нивелирования.

Для изучения вертикальных движений земной коры применяют геодезический метод повторного нивелирования, который заключается в выполнении высокоточных нивелирных работ на ГДП через некоторые временные промежутки. При этом наблюдения за изменениями высот пунктов выполняют относительно стабильного репера (нескольких реперов), который условно считается неподвижным. Наиболее устойчивыми являются реперы, заложенные в скальные породы, глубина заложения реперов зависит от породы, для различных районов установлена рекомендуемая глубина заложения.

Измерения проводятся на одних и тех же пунктах, также необходимо обеспечить неизменность средств измерения (нивелиры, рейки, наблюдатель) и условий их выполнения, что позволяет значительно снизить влияние систематических ошибок. С этой целью точки постановки реек жестко закрепляются на местности, а прибор устанавливается не на штатив, а на специальные бетонные столбы. При выполнении двух и более циклов нивелирования появляется возможность вычисления изменений высот реперов, а также скоростей изменения высот реперов за период времени между двумя циклами наблюдений:

$$\Delta H_n^{i-k} = H_n^k - H_n^i;$$

$$V_n^{i-k} = \Delta H_n^{i-k} / \Delta t_n^{i-k},$$

где H – высота репера;

V – скорость изменения высоты;

n – обозначение пункта;

i, k – обозначения двух циклов измерений.

За исключением высокогорных районов, где сложно добиться такого уровня точности, и техногенных полигонов, заложенных в местах добычи полезных ископаемых, где проектируется нивелирование II класса, на геодинамических полигонах выполняют нивелирование I класса с более

жесткими требованиями к точности и некоторым геометрическим параметрам, чем для государственных нивелирных сетей I класса (табл. 5). Поэтому выполняется особо тщательный отбор инструментов для выполнения измерений.

Таблица 5

Допуски для выполнения нивелирования I класса на ГДП

Характеристика	Допустимые значения
Длина визирного луча	15–50 м
Неравенство расстояний от нивелира до реек (разность плеч)	0,3 м
Накопление разностей плеч по секции	0,8 м
Значение угла i	10"
Расхождение превышений на станции	Совпадает с требованиями инструкции – 0,5 мм
Расхождение превышений по секции в прямом и обратном ходе	2 мм $L^{1/2}$, где L – длина секции, км
Расхождение превышений по левой и правой линиям	1 мм $L^{1/2}$, где L – длина секции, км
Средняя квадратическая ошибка нивелирования на 1 км хода	0,3 мм/км

С 1895 по 1992 г. исследовались вертикальные движения земной коры Кавказского региона. Были проанализированы данные пяти циклов повторного нивелирования. На рис. 77 приведена схема расположения линий повторного нивелирования, по результатам которых построены карты вертикальных движений земной поверхности, происходившие на территории Кавказа в разные годы. При сравнительном анализе материалов разных лет выявлен знакопеременный и периодический характер движений, а также подъем Кавказского хребта (10–12 мм/год), предшествовавший Рачинскому землетрясению 1991 г.

Нередко выполняемое на геодинимических полигонах нивелирование сопровождается гравиметрическими измерениями. Примерами таких полигонов могут служить Губкинский, Саяногорский ГДП, геодинимический полигон, заложенный на территории Ханты-Мансийского автономного округа.

ские пункты должны быть расположены с интервалом 5–6 км и совмещены с нивелирными реперами. На пунктах плановой сети с точностью не ниже 0,5" производят определение трех азимутов Лапласа и астрономических координат как минимум трех пунктов со средними квадратическими ошибками 0,2" для широты и 0,02" для долготы.

По результатам измерений на пунктах первого уровня, а также по геофизическим и геологическим данным находятся зоны, подверженные тектонической активности и деформациям. На этих локальных участках организуют геодезические построения, называемые деформационными площадками, они и составляют второй уровень геодезических построений на прогностических ГДП. На таких локальных участках выполнялись высокоточные линейные измерения (иногда линейно-угловые) и прецизионное нивелирование. Схемы построений зависят от расположения глубинных разломов и характера распределения деформаций. На рис. 78–80 приведены примеры геодезических построений на ГДП.

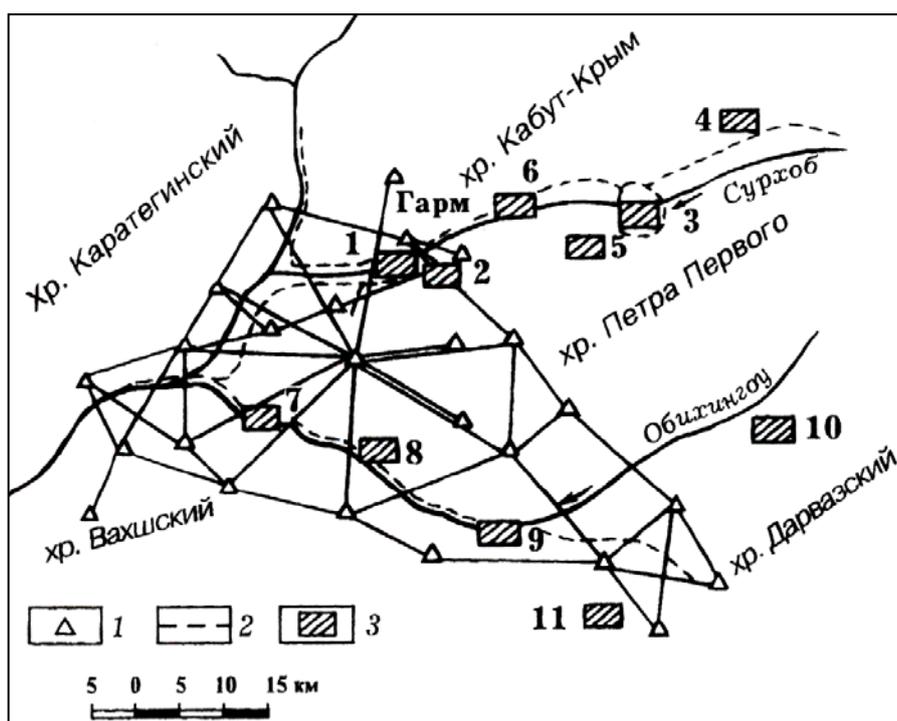


Рис. 78. Геодезическая сеть Гармского геодинамического полигона:
 1 – пункты линейной сети; 2 – линии нивелирования; 3 – деформационные площадки
 (цифры на схеме: 1 – Сарипуль; 2 – Руноу; 3 – Нимичи; 4 – Ясман; 5 – Кули-Кулон;
 6 – Каланак; 7 – Диблан; 8 – Чиль-Дара; 9 – Тавиль-Дара; 10 – Мионаду;
 11 – Сагирдашт) [38]

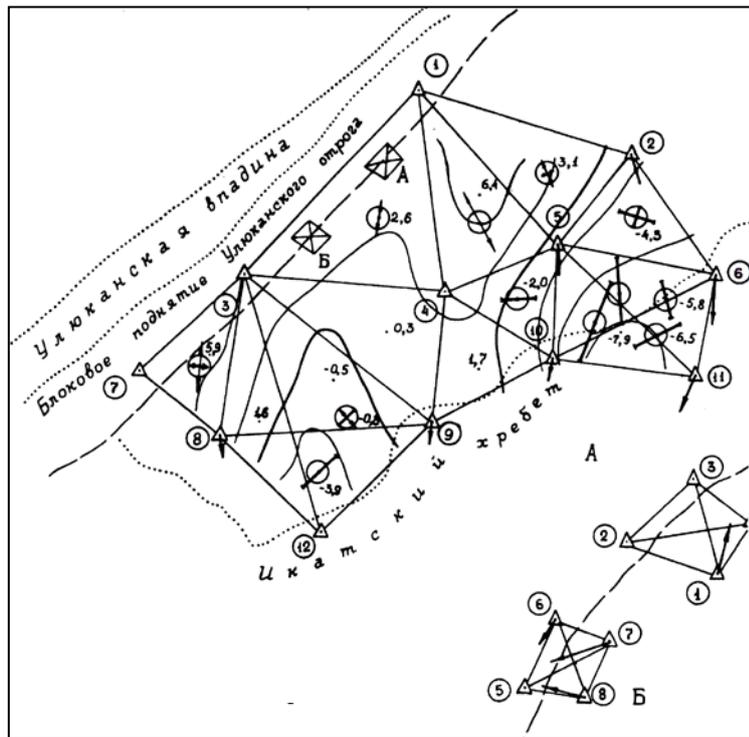


Рис. 79. Схема деформаций в сети Баргузинского ГДП [38]

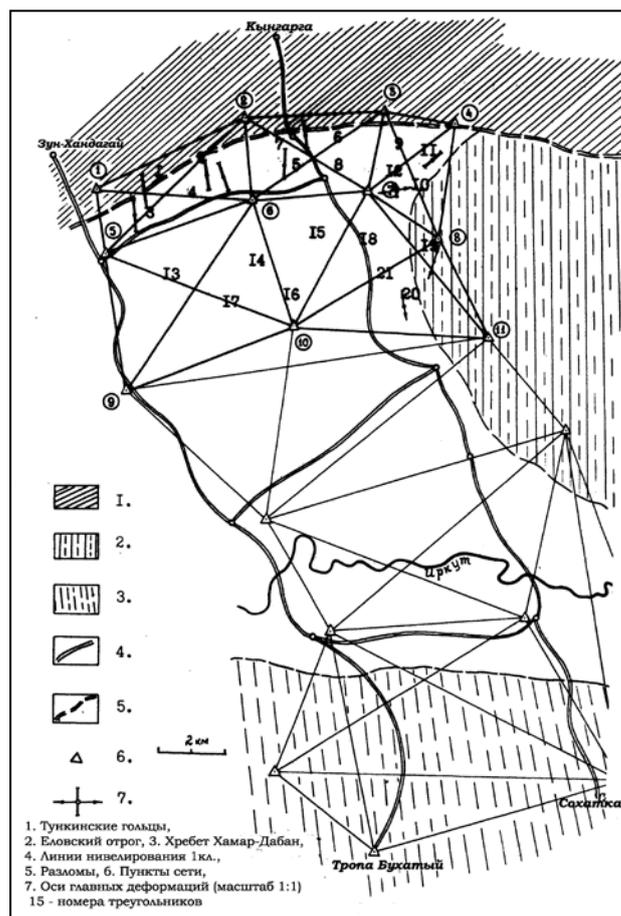


Рис. 80. Геодезическая сеть Тункинского геодинамического полигона [38]

Наиболее целесообразной фигурой для выявления деформаций и контроля смещений на локальных участках ГДП является геодезический четырехугольник (рис. 81). Построение располагают так, чтобы две его стороны лежали на разных блоках, примерно параллельно направлению разлома.

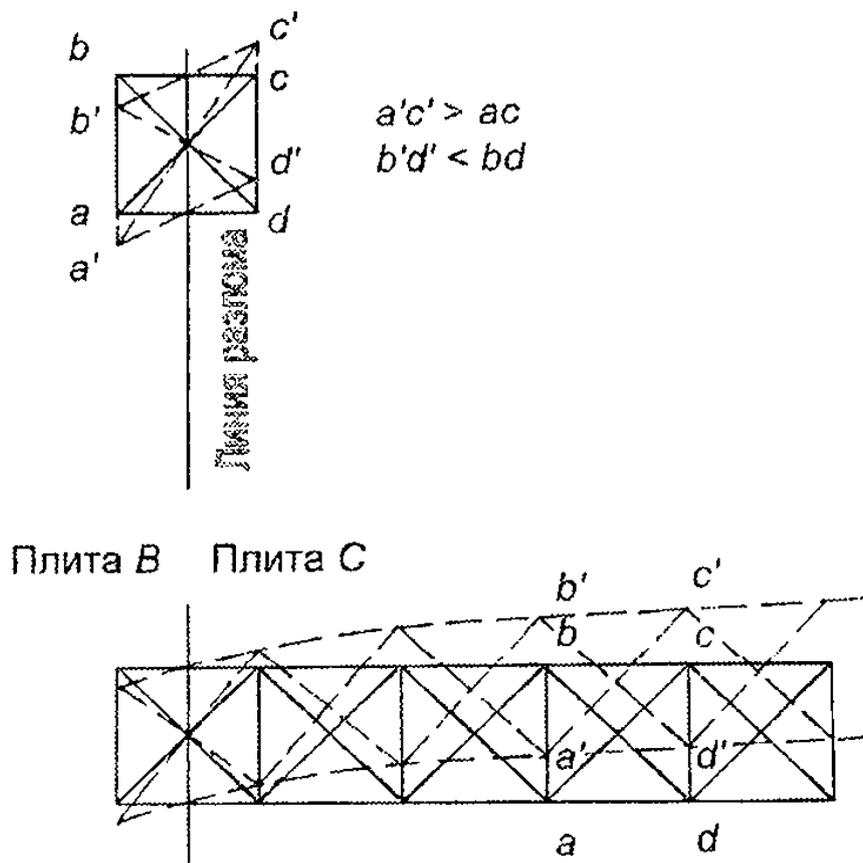


Рис. 81. Построение геодезического четырехугольника для выявления характера деформационного процесса

Определение размеров проектируемого прогностического ГДП может быть получено по некоторым эмпирическим формулам.

