

Министерство образования Республики Беларусь

Учреждение образования
«Полоцкий государственный университет»

Г.А. Шароглазова

**ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
В ГЕОДИНАМИКЕ**

*Допущено Министерством образования Республики Беларусь
в качестве учебного пособия для студентов специальности «Геодезия»
высших учебных заведений*

Новополоцк 2002

УДК 528.22:551.24 (075.8)

ББК 26.11 я 73

Ш 26

Рецензенты:

зав. кафедрой геодезии и картографии БГУ профессор Жмойдяк Р.А.,
зам. директора по современным аэрокосмическим
технологиям РУП "Белазэрокосмогеодезия" Фурман Б.А.

Ш26 **Применение геодезических методов в геодинاميке. Учеб. пособие / Шароглазова Г.А. – Новополоцк: ПГУ, 2002. – 192 с.**

ISBN 985 - 418 - 112 - X

Рассмотрены основные вопросы применения методов высшей геодезии к исследованию геодинاميческих явлений. Даны современные представления о внутреннем строении Земли, гипотезах тектоники плит и расширения океанического дна. Показана связь этих гипотез с современными движениями земной коры (СДЗК). Особое внимание уделено изучению СДЗК геодезическими методами на различных видах геодинاميческих полигонов, включая проектирование сетей, производство измерений и математическую обработку. Изложены методы космической геодезии, используемые в геодинاميческих исследованиях, и проанализирована связь гравиметрии с геодинاميкой. Приведены результаты исследований различных геодинاميческих явлений геодезическими методами.

Для студентов, магистров и аспирантов геодезических специальностей вузов, а также специалистов по геодезии и геофизике.

УДК 528.22:551.24 (075.8)

ББК 26.11 я 73

ISBN 985 - 418 - 112 - X

© Г.А. Шароглазова, 2002
© ПГУ, 2002

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамика – сравнительно молодая научная дисциплина, появившаяся на стыке геодезии, геофизики, астрономии, геологии и океанологии, занимается изучением динамических процессов, происходящих в системе "Земля", а также силовых полей, проявляющихся в этих процессах. При этом под системой "Земля" понимается физическое тело Земли вместе с ее внешними газообразными оболочками.

Важнейшими задачами геодинамики, решаемыми с помощью геодезии, являются исследование изменений во времени пространственного положения пунктов земной поверхности и элементов гравитационного поля и изучение сил, вызывающих наблюдаемые изменения фигуры и гравитационного поля Земли. Эти два круга задач были сформулированы в 1958 году членом-корреспондентом АН СССР М.С. Молоденским и названы им *кинематической геодезией и динамической геодезией*. Поэтому в геодезическом аспекте под геодинамикой следует понимать научную дисциплину, объединяющую два названных раздела геодезии, занимающихся изучением геодинамических явлений.

Спектр проявления геодинамических явлений в пространстве и времени очень широк. Для удобства они разделены [40] на четыре основные группы:

1. *Глобальные*, т. е. относящиеся ко всей Земле в целом, которая при их интерпретации заменяется некоторой идеальной однородной моделью. К глобальным геодинамическим явлениям принадлежат:

- движение полюсов Земли;
- неравномерность вращения Земли;
- изменение положения центра масс и осей инерции Земли;
- релятивистские космогонические эффекты;
- эвстатическое изменение уровня моря;
- глобальные вариации геопотенциала во времени;
- земные и океанические приливы.

2. *Крупномасштабные*, относящиеся к областям протяженностью $10^3 - 10^4$ км, т. е. имеющие масштабы континентов и океанов или значительных их частей.

Крупномасштабные геодинамические явления включают в себя:

- движение литосферных плит;
- динамические изменения поверхности морей и океанов;

- крупномасштабные вариации геопотенциала во времени;
- вариации параметров земных приливов.

3. *Региональные*, охватывающие области протяженностью $10^2 - 10^3$ км.

К региональным относятся следующие геодинамические явления:

- региональные изменения положений точек земной поверхности;
- вариации величины и направления силы тяжести.

4. *Локальные*, относящиеся к областям протяженностью менее 10^2 км.

Они включают в себя:

- локальные движения земной коры;
- локальные изменения силы тяжести.

Все перечисленные геодинамические явления, кроме глобальных, почти исключительно связаны с процессами, происходящими в верхней мантии и земной коре. При этом локальные явления отражают, в основном, процессы, происходящие в верхних слоях земной коры и на поверхности Земли, в том числе и техногенные, связанные с деятельностью человека.

Одним из важнейших практических результатов изучения геодинамических явлений к настоящему времени можно считать установление того факта, что земная кора, а вместе с ней и земная поверхность, на которой мы живем и возводим различные сооружения, включая и геодезические сети, находятся в состоянии непрерывного деформирования. При этом деформации земной коры распространены повсеместно и носят название – современные движения земной коры (СДЗК). Величины СДЗК возрастают в сейсмоактивных районах и уменьшаются в платформенных областях.

СДЗК играют важную роль в жизни человека, так как несут информацию о глубинных процессах, происходящих в земных недрах, о подготовке землетрясений и извержений вулканов, о тектонических разломах, а также о размещении месторождений полезных ископаемых. Их необходимо учитывать при строительстве и эксплуатации практически всех видов инженерных сооружений, особенно АЭС, ГЭС, магистральных трубопроводов и других энергоемких и экологически опасных объектов. Поэтому изучением СДЗК занимаются во всем мире практически все науки о Земле. Однако особое место среди них отведено геодезии, потому что именно эта дисциплина дает возможность определить количественные характеристики СДЗК с достоверной оценкой их точности.

К настоящему времени наиболее изученными являются вертикальные движения земной коры, так как из наземных средств геодезических измерений геометрическое нивелирование длительное время оставалось самым точным методом определения исследуемых деформаций.

Для изучения локальных геодинамических явлений создано большое число специальных геодинамических полигонов, на которых выполняются наблюдения не только за вертикальными, но и горизонтальными движениями земной коры.