Необходимая периодичность наблюдений определяется из аналогичной зависимости, время проявления предвестников землетрясений составляет: $T = 0,3$ года для изучения предвестников землетрясения магнитудой $M = 5$; $T = 1,2$ года – для землетрясений магнитудой $M = 6$; $T = 4-6$ лет – для землетрясений магнитудой $M = 7$; $T = 20-25$ лет – для землетрясений магнитудой $M = 8$. За этот период должно проводиться не менее трех циклов геодезических измерений.

Приведенные значения условны и вычисленные по ним периоды между циклами измерений могут быть приняты в качестве максимально допустимых. На практике более частые измерения обладают большей информативностью и предоставляют больше возможностей для дальнейшей интерпретации.

В последнее время возрос интерес к изучению горизонтальных движений земной коры, что связано с появлением ГНСС-технологий. В настоящее время в большинстве случаев наблюдения за горизонтальными смещениями земной коры на прогностических полигонах выполняются с помощью метода спутниковых измерений.

4.3. Современные спутниковые методы наблюдений геодинамических процессов

Сегодня многие регионы и государства используют GNSS(ГНСС)-технологии, достаточно плотные сети пунктов, покрывающие их территории. Измерения в таких сетях выполняются в регулярном циклическом или даже мониторинговом режиме online. Составляются многочисленные карты современных вертикальных и горизонтальных движений для тектонических плит и отдельных регионов.

В начале 1990-х гг. спутниковые методы получили широкое применение для исследования геодинамических процессов. В настоящее время с применением GNSS-технологий организовано значительное количество сетей разных уровней: глобальная сеть IGS, более десяти региональных сетей (GEONET, EPN, CORS и др.) и более ста локальных деформационных GNSS-сетей.

Глобальная сеть IGS объединила две самые большие глобальные сети SIGNET и FLINN, а также несколько сетей континентального масштаба Северной Америки, Западной Европы и Австралии. На сегодняшний день сеть включает более 360 постоянно действующих станций.

Региональные геодинамические сети имеют размеры от 100 до 1 000 км, локальные сети (обычно не более 100 км) создаются, в основном, для изучения движений и деформаций земной поверхности территории отдельных объектов (ГЭС, районов добычи полезных ископаемых и др.).

Измерения в локальных и региональных сетях могут выполняться непрерывно или в виде циклических наблюдений, также возможно построение сетей смешанного типа (с использованием одного или нескольких непрерывно работающих приемников).

В Японии для получения непрерывных данных о смещениях земной поверхности реализована сеть спутниковых станций постоянного действия. На рис. 82 представлен фрагмент японской геодинимической сети.

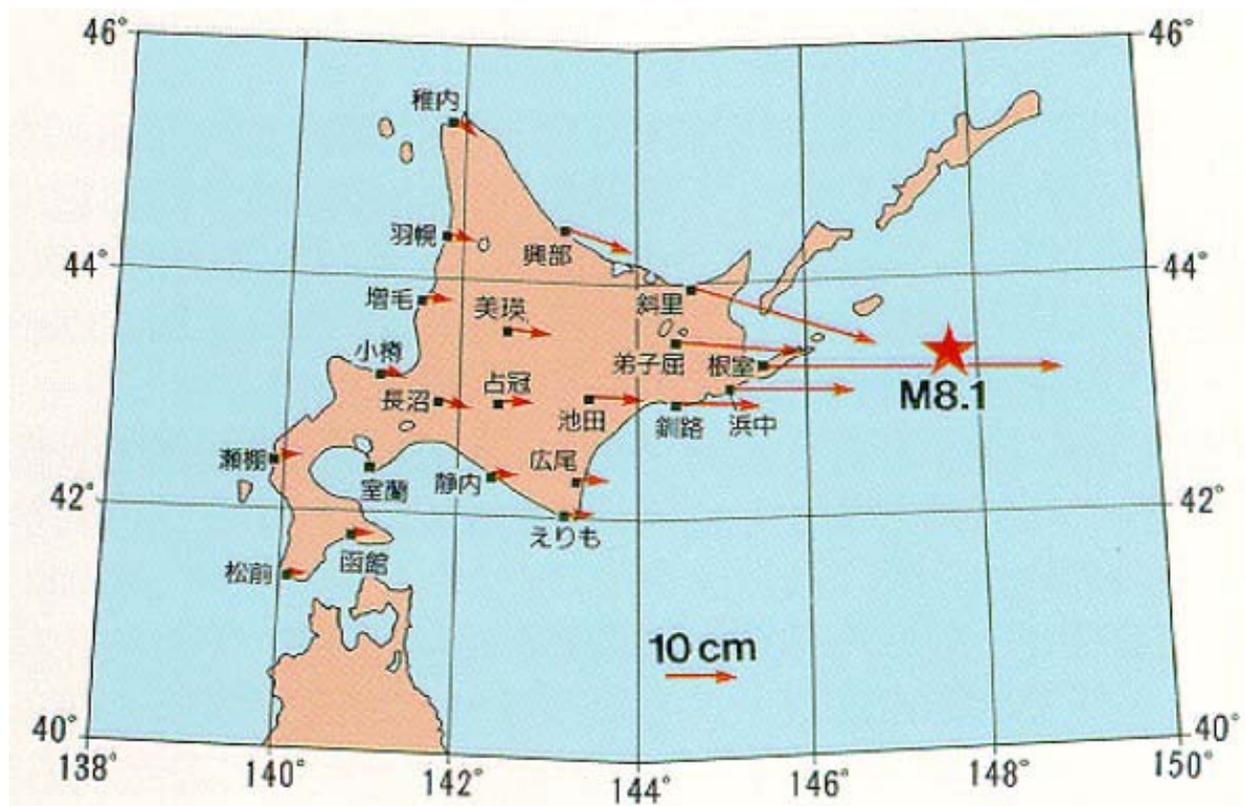


Рис. 82. Фрагмент геодинимической сети Японии на о. Хоккайдо

В ближайшие годы возможно создание подобной объединенной сети постоянно действующих пунктов, покрывающей территорию Аляски, Чукотки, Камчатки, Курильских островов, Сахалина, дальневосточного побережья России, Японии, восточного побережья Китая для отслеживания предвестников землетрясений в этом регионе.

Примером непрерывно действующих региональных спутниковых сетей могут служить: сеть Швеции SWEDOS (в ее состав входит около 20 станций, равномерно распределенных по территории страны); Южно-

Калифорнийская сеть SCIGN (рис. 83), включающая около 250 пунктов; европейская сеть EPN, включающая 152 станции; а также японская сеть GEONET, состоящая более чем из 1 000 пунктов.

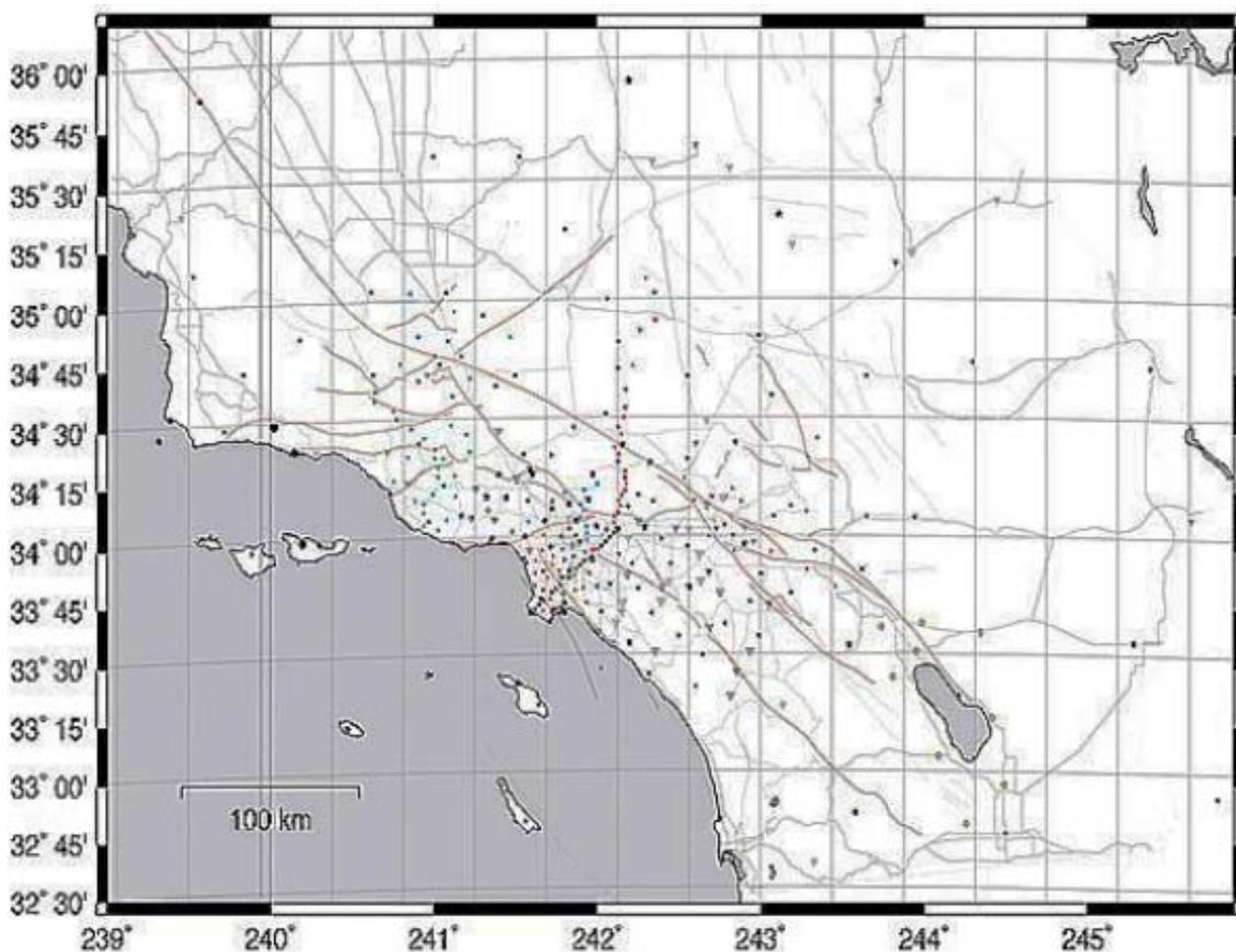


Рис. 83. Пункты Южно-Калифорнийской сети SCIGN

Ведутся исследования по созданию трехуровневой организации современных геодинимических построений [37]. Первое звено представляет собой разреженную региональную сеть геодезических пунктов, расположенных на основных геологических структурах региона. Второе звено – сеть, расположенная в районах самых сильных землетрясений, длины сторон сети около 5–10 км. Эта сеть, как правило, совпадает с существующими прогностическими ГДП, наблюдения в сети выполняются в основном спутниковыми методами. Третье звено – локальные построения в приразломных зонах и на активных границах морфоструктур. Для наблюдений

на пунктах третьего звена возможно применение современных электронных тахеометров, позволяющих выполнять линейные измерения с точностью не ниже 1–2 ppm и угловые измерения с точностью 0,5".

Наблюдения, выполняемые на пунктах локальных геодинимических сетей, в большинстве случаев носят циклический характер. Измерения производят несколькими подвижными приемниками по заранее установленной программе, статическим, кинематическим и/или динамическим методом. Для повышения точности проект таких сетей включает большое число избыточных связей.

Точность GPS-измерений, выполняемых по стандартной методике, – порядка $1 \cdot 10^{-6}$. Под стандартной методикой понимают наблюдения, выполняемые двухчастотным приемником в дифференциальном режиме «Статика», сеансами длительностью около 1 ч и частотой регистрации измерений 15 с, с отслеживанием в течение всего сеанса не менее четырех спутников.

При выполнении геодинимических исследований спутниковыми методами особое внимание уделяется конструкции реперов наблюдательных станций. Тип, конструкция и размеры знаков выбираются в зависимости от горно-геологических условий и поставленных задач. К устойчивости знаков предъявляются высокие требования, первый цикл наблюдений рекомендуется проводить не ранее, чем через год после закладки центров.

Конечно же, предусмотрено использование типов знаков, рекомендуемых для закрепления спутниковых геодезических сетей, которые должны обеспечить сохранность и стабильность пунктов в течение долгого времени (рис. 84). Рекомендуется заложение универсальных знаков, на которых возможно выполнение высокоточных спутниковых, нивелирных и гравиметрических измерений. Ниже приведем некоторые примеры локальных геодинимических построений, наблюдения на которых выполняются с использованием спутниковых методов.

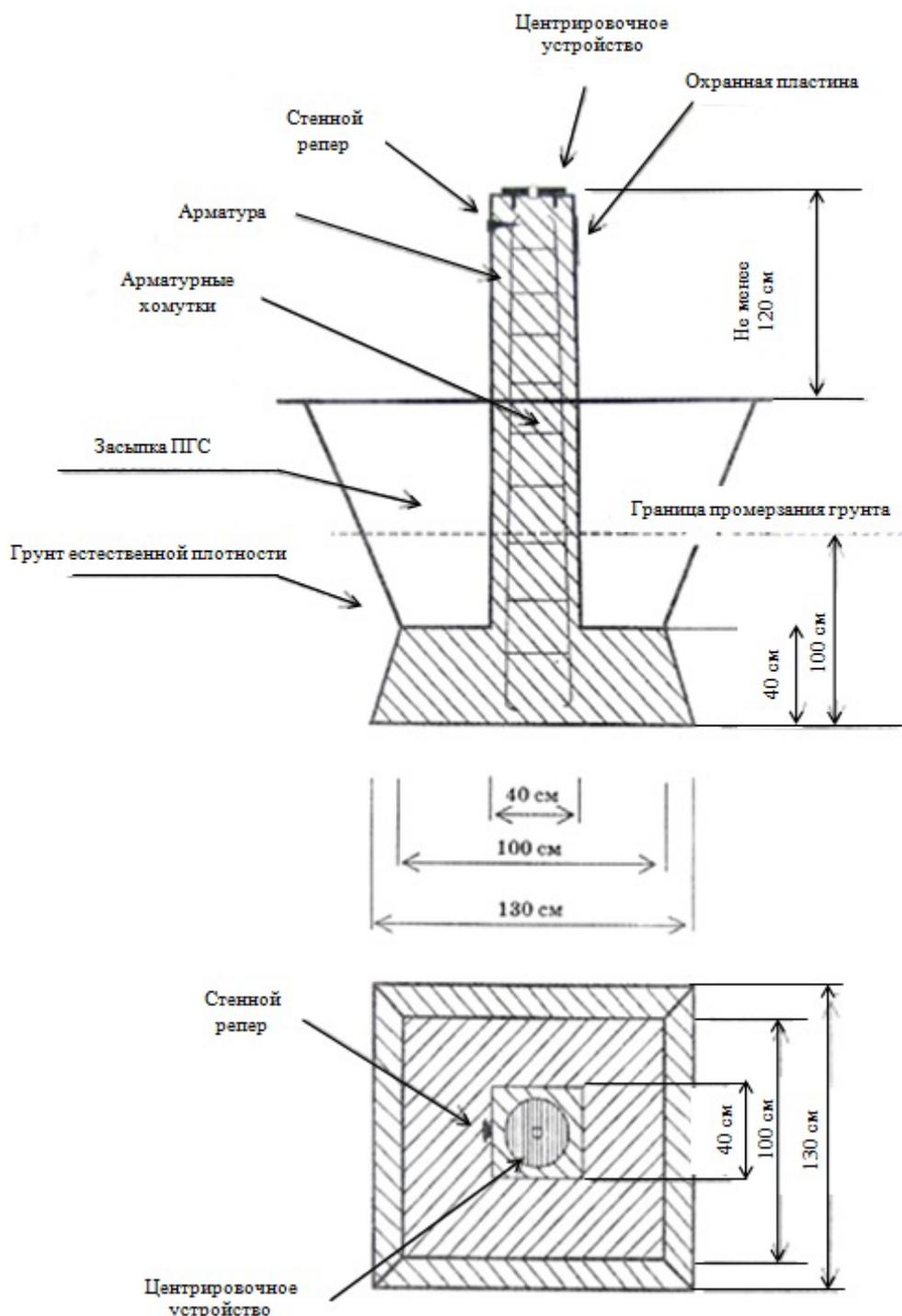


Рис. 84. Схема центра для закрепления пунктов спутниковой сети

Локальная геодинамическая сеть Губкинского ГДП состоит из 46 пунктов и содержит 115 базовых линий, схема сети представлена на рис. 85. Измерения на пунктах выполнялись тремя двухчастотными приемниками Legasu, наблюдения планировались таким образом, чтобы получать неза-

висимые базовые линии. Для получения точных значений вертикальных смещений на пунктах GPS-сети были выполнены нивелирование I класса и гравиметрические наблюдения.

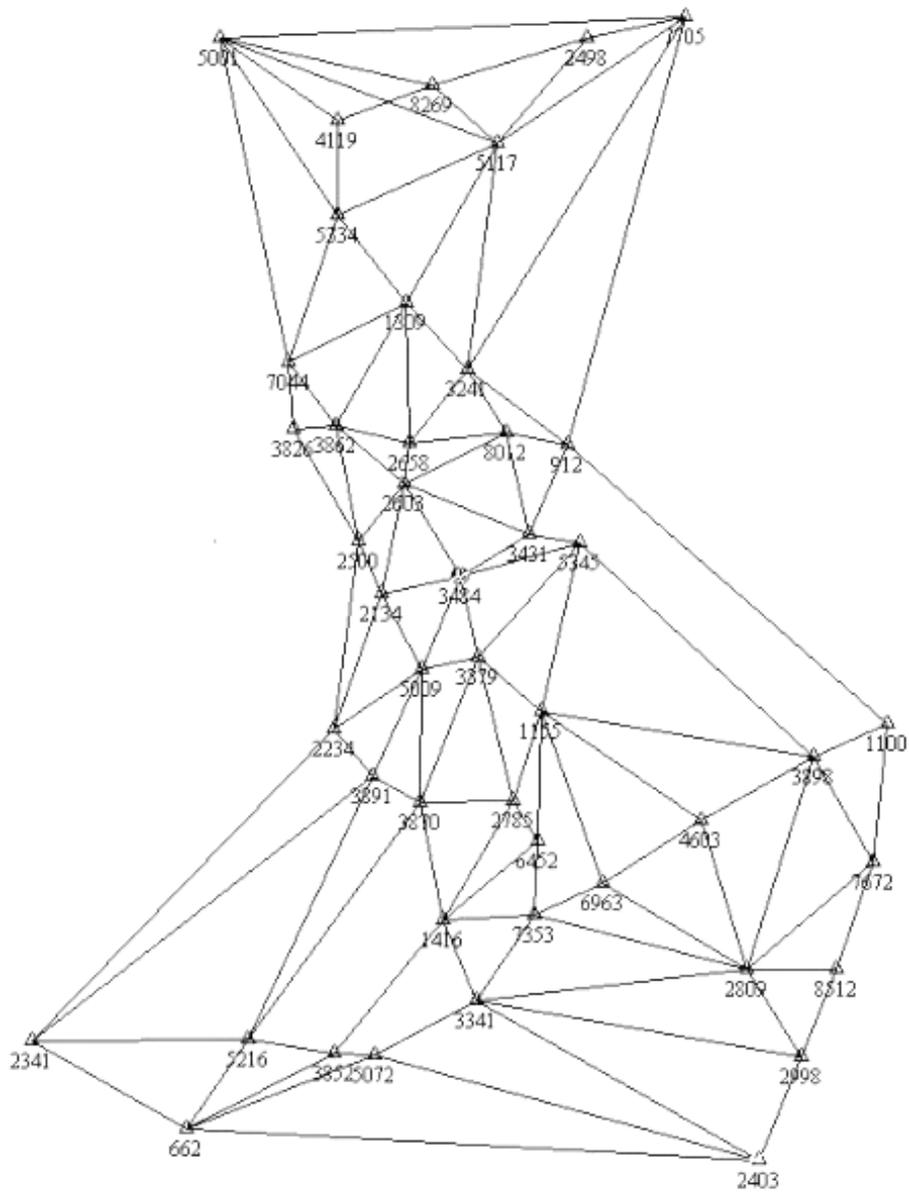


Рис. 85. Схема расположения пунктов Губкинского ГДП [39]

На геодинамическом полигоне Таштагольского железорудного месторождения заложены 280 грунтовых реперов, расположенных на 14 профильных линиях. С июня 2005 г. по сентябрь 2008 г. на полигоне были выполнены 10 циклов GPS-наблюдений. Схема расположения геодезических пунктов представлена на рис. 86. Измерения проводили с помощью

четырёх одночастотных приемников Trimble 4600 в быстро-статическом режиме (накопление данных на пункте 3–9 ч) с частотой съема данных 15 с. По результатам наблюдений выполнен анализ смещений земной поверхности.