Роль геодезии при исследовании геодинамических явлений в последнее время особенно усилилась в связи с разработкой спутниковых средств измерений, позволяющих определить расстояние в сотни и тысячи километров с точностью порядка 10^{-8} – 10^{-9} , а также измерить высоты квазигеоида над эллипсоидом практически с сантиметровой точностью. Это дало возможность выйти на экспериментальную проверку гипотезы тектоники плит, уточнить данные по движениям земных полюсов, неравномерности вращения Земли, вариациям гравитационного поля и т. д.

Учебное пособие посвящено изучению СДЗК геодезическими методами. Наиболее подробно в нем отражены работы на различных видах геодинамических полигонов.

1. ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ

1.1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Планета Земля является третьей по удаленности от Солнца планетой Солнечной системы. Она обращается вокруг Солнца по эллиптической орбите со средней скоростью 29,765 км/с на среднем расстоянии 149,6 млн. км за период, равный 365,24 средних солнечных суток. По форме Земля наиболее приближена к трехосному эллипсоиду. Средний радиус Земли равен 6371,032 км, экваториальный – 6378,160 км, полярный – 6356,777 км. По современным космогоническим представлениям Земля образована около 4,7 млрд. лет назад из расплавленного в протосолнечной системе газово-пылевого вещества.

Земля имеет сложное внутреннее строение. На ней происходят землетрясения и извержения вулканов, что свидетельствует о наличии в земных недрах сверхвысоких температур и громадной энергии. Наша планета живет по своим космическим законам, и мы, ее обитатели, для обеспечения собственного существования можем только приспособиться к этим законам, максимально изучив их.

В настоящее время нет достоверных сведений о внутреннем строении Земли, так как мы не имеем возможности пробурить Землю от Северного полюса до Южного и взять пробу вещества по всему ее диаметру. На Земле есть глубокие скважины и шахты, но они дают возможность геологам изучить лишь самую верхнюю часть литосферы. Долгое время рекордной считалась глубина скважины в штате Оклахома (США) – 9853 м. На Кольском полуострове (север России) проведено бурение на глубину свыше 12 км. Максимальная глубина шахты в Южной Африке равна 3428 м. Если сравнить эти величины со средним радиусом Земли – 6371 км, то окажется, что даже самая глубокая скважина проникла в тело Земли как булавочная игла в толстую кожу бегемота. Поэтому говорить о внутреннем строении Земли можно только, опираясь на какие-то ее модели, построенные на основании различных опытных данных.

Классическим примером информации о внутреннем строении Земли являются сейсмические волны, т.е. упругие колебания от землетрясений, излучающиеся из очагов этих землетрясений и регистрирующиеся сейсмо-

графами, установленными в различных точках земной поверхности. Сейсмические волны делятся на объемные и поверхностные, а объемные, в свою очередь, – на продольные или упругие волны сжатия и поперечные или упругие волны сдвига. В отличие от поверхностных волн, распространяющихся только вдоль земной поверхности, продольные и поперечные сейсмические волны пронизывают весь объем нашей планеты, называясь поэтому объемными волнами. Подобно рентгеновским лучам они просвечивают все тело Земли и позволяют выявить ее внутреннее строение без непосредственного проникновения в земные недра. Скорость продольных волн в 1,7 раза превышает скорость поперечных волн. Поэтому они регистрируются на сейсмограммах раньше и называются первичными или волнами P (primary), а поперечные, соответственно, вторичными или волнами S (secondary). Скорости объемных волн (V_p и V_s) выражаются через модули упругости (K – модуль сжатия, μ – модуль сдвига) и плотность ρ среды в данной точке через простые физические формулы

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.2)$$

Из формул (1.1), (1.2) видно, что анализ скоростей объемных волн позволяет выйти на внутреннее строение нашей планеты.

Классической моделью внутреннего строения Земли, построенной по сейсмическим данным, является модель Гутенберга – Джеффриса (рис. 1). Согласно этой модели Земля разделяется на три основные области: земную кору, оболочку или мантию и ядро. Земная кора отделяется от оболочки резкой сейсмической границей, на которой наблюдаются скачкообразные изменения скоростей сейсмических волн V_p и V_s и плотности ρ . Эта граница была открыта в 1909 году югославским ученым Мохоровичичем и носит его имя, т. е. граница Мохоровичича или граница М. В связи с этим открытием строго определилось понятие земной коры: *земной корой называется наружный слой Земли, расположенный выше границы М.* Толщина земной коры неодинакова. Она изменяется от 10 км в океанических областях до нескольких десятков километров в горных районах континентальных областей. В соответствии с этим земную кору разделяют на *океаническую и континентальную.*

Океаническая и континентальная коры отличаются друг от друга не только по толщине, но и по составу. Так, континентальная кора состоит из осадочных, гранитных и базальтовых пород, располагаемых сверху вниз в виде слоев, а в океанической коре полностью отсутствует слой гранитных пород. Самый верхний, в основном, осадочный слой континентальной коры носит название земной поверхности. Вклад земной коры в полную массу Земли и ее момент инерции мал. Поэтому обычно при рассмотрении Земли в целом земную кору представляют в виде однородного слоя толщиной 33 км.

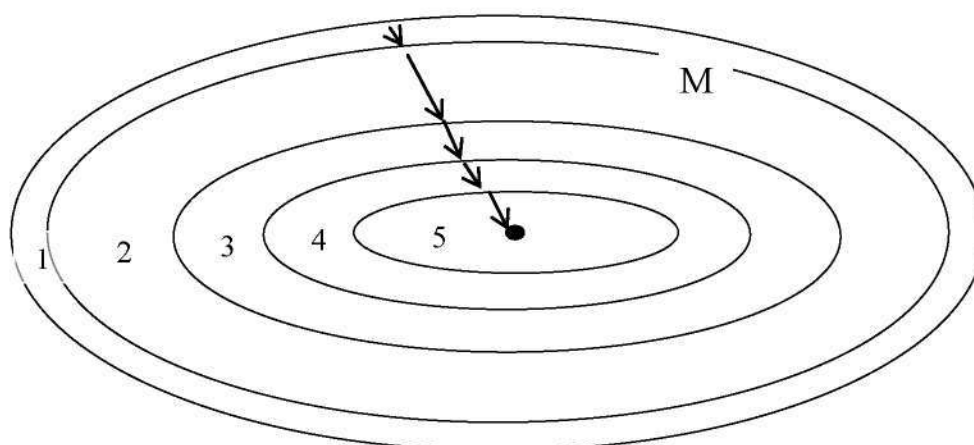


Рис. 1. Классическая сейсмическая модель Земли Гутенберга – Джеффриса:

1 – земная кора (0 – 33 км); 2 – оболочка или мантия (33 – 2898 км); 3 – внешнее жидкое ядро (2898 – 4980 км); 4 – переходная зона (4980 – 5120 км); 5 – внутреннее твердое ядро (5120 – 6371 км); М - граница Мохоровичича

Ниже коры в интервале глубин 33 – 2898 км расположена силикатная оболочка или мантия Земли. Центральная часть Земли, расположенная в интервале глубин 2898 – 6371 км, образует ядро Земли. То, что в Земле должно быть ядро, плотность которого заметно превосходит плотность наружной силикатной оболочки, ученые понимали уже в конце XIX-го столетия. Рассуждали они так. Плотность наружных пород земной коры равна $2,8 \text{ г/см}^3$ (граниты) и $3,0 \text{ г/см}^3$ (базальты), а средняя плотность Земли равна $5,5 \text{ г/см}^3$, т. е. намного больше. Следовательно, у Земли должно быть тяжелое ядро. Предполагается, что земное ядро состоит из железа ($\rho = 7,85 \text{ г/см}^3$) и небольшой примеси легких элементов в виде серы и кремния.

Сейсмическая граница на глубине 2898 км между оболочкой и ядром Земли была открыта немецким ученым Гутенбергом в 1914 году и является наиболее резкой границей раздела в земных недрах. На этой границе скорость Р-волн (V_p) скачком падает от значения $13,6 \text{ км/с}$ в оболочке до значе-

ния 8,1 км/с в ядре; скорости поперечных волн соответственно уменьшаются от 7,3 км/с до нуля; плотность, наоборот, возрастает от 5,5 до 10 г/см³. Факт, что земное ядро не пропускает через себя поперечные волны S, скорость которых в нем V_s равна нулю, означает, что модуль сдвига ядра также равен нулю. Следовательно, земное ядро жидкое. Однако детальный анализ сейсмологических данных позволил уточнить строение земного ядра и показал, что оно состоит из двух частей: жидкого внешнего ядра (2898 – 4980 км) и твердого внутреннего ядра (5120 – 6371 км). Интервал глубин 4980 – 5120 км является переходной зоной ядра.

Модель Гутенберга – Джеффриса была построена в конце 30-х годов XX столетия и оставалась неизменной до конца 60-х годов. Механическая модель Земли, демонстрирующая распределения плотности ρ и давления P вещества внутри Земли, была рассчитана австралийским ученым Булленом в начале 40-х годов XX века. Эта модель завершила классический период в геофизике – период сейсмологии объемных волн.

Современный период в геофизике начался с работ Берга в США и В.А. Магницкого, Б.И. Давыдова и других в России, которые применили методы физики твердого тела и физики высоких давлений для геофизических целей. Затем Пресс и Юнинг в США превратили метод поверхностных волн в эффективное средство изучения наружных слоев Земли. Далее последовали работы по собственным колебаниям Земли, по изучению геофизических материалов в лабораториях высоких давлений, по изучению объемных волн с помощью сейсмических профилей и т. д. Это позволило детализировать структуру верхней мантии Земли, один из первых вариантов которой представлен на рис. 2.

Граница наружной зоны – литосферы или, как ее часто называют, литосферной плиты расположена на глубине 70 км. Литосфера включает в себя земную кору и верх оболочки (мантии) Земли. Этот слой объединяется в единое целое его механическими свойствами. Под жесткой литосферой в интервале глубин 70 – 250 км расположен слой повышенной текучести, называемый астеносферой Земли. Астеносфера играет важную роль в геологическом строении земной коры, так как из нее происходит перетекание вещества в наружные слои Земли. Именно в астеносфере образуются базальтовые магмы, которые затем по вулканическим каналам и трещинам в земной коре изливаются на поверхность Земли. Важнейшая роль астеносфере отводится и в гипотезе тектоники плит. В астеносфере температуры мантийного вещества наиболее близко подходят к температуре плавления. Поэтому плиты как бы плавают в ней, а значит могут перемещаться и взаимодействовать друг с другом.

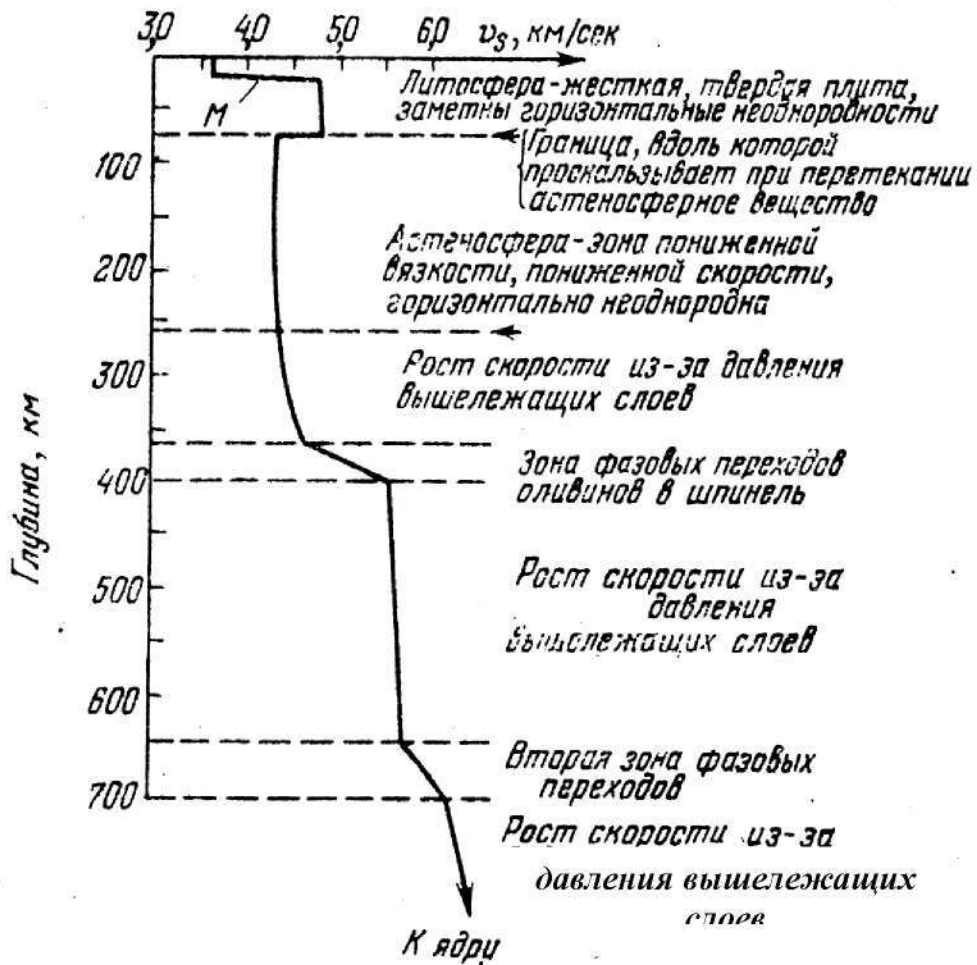


Рис. 2. Одна из первых современных реальных моделей оболочки Земли, построенная по данным сейсмологии и по данным лабораторных исследований при высоких давлениях

В целом состояние вещества внутри Земли подчиняется следующей важной закономерности: возрастание плотности и температуры от поверхности к центру. Так на глубине 10 км температура равна уже 180°C , в центре Земли – несколько тысяч.

К настоящему времени разработано достаточно большое число моделей Земли, несколько отличающихся от классической. Современные модели Земли делятся на оптимальные и стандартные. Под оптимальной моделью понимают модель, наилучшим образом удовлетворяющую всем имеющимся данным о Земле. Стандартная модель также достаточно хорошо удовлетворяет данным наблюдений, но она еще должна быть достаточно простой для использования в повседневной геофизической практике. В отличие от классических современные модели чаще всего строятся методом решения обратной задачи геофизики, основанной на теории возмущений. Однако, как и в случае

классических моделей, современные модели являются некоторыми идеализированными моделями, так как сферически несимметричная Земля в них также описывается сферически симметричными моделями. Поэтому в настоящее время ученые идут по пути создания стандартных моделей Земли, каждая из которых соответствует характеру той или иной задачи геофизики.

1.2. ГИПОТЕЗЫ ТЕКТониКИ ПЛИТ И РАСШИРЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

В модели, именуемой тектоникой плит, литосфера Земли разделена примерно на 10 жестких плит толщиной порядка 70 км, которые перемещаются по астеносфере, обладающей повышенной текучестью, в горизонтальном направлении. Гипотезе тектоники плит предшествовала гипотеза дрейфа материков, автором которой является немецкий геофизик Альфред Вегенер, выдвинувший ее в начале двадцатого столетия. Однако еще в 1620 году английский философ Фрэнсис Бэкон в своей считавшейся длительное время утопической работе "Новая Атлантида" отмечал сходство береговых очертаний западного побережья Африки и восточного побережья Южной Америки. Альфред Вегенер вновь обратил внимание на совпадение этих контуров и выдвинул смелую гипотезу о том, что жесткие, сложенные, в основном, гранитными породами глыбы материков как бы "плавают" и могут перемещаться на подстилающем их базальтовом слое.

Для подтверждения дрейфа материков Альфред Вегенер и его сторонники приводили четыре группы независимых доказательств: геологические, геоморфологические, палеонтологические и палеоклиматические. Напомним, что отправной точкой его гипотезы явилось сходство береговых линий материков, расположенных по обе стороны от Атлантического океана. Исходя из этого, Вегенер предположил, что около 250 млн. лет назад все материки были сгруппированы в единый гигантский суперматерик – Пангею, который состоял из двух частей. На севере располагалась Лавразия, объединявшая Евразию (без Индии) и Северную Америку, а на юге – Гондвана, представленная Южной Америкой, Африкой, Индостаном, Австралией и Антарктидой. Затем под действием каких-то гигантских сил суперматерик раскололся, и эти осколки, именуемые сейчас литосферными плитами, растеклись по астеносфере, образовав современные материки.

Реконструкция Пангеи была основана, преимущественно, на геоморфологических данных, полностью подтверждаемых сходством геоло-

гических разрезов на разных континентах и ареалами развития определенных типов животного и растительного миров. Так, вся древняя флора и фауна южных гондванских материков образует единое сообщество. Многие наземные и пресноводные позвоночные, а также мелководные беспозвоночные формы, неспособные активно перемещаться на большие расстояния и жившие как будто бы на разных материках, оказались удивительно близкими и похожими друг на друга. Трудно представить, каким образом могла расселиться древняя флора, если бы материки были отделены друг от друга на такое же огромное расстояние, как в настоящее время.

Убедительные доказательства в пользу существования Пангеи, Гондваны и Лавразии получены Вегенером после обобщения палеоклиматических данных. В то время уже было хорошо известно, что почти на всех южных материках обнаружены следы крупнейшего покровного оледенения, которое произошло около 280 млн. лет назад. Ледниковые образования в виде фрагментов древних морен (таллитов), остатков форм ледникового рельефа и следов движения ледника известны в Южной Америке (Бразилия, Аргентина), Южной Африке, Индии, Австралии и Антарктиде. Трудно представить, как при современном положении материков могло возникнуть оледенение почти одновременно в столь удаленных друг от друга районах, к тому же расположенных в большинстве случаев в настоящее время в экваториальных широтах. С точки зрения гипотезы тектоники плит этот факт объясняется тем, что Гондвана, состоящая из собранных воедино Южной Америки, Индии, Африки, Австралии и Антарктиды, располагалась вблизи Южного географического полюса.