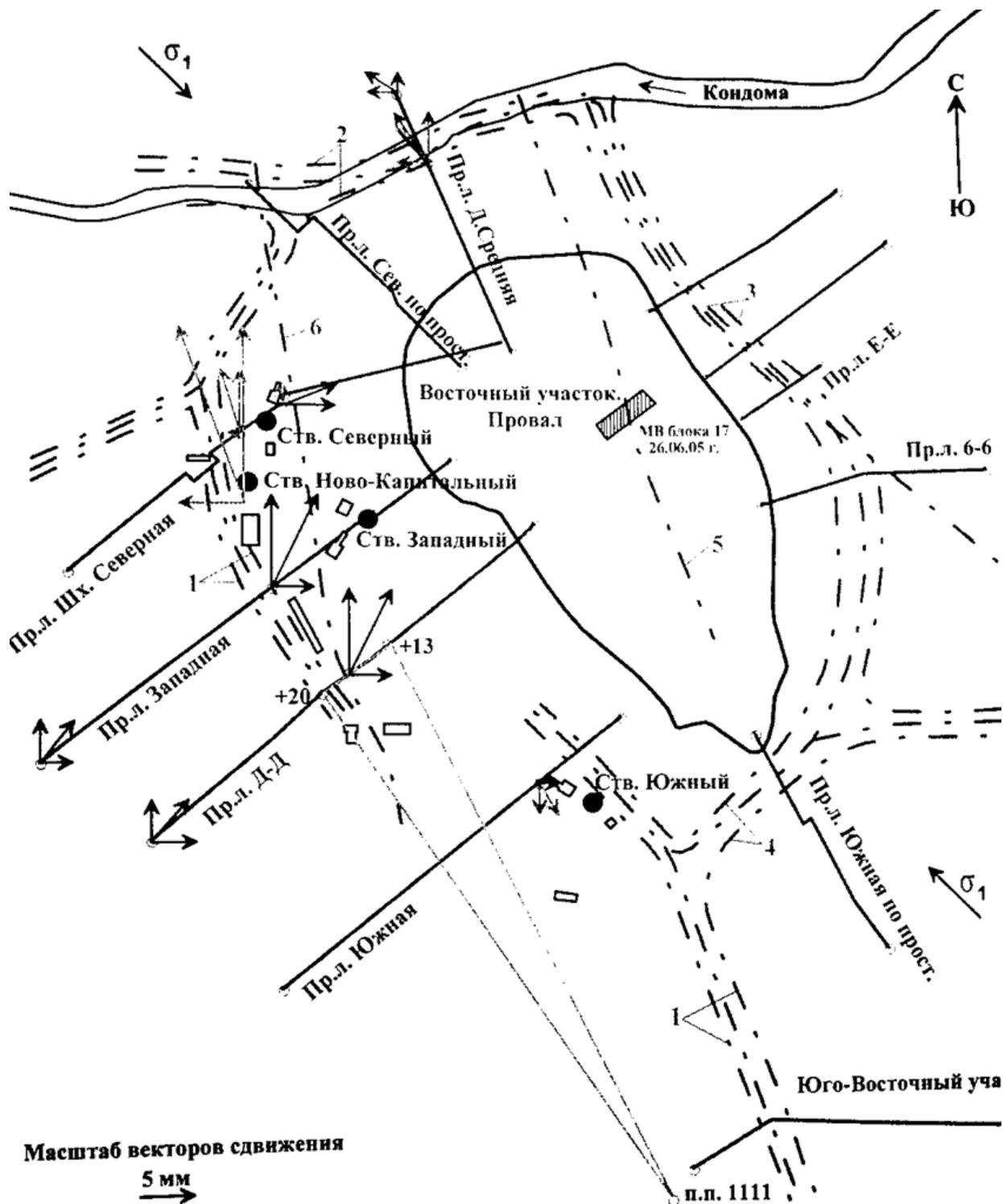


Рис. 86. Схема геодезических построений на Таштагольском ГДП

Для обеспечения безопасной разработки Самотлорского месторождения в 2002 г. на его территории были заложены 85 глубинных реперов и выполнен первый цикл измерений. С 2002 по 2006 г. на геодинимическом полигоне всего было выполнено четыре цикла комплексных наблюдений, включающих GPS-измерения, нивелирование II класса и высокоточную гравиметрию.

Одним из важнейших вопросов планирования геодинимических наблюдений является их оптимизация, которая включает в себя проектирование оптимальной схемы сети, оптимизацию точности и весов измерений, что позволяет минимизировать экономические и трудовые затраты и обеспечить требуемый уровень точности результатов измерений.

Создаются методы оптимизации деформационных GNSS-сетей. Рассматриваются вопросы оптимизации зависимых геодезических измерений, оптимального проектирования геодезических сетей и предлагаются алгоритмы такого проектирования и отбора наиболее информативных измерений в деформационных сетях.

Применение спутниковых технологий для геодинимических исследований позволило получать точные данные об изменениях горизонтальных координат пунктов в мониторинговом режиме, значительно упростило проведение многолетних повторных наблюдений и расширило круг возможностей интерпретации результатов наблюдений.

Геодезические методы являются основными при изучении современных тектонических движений и деформаций.

Академик В. Е. Хаин

5. МЕТОДЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ, ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ДВИЖЕНИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

5.1. Представление и интерпретация результатов повторного нивелирования

Термин «интерпретация» в контексте данной работы употребляется для обозначения процесса перехода от данных, полученных из геодезических измерений на ГДП, к параметрам, моделям и другим описаниям, характеризующим движение земной поверхности.

По результатам повторного нивелирования появляется возможность получения изменений высот реперов и разностей превышений пунктов, по которым можно судить о вертикальных смещениях и деформациях земной поверхности. Для оценки движений пунктов, происходящих на протяжении нескольких циклов, все смещения приводят к некоторому начальному циклу – «исходной эпохе».

Кроме того, могут быть вычислены скорости движений земной поверхности как разности превышений из двух циклов нивелирования, отнесенные к интервалу времени между этими циклами:

$$V = \frac{h_j - h_i}{\Delta t_{ij}},$$

где h_i – значение превышения, полученное в i -м цикле измерений;

h_j – значение превышения, полученное в j -м цикле измерений;

Δt_{ij} – интервал времени между циклами i и j .

Скорости смещений земной коры, вычисленные по приведенной выше формуле, предполагают линейное изменение скоростей между циклами измерений. Значения скоростей для произвольных точек земной поверхности, расположенных между реперами, могут вычисляться с помощью линейной интерполяции или с использованием интерполяционных функций.

В скоростях движений земной поверхности, определенных таким образом, могут быть выделены фоновая и переменная составляющие – длиннопериодические и короткопериодические скорости. Фоновые компоненты скоростей определяются по методике, предложенной Христовым, путем совместного определения параметров смещений и высот реперов. Кроме скоростей, в случаях многолетнего нивелирования, содержащего не менее 5–6 циклов, могут быть выделены ускорения движений пунктов. Короткопериодические компоненты скоростей находят по превышениям, из которых исключается долгопериодическая составляющая.

Для отображения результатов повторного нивелирования широко применяются графические методы. Некоторые графические представления изменения положений реперов могут быть получены непосредственно по результатам повторных геодезических наблюдений без их предварительной обработки. К таким материалам относятся графики изменения высот отдельных пунктов во времени, графики накопления разностей превышений на протяжении одного или нескольких циклов наблюдений, графики скоростей движений пунктов. Пример графика, построенного по данным геодезических наблюдений на пунктах Таштагольского геодинимического полигона, приведен на рис. 87.

Преимуществами такого представления результатов повторного нивелирования являются, прежде всего, простота и наглядность. Кроме того, полученные графики легко соотносятся со схемой цикла землетрясения из нескольких фаз для выявления предвестников землетрясений геодезическими методами. Есть примеры такого сравнения и выделения различных фаз на графиках вертикальных движений земной поверхности, полученных по данным повторного нивелирования.

При графическом отображении изменения разностей превышений во времени рекомендуется построение как общего графика для всех циклов измерений относительно некоторого базового цикла, так и графиков изме-

нений превышений между смежными циклами наблюдений, для того чтобы избежать потери информации о смещениях утраченных реперов.

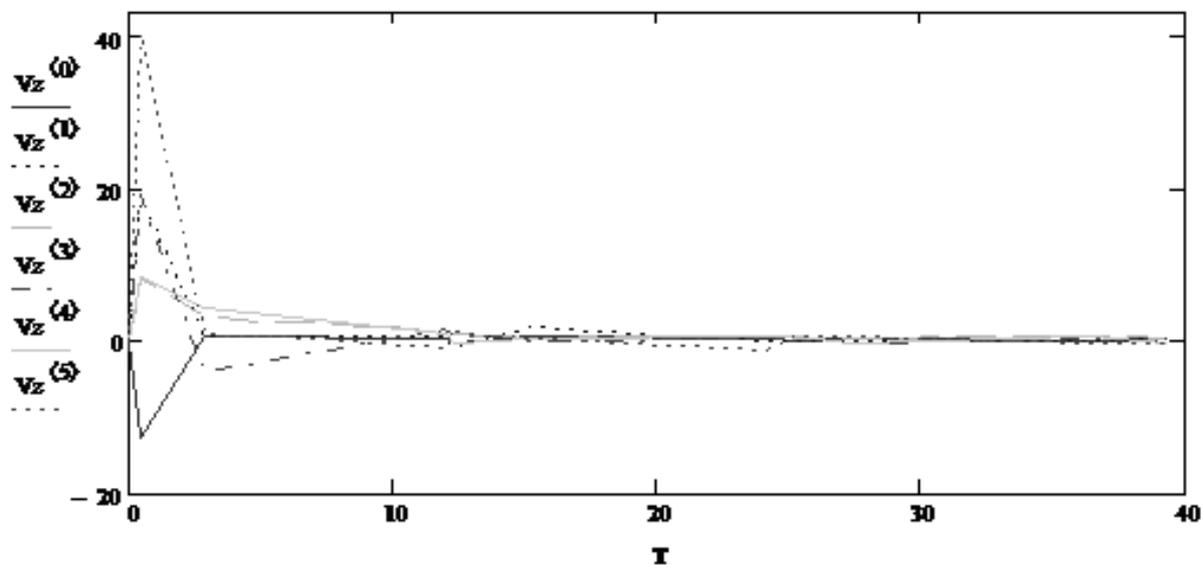


Рис. 87. Изменения вертикальных скоростей движения пунктов Таштагольского ГДП

Движения реперов могут быть представлены и в виде гистограмм, иллюстрирующих уклонения их положения относительно средних за несколько циклов измерений значений.

Наиболее емким методом графической интерпретации наблюдений за вертикальными движениями земной коры, при своей компактности обладающим значительной подробностью и информативностью, представляется построение пространственно-временных графиков вертикальных смещений и скоростей вертикальных смещений.

Суть построения таких графиков заключается в том, что по одной из осей (вертикальной) откладываются временные интервалы, по другой – расстояния между пунктами нивелирования. Распределение смещений (скоростей смещений) изображается в виде изолиний, полученных методом интерполяции между точками, значения смещений (скоростей смещений) которых на определенные моменты времени известны из измерений.

Фоновые и короткопериодические составляющие скоростей движений пунктов, определенные по упомянутой выше методике, также могут

быть представлены графически. По долгопериодическим компонентам скоростей для обширных территорий составляются карты современных вертикальных движений земной коры. Наиболее распространенным способом изображения фоновых скоростей является представление их распределения с помощью изолиний, переменные скорости смещения пунктов обычно представляют в виде графиков их изменения во времени.

В результате исследования вертикальных движений земной коры Кавказского региона с 1895 по 1992 г. был построен ряд карт вертикальных движений земной коры (рис. 88), происходивших на территории Кавказа в разные годы. При сравнительном анализе материалов разных лет выявлен знакопеременный и периодический характер движений, а также подъем Кавказского хребта (10–12 мм/год), предшествовавший Рачинскому землетрясению 1991 г.

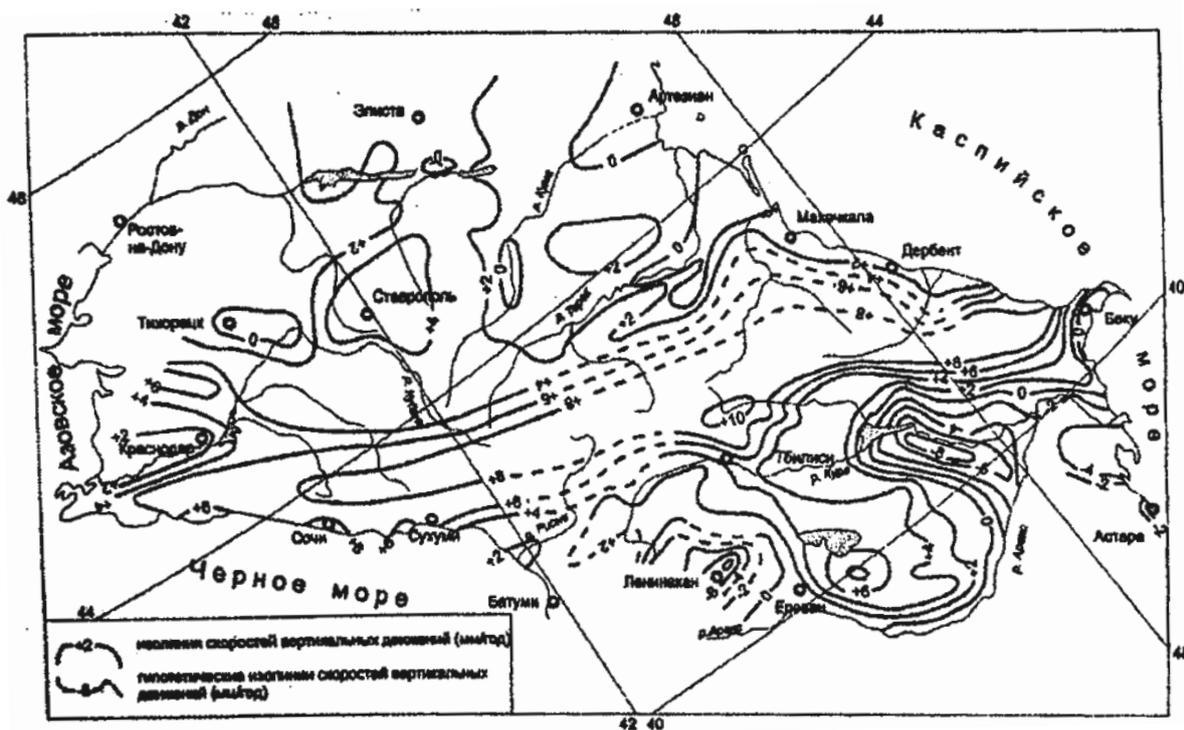


Рис. 88. Карта современных вертикальных движений Кавказского региона [38]

Иногда для изучения вертикальных движений земной коры используется метод корреляционной картографии, который заключается в выявле-

нии корреляционной зависимости между скоростями современных вертикальных движений земной поверхности и различными геофизическими параметрами. Результаты такого исследования могут быть представлены на картосхемах повышенной геодинамической активности (рис. 89) в виде изокоррелат связи.

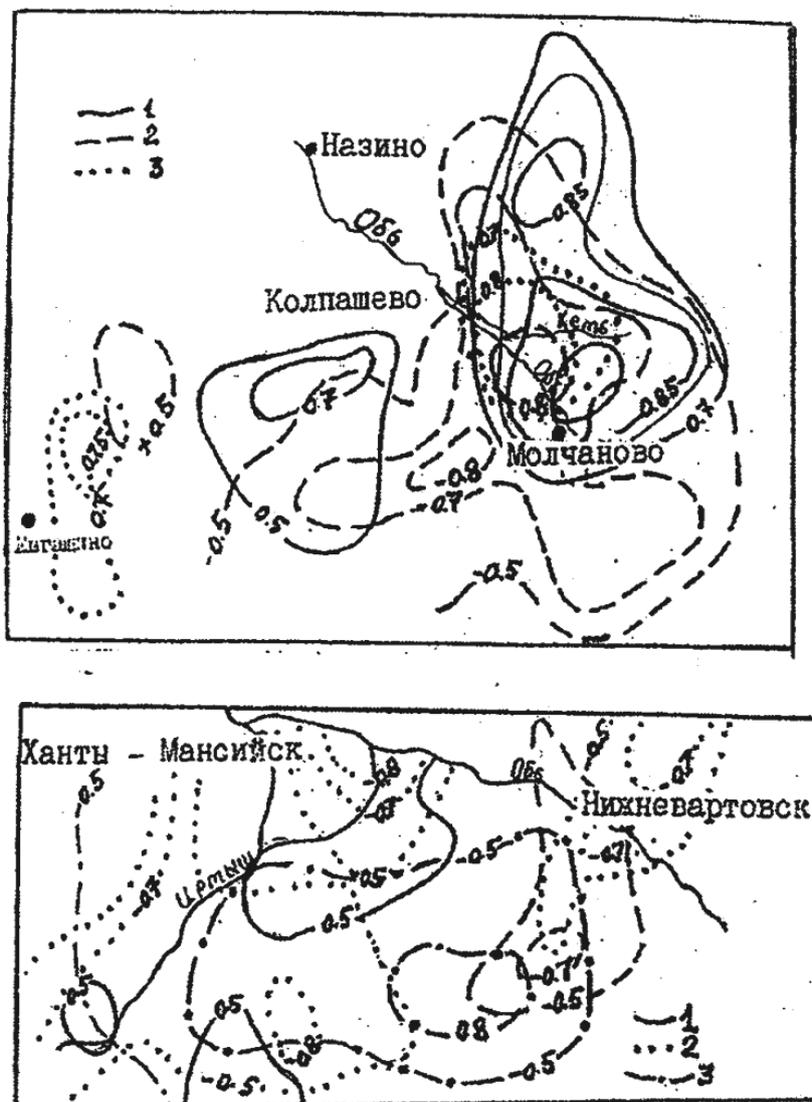


Рис. 89. Зоны повышенной геодинамической активности в районах Колпашево и Ханты-Мансийска [40]

Для интерпретации данных повторного нивелирования широко применяются методы математического моделирования. На сегодняшний день разными авторами предложено большое количество моделей, описывающих

вертикальные движения земной поверхности на территории различных геодинамических полигонов. Примерами могут служить модель вертикальных движений в вулканической области, модели накопления и сброса упругих деформаций земной поверхности.

Необходимо отметить, что при интерпретации результатов геодезических наблюдений за вертикальными движениями земной коры в районе ГЭС обязательным является учет изменений гравитационного поля, вызванных влиянием водных масс. В связи с этим разработаны рекомендации по вычислению поправок за изменение гравитационного поля в результаты повторного нивелирования.

5.2. Представление и интерпретация результатов геодезических наблюдений за горизонтальными движениями земной поверхности

Одним из наиболее простых и распространенных способов представления горизонтальных движений земной поверхности, происходящих в пределах исследуемой области, является получение векторов смещений пунктов. Каждый такой вектор получается по результатам двух циклов наблюдения, координаты начала вектора совпадают с координатами пункта на более ранний цикл наблюдения, конца – с координатами пункта из последующего цикла измерений.

Однако у такого подхода существуют некоторые недостатки. Во-первых, так как система координат, относительно которой происходит сравнение двух циклов, закрепляется с помощью пунктов, выбранных в качестве стабильных, особое внимание стоит уделять выбору таких пунктов. Общая картина распределений векторов смещений зависит от этого выбора. Во-вторых, использование данного способа не позволяет делать выводы относительно деформаций земной поверхности изучаемой территории.

При определении векторов смещений следует обращать внимание на еще один момент, связанный с ошибками измерений. При использовании традиционных геодезических методов измерений он заключается в возникновении кажущихся «разворотов» и «деформаций» сети, вследствие

случайных ошибок, с которыми выполнялись привязка к исходному направлению и исходному базису. При использовании же метода спутниковых наблюдений ошибки нередко имеют значения, соизмеримые с самими смещениями пунктов.

Для устранения эффекта кажущихся «разворотов» и «деформаций» рекомендуется использовать метод трансформирования. Суть этого способа заключается в вычислении параметров, с помощью которых возможно приведение системы отсчета для одного цикла наблюдений к системе отсчета другого цикла. В большинстве случаев в качестве таких параметров выступают перенос осей системы координат (координаты начала отсчета новой системы относительно старой), угол разворота осей и масштабный коэффициент. Тогда формулы трансформирования примут вид:

$$X^{\text{II}} = X_{\text{нач}} + m \cdot X^{\text{I}} \cdot \cos a - m \cdot Y^{\text{I}} \cdot \sin a;$$

$$Y^{\text{II}} = Y_{\text{нач}} + m \cdot Y^{\text{I}} \cdot \cos a + m \cdot X^{\text{I}} \cdot \sin a,$$

где $X^{\text{II}}, Y^{\text{II}}$ – координаты точки в новой системе отсчета;

$X^{\text{I}}, Y^{\text{I}}$ – координаты точки в старой системе отсчета;

$X_{\text{нач}}, Y_{\text{нач}}$ – координаты начала отсчета новой системы координат относительно старой;

a – угол разворота осей;

m – масштабный коэффициент.

Так как разворот системы координат имеет небольшое значение, а масштабный коэффициент близок к 1, то в результате замены a на da и m на $(1 + d\mu)$ и выполнения некоторых преобразований получаются следующие формулы:

$$X^{\text{II}} - X^{\text{I}} = X_{\text{нач}} - da \cdot Y^{\text{I}} + d\mu \cdot X^{\text{I}};$$

$$Y^{\text{II}} - Y^{\text{I}} = Y_{\text{нач}} + da \cdot X^{\text{I}} + d\mu \cdot Y^{\text{I}}.$$

Применение метода трансформирования для более надежного получения векторов смещений реализуется по следующей схеме. Сначала отбираются пункты, по которым планируется выполнять трансформирова-

ние, и вычисляются средние значения их координат. Затем для упрощения последующих вычислений приводят начало системы координат в центр тяжести сети, который вычисляется только по отобранным пунктам:

$$X_i^I - \frac{[X_i^I]}{n} = \bar{X}_i^I; \quad Y_i^I - \frac{[Y_i^I]}{n} = \bar{Y}_i^I.$$

После чего могут быть вычислены параметры трансформирования:

$$\bar{X}_{\text{нач}} = \frac{[(X^{\text{II}} - \bar{X}^I)_i]}{n}; \quad \bar{Y}_{\text{нач}} = \frac{[(Y^{\text{II}} - \bar{Y}^I)_i]}{n};$$

$$d\mu = \frac{[\bar{X}_i^I (X^{\text{II}} - \bar{X}^I)_i] + [\bar{Y}_i^I (Y^{\text{II}} - \bar{Y}^I)_i]}{[(\bar{X}_i^I)^2] + [(\bar{Y}_i^I)^2]},$$

$$da = \frac{[\bar{X}_i^I (Y^{\text{II}} - \bar{Y}^I)_i] + [\bar{Y}_i^I (X^{\text{II}} - \bar{X}^I)_i]}{[(\bar{X}_i^I)^2] + [(\bar{Y}_i^I)^2]}$$

и трансформированные координаты пунктов:

$$\bar{X}^{\text{II}} = \bar{X}^I + \bar{X}_{\text{нач}} - da \cdot \bar{Y}^I + dm \cdot \bar{X}^I;$$

$$\bar{Y}^{\text{II}} = \bar{Y}^I + \bar{Y}_{\text{нач}} + da \cdot \bar{X}^I + dm \cdot \bar{Y}^I.$$

Векторы смещений пунктов получают через разности значений исходных и трансформированных координат.

Горизонтальные движения и деформации земной коры также могут быть описаны с помощью функций перемещений, которые в общем случае представляют собой полиномы вида:

$$u = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + \dots;$$

$$v = b_0 + b_1x + b_2y + b_3xy + b_4x^2 + \dots,$$

где u, v – функции, описывающие движение вдоль осей x и y соответственно;

a_i, b_i – неизвестные коэффициенты.

Частным случаем такого описания являются линейные функции перемещений, описывающие однородную деформацию:

$$u = a_1x + a_2y; \quad v = b_1x + b_2y.$$

Применение этих функций оправдано для небольших участков, чем меньший размер имеет объект, тем точнее будет аппроксимация. Поэтому в качестве аппарата для реализации дифференциального описания деформаций используют метод конечных элементов.

Суть метода конечных элементов заключается в том, что исследуемая область представляется в виде дискретных элементов небольших размеров, обычно треугольной (реже прямоугольной) формы, в узлах которых вычисляются значения деформаций. Нагрузки, которым подвержены небольшие элементы земной поверхности, заменяют на точечные. Предполагается, что деформация внутри каждого элемента однородна и может быть описана с помощью достаточно простых функций. Приведенный метод может применяться и для изучения вертикальных движений земной поверхности.

Метод конечных элементов применяется, когда на исследуемой непрерывной области известны значения изучаемых параметров только для нескольких точек, принадлежащих данной области. Возникает необходимость аппроксимации изучаемых параметров на всю исследуемую область. Для более точной аппроксимации область разбивается на подобласти малых размеров, называемые конечными элементами, и задача аппроксимации решается внутри каждого такого элемента. Таким образом, можно получить численное решение для любой точки любого конечного элемента, а значит, и всех точек исследуемой области.

При решении задач геодинамики метод конечных элементов применяется в качестве математического аппарата для определения параметров деформации. Площадь геодинамического полигона разбивается на совокупность конечных элементов (рис. 90). Внутри элементов получают распределения параметров деформации, и, следовательно, могут быть получены значения этих параметров в любой точке, принадлежащей области ГДП.