Однако геологам и геофизикам того времени гипотеза Вегенера показалась фантастической и необоснованной. Их контратака была настолько мощной, что гипотеза почти 50 лет не воспринималась всерьез. Но со временем накопившаяся информация о строении земной коры перестала укладываться в принятые геологами теоретические рамки. Например, геологи не могли объяснить наличие угольных месторождений в Антарктиде и ледяных покровов в Индии. Необъяснимым казалась приуроченность вулканов к определенным участкам земной поверхности, в частности, их размещение в виде "Тихоокеанского огненного кольца". Геологи не могли объяснить закономерное размещение на поверхности Земли очагов землетрясений в виде цепочек. Особую загадку представляло существование таких горных цепей, как Гималаи, Альпы, Апеннины и ряд других более древних "складчатых поясов" на всех континентах.

Все эти факты находили объяснение с точки зрения гипотезы континентального дрейфа Вегенера, развитой в конце 60-х годов XX-го столетия в гипотезу тектоники плит. По мере получения новых данных эта гипотеза совершенствовалась. В настоящее время предполагается, что существуют не только континентальные, но и океанические плиты. Первоначально все плиты тесно соприкасались друг с другом; затем под действием внутренних сил началось их перемещение, в результате чего в одних случаях плиты раздвигались, а в других уничтожались. Контурные плит определяются по зонам наиболее частых землетрясений. Современные представления о строении внешней оболочки Земли согласно тектонике плит представлены на рис. 3.

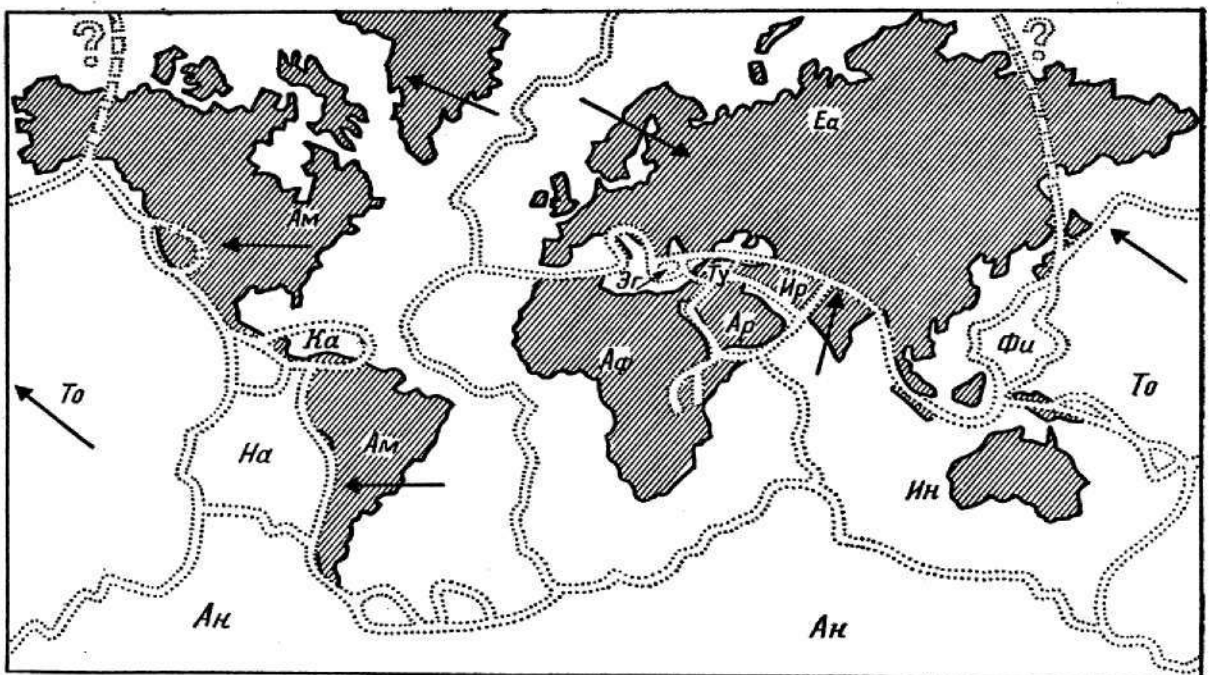


Рис. 3. Современные представления о строении внешней оболочки Земли (в плоской проекции)

На рисунке показаны плиты – жесткие блоки, из которых в настоящее время сложена литосфера Земли. Плиты перемещаются в различных направлениях, увлекая с собой расположенные на них континенты. Главные геологические события происходят, в основном, по границам между плитами, которые принято делить на крупные и мелкие:

Крупные плиты

Аф – Африканская;
Ам – Американская;
Ан – Антарктическая;
Еа – Евразийская;
Ин – Индийская;
То – Тихоокеанская

Мелкие плиты (основные)

Эг – Эгейская;
Ар – Аравийская;
Ка – Карибская;
На – Наска;
Фи – Филиппинская;
Ту – Турецкая;
Ир – Иранская

Граница плит между Африкой и Европой проходит прямо по Средиземному морю, что позволяет использовать его в качестве пробного камня новой геологической теории. Многие события, которые происходили уже на памяти человечества и имели трагические последствия, раньше казались случайными и не связанными между собой. В свете же теории тектоники плит все они – неизбежное следствие продолжающегося сокращения акватории Средиземного моря по мере схождения плит континентов, расположенных на его противоположных сторонах (рис. 4).