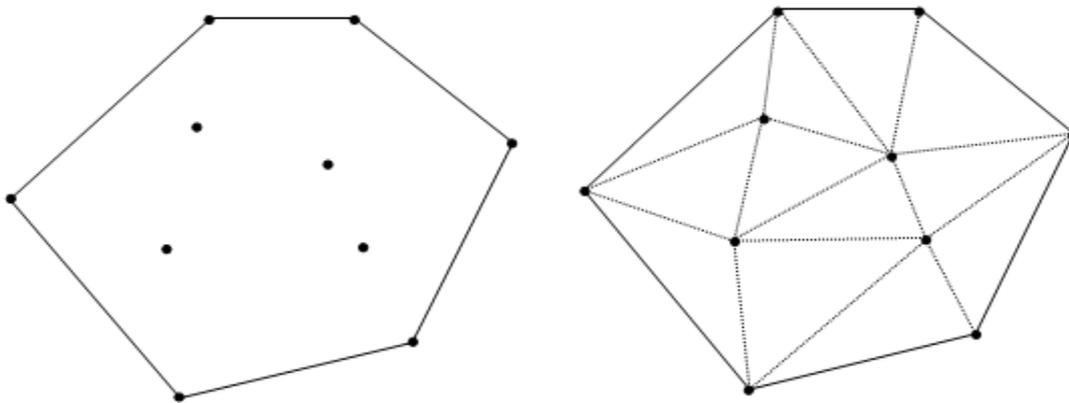


Рис. 90. Выделение конечных элементов внутри исследуемой области

Полученные результаты могут быть визуализированы в специальном программном обеспечении, удобным является их представление в виде полей распределения соответствующих характеристик. Визуальное представление параметров деформации позволяет наглядно оценить их распределение и отметить наиболее интенсивно деформируемые участки (рис. 91). Наглядное представление распределения векторов смещений пунктов позволяет отметить характер движения и особенности распределения смещений. В частности, такое представление позволяет выявить вращательный характер движений.

Учитывая однородность деформации в пределах каждого элемента получены формулы, связывающие измеряемые величины с параметрами деформации:

$$\delta\theta = \frac{1}{2}\gamma_1 \sin 2\theta + \frac{1}{2}\gamma_2 \cos 2\theta + w;$$

$$e = -\frac{1}{2}\gamma_1 \cos 2\theta + \frac{1}{2}\gamma_2 \sin 2\theta + \frac{1}{2}\Delta;$$

$$\delta\beta = \left[\gamma_1 \cos \cos(\theta_{ik} + \theta_{ij}) - \gamma_2 \sin(\theta_{ik} + \theta_{ij}) \right] \sin\beta.$$

Параметры γ_1 и γ_2 характеризуют чистую деформацию, возникающую за счет перемещений пунктов, w – вращение элемента, Δ – относительное изменение площади элемента (дилатация).

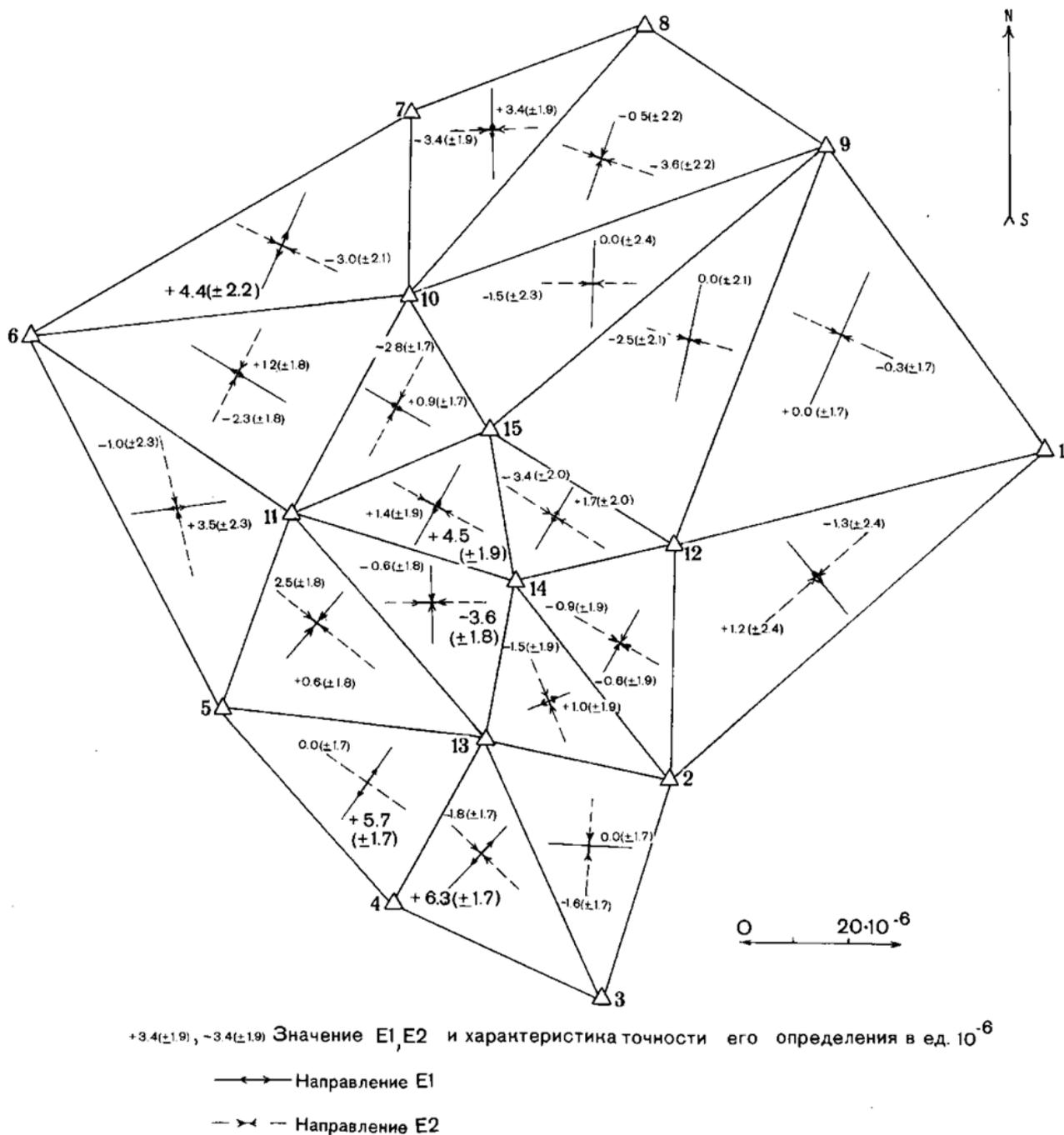


Рис. 91. Схема сети Карымского ГДП с компонентами деформации за период 1981–1983 гг. [41]

Имеется методика для практического определения данных характеристик деформации по результатам угловых, линейных и линейно-угловых измерений.

Для треугольного конечного элемента имеем:

$$\begin{aligned} u_{12} &= a_1 x_{12} + a_2 y_{12}; \quad v_{12} = b_1 x_{12} + b_2 y_{12}; \\ u_{13} &= a_1 x_{13} + a_2 y_{13}; \quad v_{13} = b_1 x_{13} + b_2 y_{13}, \end{aligned}$$

где $x_{12}, x_{13}, y_{12}, y_{13}$ – приращения соответствующих координат вершин 2 и 3 относительно первой вершины.

Тогда параметры деформации могут быть получены по следующим формулам:

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= \frac{-x_{12}v_{13} - y_{12}u_{13} + x_{13}v_{12} + y_{13}u_{12}}{x_{12}y_{13} - x_{13}y_{12}}; \\ \gamma_2 &= \frac{x_{12}u_{13} - y_{12}v_{13} - x_{13}u_{12} + y_{13}v_{12}}{x_{12}y_{13} - x_{13}y_{12}}; \\ \Delta &= \frac{x_{12}v_{13} - y_{12}u_{13} - x_{13}v_{12} + y_{13}u_{12}}{x_{12}y_{13} - x_{13}y_{12}}; \\ w &= \frac{x_{12}u_{13} + y_{12}v_{13} - x_{13}u_{12} + y_{13}v_{12}}{2(x_{12}y_{13} - x_{13}y_{12})}. \end{aligned}$$

Для интерпретации геофизических процессов земной коры исследуемой области также вычисляют величины главных деформаций, соответствующие экстремальным сжатиям и растяжениям (E_1, E_2) и их разность (максимальный сдвиг), определяют направления главных осей деформации (по которым происходят максимальные сжатия и растяжения):

$$\begin{aligned} E_1 &= \frac{1}{2}(\Delta + \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2}); \quad E_2 = \frac{1}{2}(\Delta - \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2}); \\ \gamma_m &= E_1 - E_2 = \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2}. \end{aligned}$$

Методы, основанные на законах теории упругости, получили широкое распространение для изучения деформаций земной поверхности. Зависимость между смещениями и деформациями для изотропных материалов имеет вид:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x}; \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}; \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}; \quad 2\varepsilon_{xy} = \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x};$$

$$2\varepsilon_{yz} = \frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y}; \quad 2\varepsilon_{xz} = \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x},$$

где u_x , u_y , u_z – компоненты перемещений; ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{zz} – относительные удлинения; ε_{xy} , ε_{yz} , ε_{xz} – деформации сдвига.

Нередко для характеристики деформаций используют матрицы, составленные из их компонент, называемые тензорами деформации:

$$T_\varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{pmatrix}.$$

Деформация в любой точке тела характеризуется шестью величинами относительных удлинений и деформаций сдвига. Соответственно горизонтальные деформации однозначно определяются с помощью четырех параметров.

Приведенные выше формулы являются основными для решения задач теории упругости и определения компонент напряжений и деформаций. В качестве математического аппарата для решения этих задач обычно применяются описанный выше метод конечных элементов и другие численные методы.

5.3. Визуализация результатов обработки и интерпретации наблюдений

Интенсивное использование визуальных методов интерпретации результатов наблюдений за горизонтальными движениями земной поверхности связано прежде всего с их наглядностью. Такие данные являются наиболее доступными для зрительного восприятия, понимания, представляют невидимую информацию с помощью зрительных моделей.

В настоящее время для отображения геодинамических процессов применяются разнообразные методы визуализации, среди которых особое внимание уделяется балансу между наглядностью и метричностью изображений.

Соотношение этих свойств неодинаково при использовании различных способов визуализации и этим во многом определяется выбор того или иного метода. Преобладающая роль наглядности при построении визуальной модели обеспечивает простоту зрительного восприятия, в то время как метричность наделяет ее геометрической точностью, практической значимостью, возможностью ее использования для получения численных решений и результатов. Рассмотрим некоторые наиболее распространенные методы визуализации данных о геодинамических свойствах изучаемого объекта.

Некоторые графические представления изменения положений пунктов могут быть получены непосредственно по результатам повторных геодезических наблюдений без их предварительной обработки. К таким материалам относятся графики изменения координат отдельных пунктов во времени, графики накопления разностей координат на протяжении одного или нескольких циклов наблюдений, графики изменения скоростей движений пунктов.

Движения реперов могут быть представлены и в виде гистограмм, иллюстрирующих отклонения их положения относительно средних за несколько циклов измерений значений.

Среди графических методов изображения горизонтальных движений земной поверхности большое распространение получило визуальное представление зависимости величин смещений пунктов от их удаленности от разлома, полученное по результатам геодезических наблюдений на активных разломах. Строятся графики, отражающие эту зависимость, полученные по триангуляционным наблюдениям некоторых активных разломов при сильных землетрясениях ($M = 7-8,5$). Характер графиков позволяет делать вывод о существовании функциональной зависимости экспоненциального характера между названными величинами.

Визуализация может быть выполнена с помощью других методов: поля векторов смещений земной поверхности, графиков зависимости скоро-

стей движений от широты пункта и удаленности от эпицентра землетрясения, распределения максимальных и минимальных сжатий и растяжений, деформаций в эпицентральной зоне.