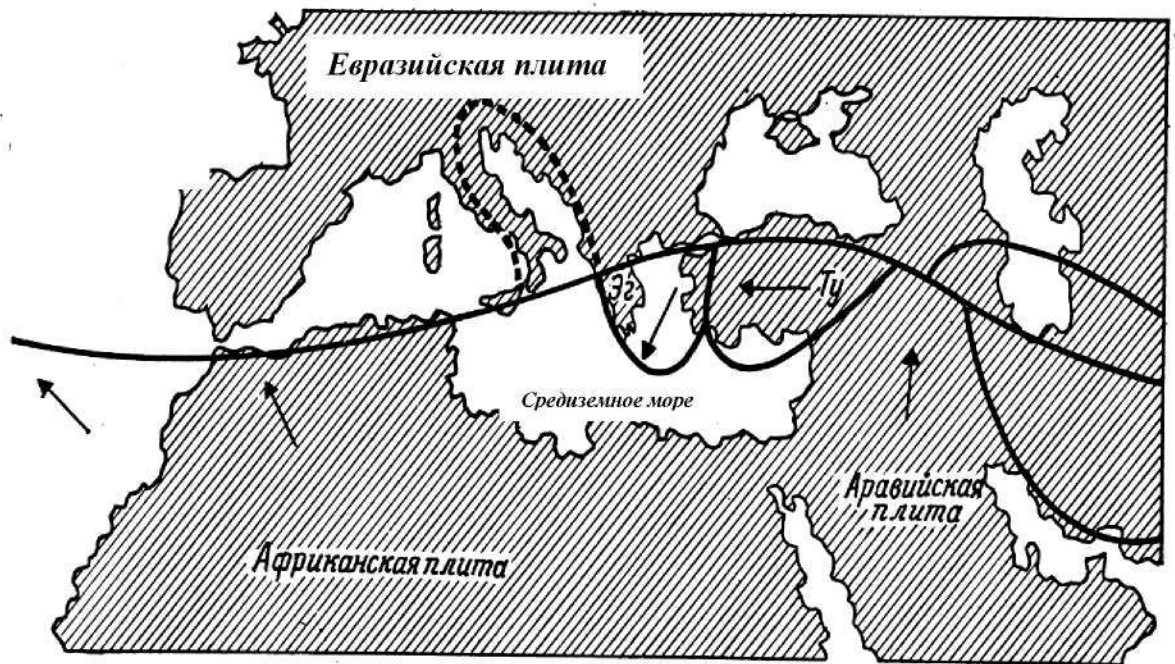


Рис. 4. Расположение плит в районе Средиземного моря.

Стрелками показано направленное в разные стороны перемещение южной части Греции (Эгейская плита (Эг) и Турции (Ту). Пунктирной линией показано предполагаемое продолжение Африканской плиты, представляемое современной Италией

Турция находится между Евразийской и Аравийской плитами как в ножницах. По мере того как эти плиты сходятся, Турция и Греция могут передвигаться только в сторону Средиземного моря, надвигаясь на его океаническое дно. Одной из границ Турецкой плиты является Анатолийский разлом, который проходит по северу Турции и служит причиной многих ужасающих по своим последствиям землетрясений. Южная часть Турции перемещается вдоль Анатолийского разлома со скоростью 11,5 см в год.

К югу от Турции на поверхности Земли прослеживается ряд взаимопроходящих депрессий: долина реки Иордан с Мертвым морем и Тивериадским озером. Эта полоса депрессий нередко рассматривалась как рифтовая долина – зона раздвигания земной поверхности. Но, как показали более детальные исследования, зона является также линией разлома, вдоль которого расположенные к западу от реки Иордан территории сместились на юг по отношению к Иордании на 110 км. Движение обуславливалось взаимным перемещением Африки и Аравийского полуострова, которым сопровождалось приоткрытие Красного моря.

К востоку от Турции, в районе Кавказа и Северного Ирана, Аравийская и Евразийская плиты с огромной силой давят друг на друга, вызывая утолщение земной коры, образование гор, а также оживление древних разломов на обширных территориях и землетрясения.

На востоке России громадная Евразийская плита (Еа) (см. рис. 3) встречается с не менее громадной Тихоокеанской плитой (То). Последняя расширяется и давит на первую. На стыке взаимодействующих плит тянется цепочка землетрясений и действующих вулканов. Эта всемирно известная Тихоокеанская сейсмофокальная зона, на которой мы непременно остановимся подробнее ниже, захватывает Камчатку, Сахалин, Курилы, Командорские острова и Японию.

Выше было сказано, что Тихоокеанская плита давит на Евразийскую. Это вытекает из *гипотезы расширения океанического дна* или океанических плит. Как известно, дно океанов чрезвычайно разнообразно. На нем обнаружены шельфы, материковые склоны, глубоководные желоба, срединно-океанические хребты, океанические котловины. При этом наиболее важную роль в гипотезе расширения океанического дна играют срединно-океанические хребты. На основании палеомагнитных данных американский ученый Г. Хесс высказал предположение, многократно подтвержденное впоследствии: частично расплавленное мантийное вещество поднимается на поверхность по трещинам и через рифтовые долины, расположенные в осевой части срединно-океанического хребта, растекается в разные стороны от оси хребта и при этом как бы растаскивает, раскрывает океаническое дно (рис. 5).

Таким образом, океаническое дно находится в состоянии непрерывного расширения, что вызывает естественную горизонтальную силу, действующую со стороны океанической плиты на материковую кору. Последнее может быть напрямую связано с землетрясениями.

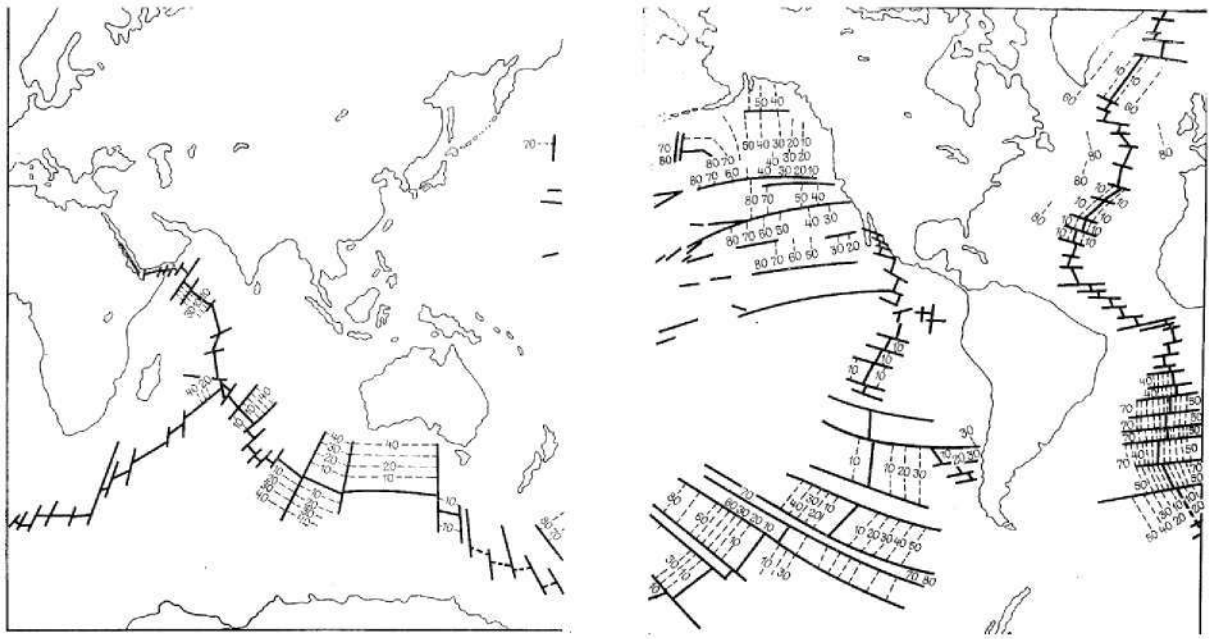


Рис. 5. Рост океанической земной коры в областях, прилегающих к срединно-океаническим хребтам, по магнитометрическим данным. Цифры – млн. лет; жирные линии – разломы

1.3. СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМ

Геодезисты как представители одной из наук о Земле должны четко понимать, что наша планета – это не неизменное твердое тело, а сложный, постоянно меняющийся организм, развивающийся по не зависящим от человека законам. Гигантская энергия внутри Земли вызывает непрерывные процессы в ее недрах, которые находят осязаемое для нас отражение в виде деформаций земной коры и земной поверхности (самого верхнего слоя земной коры). Происхождение этих деформаций можно объяснить, исходя из гипотез тектоники плит и расширения океанического дна, согласно которым громадные океанические плиты, расширяясь, давят на соизмеримые им по размеру материковые плиты, вызывая обоюдные деформации, которые могут накапливаться, а также передаваться с краев в глубь плит. Таким образом, земная кора, а вместе с ней и земная поверхность, на которой мы живем, строим дома, растим хлеб, эксплуатируем различные инженерные сооружения, находятся в состоянии непрерывного напряжения и де-

формирования. *Деформационный процесс в земной коре, наблюдаемый в текущее геологическое время, получил название – современные движения земной коры (СДЗК).*

По скорости и масштабам распространения СДЗК делятся на следующие виды:

- *медленные* или *вековые* (наблюдаются практически повсеместно со скоростью первых миллиметров в год);

- *средние* или *предвестниковые* (наблюдаются в сейсмоактивных районах со скоростью порядка 10 мм/год и более);

- *быстрые* или *сейсмические*, т.е. движения, сопровождающие землетрясения и извержения вулканов; величины этих движений достигают метра и более в зависимости от силы землетрясения или извержения.

Детальное исследование каждого вида движений на всей земной поверхности представляется важным и необходимым. Все они тесно связаны друг с другом, так как медленные СДЗК на некоторых участках земной коры могут перерасти в средние, а затем и в быстрые. Все виды СДЗК довольно просто фиксируются с помощью геодезии. В самом деле, любое деформирование земной коры, в которой закреплены центры геодезических пунктов, непременно проявится в изменении взаимного положения этих центров, а также в изменении локального гравитационного поля, сопровождающего деформации. В дальнейшем мы подробно рассмотрим это, а сейчас дадим некоторые представления о землетрясениях и вулканизме.

Для понимания причины землетрясения очень важен тот факт, что *деформации в коре могут накапливаться*. Земная кора имеет свой запас прочности, но когда величины деформаций достигают предела, превышающего эту прочность, то в ней происходит разрыв, т.е. землетрясение.

Приближение к моменту разрыва характеризуется некоторыми явлениями – предвестниками землетрясений. Наблюдая эти предвестники, можно предсказать землетрясение. Теоретически это кажется простым и понятным, но на практике оборачивается очень нелегким делом. Достаточно заметить, что в Японии успешно предсказаны только единичные, не очень сильные землетрясения. Более удачен прогноз землетрясений в Китае, но и здесь решение вопроса далеко от совершенства.

В результате разрыва в земных недрах зарождаются сейсмические волны, которые с высокой скоростью расходятся во все стороны, подобно тому, как звуковые волны распространяются в воздухе. Эти волны обнаруживаются и записываются специальными приборами – сейсмографами.

Движение горных пород и ударные волны – не единственные признаки землетрясений. Смещение пород происходит на глубине в несколько десятков и даже сотен километров. В эпицентре землетрясения, т. е. проекции очага землетрясения на земную поверхность, сотрясение влечет за собой множество опасных последствий. В городах, например, сильно вибрируют и рушатся здания. Замыкания в электросетях и разрушения газовых магистралей приводят к возникновению пожаров. Рыхлые осадочные породы при землетрясениях оползают и оседают, что особенно опасно в горах и холмистой местности. В приморских районах возникает еще одна опасность – гигантские морские волны цунами. Они образуются в результате "моретрясения", пересекают океаны и моря и обрушиваются на прибрежные населенные пункты, сокрушая все на своем пути.

Интенсивность землетрясения измеряется в баллах или выражается в магнитудах. По магнитуде землетрясения классифицируются согласно шкале Рихтера, основанной на оценке энергии сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. Магнитуда – это число, пропорциональное логарифму амплитуды (выраженной в микрометрах) наиболее крупной волны, зарегистрированной сейсмографом на расстоянии 100 км от эпицентра. Магнитуда изменяется от 1 до 9. Например, если она равна 5, то под этим подразумевается, что энергия данного землетрясения в 10 раз больше той, которая имела место при сотрясении в 4 магнитуды.