Визуальное представление параметров деформации обычно осуществляется с помощью изолиний, отражающих их распределение на исследуемой территории. Для более наглядного отображения деформационных характеристик возможно также использование цветовой палитры, в таком случае значение деформации определяется оттенком и интенсивностью цвета. Такой способ обладает меньшей графической точностью, чем представление с помощью изолиний, но является более удобным для выделения зон, подверженных наибольшим деформациям, и предвестниковых движений земной поверхности.

Также широко применяется графическое представление экстремальных растяжений и сжатий. Максимальные и минимальные растяжения (сжатия) показывают внутри каждого конечного элемента в виде перпендикулярных линий, длина которых пропорциональна значениям отображаемых величин. На линиях располагают стрелки, направленные к точке их пересечения в случае сжатия и от нее – для изображения растяжений, часто для различения сжатия и растяжения изображают разными цветами.

Визуальное представление смещений земной коры в виде поля векторов не несет непосредственной информации о деформациях земной поверхности, но позволяет заметить особенности смещений пунктов. В частности, может быть замечен вращательный характер движений земной поверхности в сейсмически активных районах.

В настоящее время, во многом благодаря появлению спутниковых методов и возможности проведения частых циклических или непрерывных наблюдений, реализуется еще один метод визуального представления результатов геодезических наблюдений за движениями земной поверхности – метод анимированного изображения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии сделан обзор исторического развития геодинамических исследований, наиболее значимых научных гипотез на эту тему, дано современное представление о поведении такой сложной системы, как Земля. Приведены многие понятия геодинамических исследований, различные классификации геодинамических процессов, многочисленные примеры глобальных, региональных и локальных геодинамических явлений.

Сделан акцент на необходимости количественного оценивания геодинамических проявлений на основе геодезических данных. Проведен обзор как классических, так и современных методов наблюдений за геодинамикой. Описаны природные и техногенные геодинамические явления, технологии геодинамических наблюдений на ГДП и методы последующей интерпретации результатов геодезических наблюдений и их компьютерной визуализации.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Хаин В. Е. Геодинамические процессы, эволюция взглядов и современные представления. Океанология, геофизика океана. Т. 2. Геодинамика; отв. ред. О. Г. Сорохтин. – М.: Наука, 1979.
2. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред.; пер. с англ. – М.: Мир, 1985. – 360 с.
3. Херсонский клуб любителей астрономии [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://astrohome-kherson.narod.ru/images/slice_4/solnechnaya_sistema
4. Все пройдет [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://krokhobor.livejournal.com/feed?skip=20>
5. Шейдеггер А. Основы геодинамики; пер. с нем. – М.: Недра, 1987.
6. Сайт учителя географии [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://korolkovaanna.ucoz.ru/7-4-2.ppt>
7. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. – М.: Недра, 1979.
8. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник. – 2-е изд., исп. и доп. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
9. Артюшков Е. В. Геодинамика. – М.: Наука, 1979.
10. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле; пер. с англ. – М.: Мир, 1991. – 447 с.
11. Шейдеггер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
12. Кафтан В. И., Серебрякова Л. И. Современные движения земной коры. Т. 28. – М., 1990. – 149 с. (Геодезия и аэросъемка. Итоги науки и техники. ВИНТИ АН СССР).
13. Злобин Т. К. Геодинамические процессы и природные катастрофы: учеб. пособие. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2010. – 228 с.
14. Аплонов С. В. Геодинамика: учебник. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2001. – 360 с.

15. Республиканский ресурсный центр [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.distedu.ru/mirror/_geo/geo.1september.ru/2004/45/7-1.jpg
16. Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003.
17. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапо Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 т. – М.: Недра, 1990.
18. Колмогоров В. Г. Современная геодинамика Сибири по результатам геодезических и геолого-геофизических исследований: монография. – Новосибирск : СГГА, 2013. – 236 с.
19. Сейсморайонирование. Карты ОСР-97 «Объяснительная записка» [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://dwg.ru/dnl/2497>
20. Идентификация движений и напряженно-деформированного состояния самоорганизующихся геодинамических систем по комплексным геодезическим и геофизическим наблюдениям: монография / В. А. Середович и др. – Новосибирск: СГГА, 2004. – 356 с.
21. Мазуров Б. Т. Математическое моделирование по геодезическим данным: учеб. пособие. – Новосибирск: СГГА, 2013. – 127 с.
22. Моги К. Предсказание землетрясений. – М.: Мир, 1988. – 382 с.
23. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. – М.: Мир, 1979. – 388 с.
24. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии / Т. Асада и др.; под ред. Т. Асада. – М.: Недра, 1984. – 312 с.
25. Потоп в городе [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.platinumwall.ru/?go=wallpapers&id=9058>
26. Садовский М. А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. – 1979. – № 4. – С. 829–832.
27. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991. – 96 с.
28. Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements / Y. Bock, L. Prawirodirdjio, J. F. Genrich, C.W. Stevens, R. McCaffrey, C. Subarya, S. S. O. Puntodewo, and E. Calais // Journal of Geophysical Research, Vol. 108, 2003. – P. 1–21.
29. Сато Х. Повторные геодезические съемки // Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. – М.: Недра, 1984. – С. 108–120.

30. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит / Ю. Г. Гатинский и др. // Вестник Краунц. Науки о Земле. – 2008. – № 1. – Выпуск № 11. – С. 32–47.

31. Вращение и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений [Текст] / А.В. Лухнев и др. // Геология и геофизика. – 2010. – № 7. – С. 1006–1017.

32. Илюхин С. Р., Шестопалов В. Я. Исследование геодинамики региона Крым – Западный Кавказ методами GPS-измерений // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 2007. – № 3. – С. 22–25.

33. Остач О. М., Дмитроченков В. Н., Злотин В. В. Геодезические методы изучения деформаций земной коры на геодинамических полигонах. – М.: ЦНИИГАиК, 1985. – 113 с.

34. Уиттен Ч. А. Движения коры по данным триангуляционных измерений // Предсказание землетрясений: сб. статей и материалов по разработке проблемы предсказания землетрясений. – М., 1968. – С. 162–165.

35. Генике А. А., Черненко В. Н. Комплексные исследования на локальных геодинамических полигонах // Геопрофи. – 2003. – № 2. – С. 11–15.

36. Стефаненко Н. И. Из опыта эксплуатации геодезического комплекса средств и методов контроля общих перемещений арочно-гравитационной плотины СШГЭС // ГЕО-Сибирь-2009. V Междунар. науч. конгр. : сб. материалов в 6 т. (Новосибирск, 20–24 апреля 2009 г.). – Новосибирск: СГГА, 2009. Т. 1, ч. 2. – С. 92–102.

37. Серебрякова Л. И., Ходаков П. А. О постановке работ на геодинамических полигонах // Геодезия и картография. – 2006. – № 5. – С. 27–35.

38. Серебрякова Л. И. Научно-технический сборник по геодезии. Геодинамические исследования. – М.: ФГУП «ЦНИИГАиК», 2011. – 150 с.

39. Антонович К. М., Карпик А. П., Клепиков А. Н. Спутниковый мониторинг земной поверхности // Геодезия и картография. – 2004. – № 1. – С. 4–11.

40. Колмогоров В. Г. Корреляционный анализ некоторых кинематических параметров Западно-сибирской плиты // ГЕО-Сибирь-2008. IV Междунар. науч. конгр. : сб. материалов в 5 т. (Новосибирск, 22–24 апреля 2008 г.). – Новосибирск: СГГА, 2008. Т. 1, ч. 2. – С. 60–64.

41. Шароглазова Г. А. Применение геодезических методов в геодинамике: учеб. пособие. – Новополюцк: ПГУ, 2002. – 192 с.

СЛОВАРЬ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ТЕРМИНОВ

Астеносфера (от греч. *Asthenas* – слабый и сфера) – слой пониженной твердости, прочности и вязкости в верхней мантии Земли, подстилающий литосферу. Верхняя граница – на глубине около 100 км под материками и около 50 км под дном океана; нижняя – на глубине 250–350 км. Астеносфера играет важную роль в происхождении эндогенных процессов, протекающих в земной коре (магматизм, метаморфизм и др., ротационный механизм).

Вращение Земли (суточное) – вращение Земли вокруг своей оси с запада на восток, или против часовой стрелки, если смотреть с Северного полюса мира. Вращение Земли вызывает смену дня и ночи, определяет длительность суток. Происходит неравномерно: в течение года колеблется в пределах 1-2 мс. Положение оси вращения Земли, а следовательно, и земных географических полюсов меняется из-за прецессии и нутации.

Геоид (от гео... и греч. *idos* – вид) – фигура Земли, ограниченная уровнем поверхности, продолженной под континентами. Поверхность геоида отличается от физической поверхности Земли, на которой резко выражены горы и океанические впадины.

Геосинклиналь (от гео... и синклиналь) (геосинклинальный пояс) – длинный (десятки и сотни километров) – относительно узкий и глубокий прогиб земной коры, возникающий на дне морского бассейна, обычно ограниченный разломами и заполненный мощными толщами осадочных и вулканических пород. В результате длительных и интенсивных тектонических деформаций превращается в сложную складчатую структуру – часть горного сооружения. Геосинклинали расположены обычно или в зоне перехода от океана к континенту, или между континентами. Рассматриваются как области превращения океанической земной коры в континентальную. Пример современного аналога геосинклинали – островные дуги (вместе с глубоководными желобами) окраинных и внутренних морей. В этом смысле геосинклиналь – синоним геосинклинального пояса.

Гипоцентр – точка начала перемещения масс (вспарывания разрыва) в очаге землетрясения. Глубина до 700 км.

Дислокация (геол.) – нарушение первичного залегания горных пород, вызванное тектоническими, магматическими или экзогенными процессами. Земля – третья от Солнца планета Солнечной системы, обращающаяся вокруг него по эллиптической орбите (близкой к круговой) со средней скоростью 29,765 км/с на среднем расстоянии 149,6 млн. км за период, равный 365,24 средних солнечных суток. Наклон земной оси к плоскости эклиптики – $66^{\circ}33'22''$, период вращения вокруг оси – 23 ч 56 мин 4,1 с. Экваториальный радиус – 6 378,16 км. Полярный радиус – 6 356,778 км. Сплюснутость эллипсоида $\varepsilon = 0,003\ 352\ 92$ (теоретическое $\varepsilon = 0,003\ 273$). Отличие характеризует неоднородное внутреннее строение Земли. Ось вращения Земли описывает круги с периодом 1 и 1,2 года (радиусом 3 м). Ось вращения направленно смещается со скоростью 10 см/год. Полярный момент инерции $C = 8,068\ 8 \cdot 1\ 044\ \text{г} \cdot \text{см}^2$. Экваториальный момент инерции $C = 8,042 \cdot 1\ 044\ \text{г} \cdot \text{см}^2$.

Землетрясение – подземные толчки и колебания земной поверхности, возникающие в результате внезапных смещений и разрывов в земной коре или верхней части мантии и передающиеся на большие расстояния в виде упругих колебаний. Интенсивность землетрясения оценивается в сейсмических баллах, для энергетической классификации землетрясений пользуются магнитудой. Известны два главных сейсмических пояса: Тихоокеанский, охватывающий кольцом берега Тихого океана, и Средиземноморский, простирающийся через юг Евразии от Пиренейского полуострова на западе до Малайского архипелага на востоке. В пределах океанов значительной сейсмической активностью отличаются срединно-океанические хребты.

Земная кора – верхняя оболочка «твердой» Земли, ограниченная снизу поверхностью Мохоровичича. Различают континентальную кору (толщиной от 35–45 км под равнинами до 70 км в области гор) и океаническую (5–10 км). В строении первой имеются три слоя: верхний осадочный, средний, называется условно гранитным, и нижний базальтовый; в океанической коре гранитный слой отсутствует, а осадочный имеет уменьшенную мощность. Земная кора подвержена постоянным тектоническим

движениям. В ее строении выделяют подвижные области (складчатые пояса) и относительно спокойные – платформы.

Земная ось (ось вращения Земли) – прямая, вокруг которой происходит суточное вращение Земли; проходит через центр Земли и пересекает земную поверхность в географических полюсах.

Литосферная плита – крупный (несколько тысяч километров в поперечнике) блок земной коры, включающий не только континентальную, но и сопряженную с ней океаническую кору; ограничен со всех сторон сейсмически и тектонически активными зонами разломов.

Магнитуда землетрясения (от лат. Magnitudo – величина) – условная величина, характеризующая общую энергию упругих колебаний, вызванных землетрясениями или взрывами; пропорциональна логарифму энергии землетрясений; позволяет сравнивать источники колебаний по их энергии. Максимальное значение – около 9.

Мантия Земли – оболочка «твердой» Земли, расположенная между земной корой и ядром Земли. Составляет 83 % объема Земли (без атмосферы) и 67 % ее массы. Верхняя граница проходит на глубине от 5–10 до 70 км по поверхности Мохоровичича, нижняя – на глубине 2 900 км по границе с ядром Земли. Предполагают, что мантия Земли в основном сложена оливином и делится на верхнюю мантию толщиной около 900 км и нижнюю – около 2 000 км; благодаря высокому давлению – от 1 до 136 ГПа вещество мантии Земли, по-видимому, находится в твердом кристаллическом состоянии (за исключением астеносферы, где оно, возможно, аморфно). Температура в мантии, по-видимому, не превышает 2 000–2 500 °С. С процессами в мантии Земли связаны тектонические движения, магматизм, вулканизм и др.

Мобилизм – геологическая гипотеза, предполагающая большие (до нескольких тысяч километров) горизонтальные перемещения крупных литосферных плит.

«*Новая глобальная тектоника*» (тектоника литосферных плит) – тектоническая гипотеза, предполагающая, что литосфера разбита на крупные плиты, которые перемещаются по астеносфере в горизонтальном направлении. Близ срединно-океанических хребтов литосферные плиты нарастают за счет вещества, поднимающегося из недр, и расходятся в сторо-

ны (спрединг); в глубоководных желобах одна плита поддвигается под другую и поглощается мантией (субдукция). Там, где плиты сталкиваются между собой, возникают складчатые сооружения. «Новая глобальная тектоника» — современный вариант гипотезы мобилизма.

Нутация (от лат. *nutatio* – колебание) – колебательное движение оси собственного вращения тела, происходящее одновременно с прецессией, при котором изменяется угол между осью собственного вращения тела и осью, вокруг которой происходит прецессия. В астрономии нутация – небольшие колебания земной оси, налагающиеся на ее прецессионное движение и обусловленные притяжением Солнца и Луны.

Обдукция – процесс, в результате которого возникают складчатые сооружения там, где плиты сталкиваются между собой.

Оползни – скользящее смещение масс горных пород вниз по склону под влиянием силы тяжести. Возникают вследствие подмыва склона, переувлажнения (особенно при наличии чередования водоупорных и водоносных пород), сейсмических толчков и др.

Ороген (от греч. *gos* – гора и *ген*) – горно-складчатое сооружение, возникающее на месте геосинклинальной системы в поздние стадии ее эволюции (орогенный этап развития геосинклинали).

Очаг землетрясения – область возникновения подземного удара в толще земной коры или верхней мантии, являющегося причиной землетрясения.

Прецессия (предварение равноденствий) – медленное передвижение точек весеннего и осеннего равноденствий. Эти точки пересечения экватора с эклиптической отступают по последней почти равномерно навстречу Земле в ее движении вокруг Солнца, и потому новое равноденствие настанет раньше, чем Земля опишет полный круг. Счет долгот ведется от точки весеннего равноденствия по направлению движения Земли, поэтому все долготы равномерно увеличиваются. Прецессия происходит от изменения положения в пространстве оси вращения Земли под влиянием притяжений Луны и Солнца. Если бы Земля была однородным шаром или состояла из концентричных однородных сферических слоев различной плотности, равнодействующая притяжения проходила бы через ее центр, не изменяя вращения. Но Земля – сжатый по оси эллипсоид; ее экваториальную выпуклость можно представить себе кольцом, расположенным наклонно

к эклиптике. Притяжение Солнца и Луны, находящихся всегда вблизи этой плоскости, стремится привести кольцо в совпадение с ней. С другой стороны, ось всякого вращающегося тела стремится сохранить неизменно свое положение в пространстве. От совместного действия Солнца и Луны и инерции вращения ось Земли, сохраняя неизменно свое наклонение к эклиптике, описывает коническую поверхность. Полнос экватора чертит круг около полюса эклиптики, а плоскость экватора, составляя постоянно один и тот же угол (около $23^{\circ}27'$) с плоскостью эклиптики, скользит по ней, и линия их пересечения (равноденственная линия) вращается по направлению часовой стрелки (если смотреть с Северного полюса). Эта так называемая лунно-солнечная прецессия вследствие изменений земной орбиты не вполне постоянна; теперь она составляет $50,36''$ в год и незначительно уменьшается. Около $2/3$ ее зависят от притяжения Луны, остальное – от притяжения Солнца. Громадная масса Солнца компенсируется большим расстоянием: прецессия пропорциональна массе и обратно пропорциональна кубу расстояния до возмущающего светила. Планеты не имеют никакого влияния на вращение Земли и положение ее экватора. Скорость точек равноденствия на эклиптике равна 4 км / ч, т. е. скорости идущего человека. В прежнее положение они придут, иначе – полюс Мира опишет полный круг приблизительно – в 26 тыс. лет.

Сейсмическая шкала – шкала для оценки интенсивности землетрясения на поверхности Земли. Часто используется 12-балльная сейсмическая шкала MSK-64. Для сравнения землетрясений по их энергии существует шкала магнитуд, или шкала Рихтера.

Спрединг – явление разрастания океана за счет вещества, поднимающегося из недр и расходящегося в стороны.

Срединно-океанические хребты – горные сооружения, образующие на дне Мирового океана единую систему, опоясывающую весь земной шар. Общая длина свыше 60 тыс. км, ширина до 2 тыс. км, относительная высота 3 – 4 тыс. м, отдельные вершины поднимаются над уровнем океана в виде вулканических островов. Склоны и гребни срединно-океанических хребтов сильно расчленены, вдоль оси хребтов простираются глубокие рифтовые впадины, характерны многочисленные поперечные разломы (так называемые трансформные).

Субдукция – процесс, в результате которого в глубоководных желобах одна плита поддвигается под другую и поглощается мантией. Там, где плиты сталкиваются между собой, возникают складчатые сооружения.

Тектоника – отрасль геологии, изучающая развитие структуры земной коры и ее изменения под влиянием тектонических движений и деформаций, связанных с развитием Земли в целом. Представления, объясняющие деформации и движения земной коры, выражаются в гипотезах мобилизма и фиксизма.

Тектоническая деформация – изменение формы залегания и объема горных пород, обусловленное тектоническими движениями.

Трансформные разломы – крупные поперечные разломы земной коры, рассекающие срединно-океанические хребты. Исходя из гипотезы новой глобальной тектоники, вдоль них осуществляется скольжение сегментов литосферных плит.

Фиксизм – геологическая гипотеза, исходящая из представлений о неизблемости (фиксированности) положений континентов на поверхности Земли и о решающей роли вертикально направленных тектонических движений в развитии земной коры. Фиксизм противопоставляется мобилизму.

Форма Земли – геоид, приближенно – трехосный эллипсоид, сфероид. Средний радиус 6 371,032 км, экваториальный – 6 378,160 км, полярный – 6 356,777 км. Площадь поверхности 510,2 млн. км²; объем $1,083 \cdot 10^{12}$ км³; средняя плотность 5,518 г/см³; масса $5\,976 \cdot 10^{21}$ кг. Гравитационное поле Земли обуславливает сферическую форму Земли, существование атмосферы.

Экзогенные процессы – геологические процессы, происходящие на поверхности Земли и в самых верхних частях земной коры (выветривание, эрозия, деятельность ледников и др.); обусловлены главным образом энергией солнечной радиации, силой тяжести и жизнедеятельностью организмов.

Эндогенные процессы – геологические процессы, связанные с энергией, возникающей в недрах твердой Земли. К эндогенным процессам относятся тектонические процессы, магматизм, метаморфизм, сейсмическая активность.

Эпицентр (от эпи... и центр) – проекция центральной точки очага землетрясения (гипоцентра) на земную поверхность.

Основные характеристики планет Солнечной системы

Планета	Расстояние от Солнца, 10^6 км	Период обращения, сутки	Период вращения, сутки	Радиус, км	Масса, 10^{24} кг	Плотность, г/см ³
Меркурий	57,9	87,969	58,65	2 439	0,33	5,42
Венера	108,2	224,701	-243,01	6 050	4,87	5,25
Земля	149,6	365,256	0,997	6 371	5,97	5,51
Марс	227,9	686,980	1,026	3 398	0,64	3,94
Юпитер	778,3	4 332,589	0,413	71 900	1899	1,31
Сатурн	1 427,0	10 759,22	0,426	60 000	568,6	0,69
Уран	2 869,6	30 685,4	-0,646	26 145	86,6	1,19
Нептун	4 496,6	60 189	0,758	24 750	102,9	1,66
Плутон	5 900,0	90 465	-6,38	1 200	0,007	1,0

Примечание. Знак «минус» указывает на обратное вращение планеты.

**Параметры относительных перемещений плит Земли
(географические координаты Эйлера полюса φ , λ и угловая
скорость вращения ω) на различные временные этапы**

Плиты	Возраст, млн. лет	φ °	λ °	Ω , °/млн. лет
АР/АФ	20	36,50	18,00	-6,10
СМ/АР	20	26,50	21,50	7,60
МА/СМ	100	-	-	0,00
	123	-13,10	319,00	8,10
	138	-16,30	328,60	13,80
АН/АФ	40	5,80	322,80	7,20
	50	12,00	311,40	7,50
	83	19,70	316,20	19,20
	123	-3,90	332,20	45,50
	138	-2,40	327,30	55,40
АВ/АН	37	11,90	34,40	-20,50
	42	10,30	34,80	-23,60
	50	11,90	30,80	-30,90
ИН/АВ	50	-	-	0,00
	63	8,90	333,40	17,20
	83	5,60	355,30	38,60
	123	-9,60	9,70	59,10
	133	11,10	3,50	62,10
ЮА/АФ	40	59,00	325,00	14,90
	50	63,00	324,00	20,10
	83	63,00	324,00	33,80
	138	44,00	329,40	57,00
АФ/СА	37	70,50	341,30	10,40

	66	80,80	351,40	22,50
	71	80,40	347,50	23,90
	75	78,30	341,40	27,10
	83	77,10	340,80	29,40
	119	66,30	340,10	54,30
	127	66,10	341,00	56,40
	145	66,10	341,60	59,80
	169	67,00	346,80	72,10
	180	67,00	348,00	75,60
Гр/СА	37	–	–	0,00
	48	13,00	302,00	1,10
	53	26,00	301,50	2,80
	83	-69,60	46,60	9,50
	90	-71,50	53,70	11,00
ЕВ/СА	37	68,00	129,90	-7,80
	48	50,80	142,80	-9,80
	53	40,00	145,00	-11,40
	83	70,60	150,20	-20,30
	90	75,50	153,00	-24,20

Примечание. АФ – Африка, АР – Аравия, СМ – Сомали, АН – Антарктида, АВ – Австралия, Ин – Индия, СА – Северная Америка, ЮА – Южная Америка, Гр – Гренландия, ЕВ – Европа, МА – Мадагаскар.

Учебное издание

Мазуров Борис Тимофеевич
Дорогова Инна Евгеньевна

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Редактор *Е. К. Деханова*
Компьютерная верстка *Л. Н. Шиловой*

Изд. лиц. ЛР № 020461 от 04.03.1997.
Подписано в печать 20.06.2014. Формат 60 × 84 1/16.
Усл. печ. л. 10,17. Тираж 150 экз. Заказ .

Гигиеническое заключение
№ 54.НК.05.953.П.000147.12.02. от 10.12.2002.

Редакционно-издательский отдел СГГА
630108, Новосибирск, ул. Плахотного, 10.

Отпечатано в картопечатной лаборатории СГГА
630108, Новосибирск, 108, Плахотного, 8.