Измерение в баллах отражает качественную меру воздействия землетрясения на любую конкретную точку земной поверхности. Его сила регистрируется по 12-балльной шкале Меркалли. Сотрясение в 7 баллов может вызвать большие разрушения в эпицентре, однако правильно сконструированные сейсмостойкие сооружения способны выдержать эти толчки. Обширные разрушения вызывают землетрясения с силой более 7 баллов.

Распространение землетрясений на земном шаре носит закономерный характер. Наиболее мощные и многочисленные сейсмически активные области располагаются вдоль побережий Тихого океана, островных дуг и глубоководных желобов (рис. 6).

Здесь по линии глубинных разломов земной коры происходит до 90 % землетрясений. Всего около 5 % всех землетрясений связано с зонами растяжения, возникшими вдоль обширной системы подводных срединно-океанических хребтов. Это места подъема базальтовой магмы из недр, которая периодически раскалывает океаническую кору, что приводит к появлению продольных разрывов.

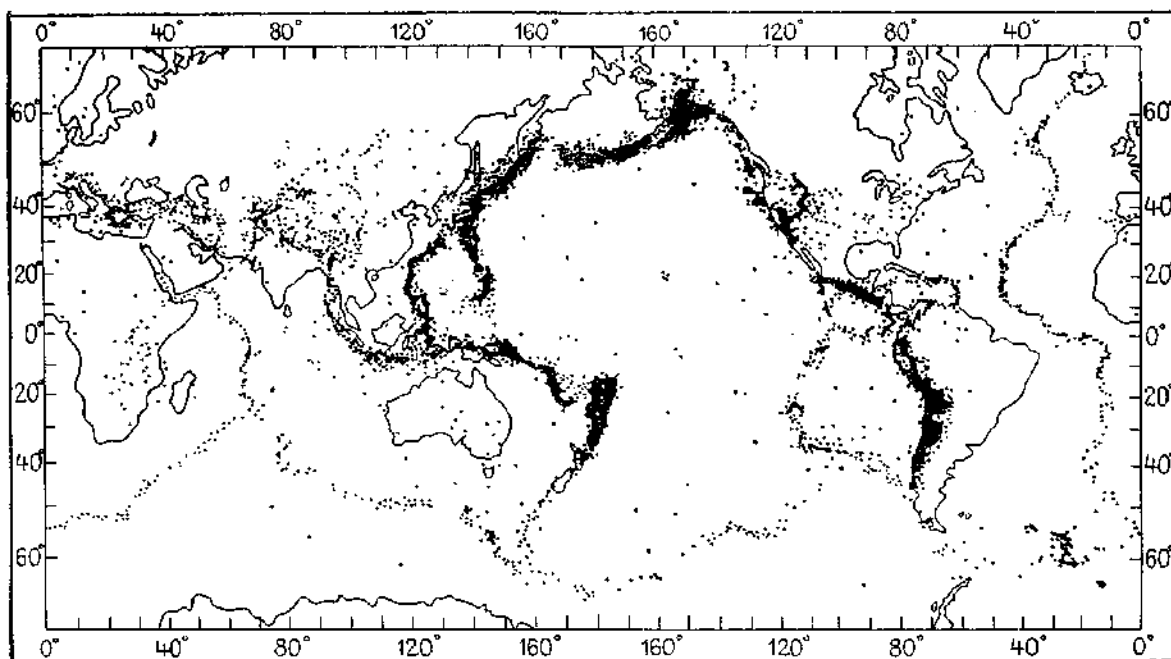


Рис. 6. Распространение землетрясений на земном шаре.

Наивысшей сейсмической активностью обладает Тихоокеанское огненное кольцо. Сейсмически активными областями являются области срединно-океанических хребтов и молодого горообразования

Разрывы, приводящие к землетрясению, возникают также в зоне трансформных разломов. Последние рассекают срединно-океанические хребты поперек и постепенно смещают отдельные участки морского дна на различные расстояния. Примером такого разлома на суше является разлом Сан-Андреас в Калифорнии. Максимальное смещение вдоль него во время землетрясения 1906 г. составило 7 м.

Большой сейсмичностью характеризуется Альпийско-Гималайский складчатый пояс. Особенно подвержена землетрясениям территория Турции. В 1939 году в результате землетрясения в городе Эрзинджане погибло почти 40 тысяч человек. С тех пор там произошло еще около 20 землетрясений, унесших жизни более 20 тысяч человек. Преобладающая часть их очагов приурочена к зоне Анатолийского разлома. По нему соприкасаются Евразийская и Африканская литосферные плиты. Горизонтальное смещение по этому разлому наблюдается и в настоящее время: Южный блок движется на запад со скоростью 10 см в год.

Землетрясения на нашей планете происходят, в основном, на окраинах континентов и в вулканических поясах. Однако есть и исключения. Например, Восточная Африка и Восточная Сибирь (Прибайкалье, Забайка-

лье) не относятся к указанным территориям, тем не менее являются сейсмически активными.

Внутренние районы древних континентальных платформ и щитов слабо сейсмичны. Канадский, Бразильский и Скандинавский щиты, Сибирь, Африка, Австралия, Антарктида редко подвергаются землетрясениям, которые возникают только в областях развития разрывов.

Следует отметить, что землетрясения могут быть вызваны вулканической деятельностью, а также хозяйственной деятельностью человека.

Вулканизм – это еще одно проявление на земной поверхности гигантской энергии внутри Земли в виде извержения вулканов. Вулкан чаще всего имеет вид конусообразной горы, склоны которой выполнены застывшей лавой, вулканическими гипсами и бомбами. Как геологическое образование вулкан формируется над каналами и трещинами в земной коре, по которым на земную поверхность извергаются лава, пепел, горячие газы, пары воды и обломки горных пород. Различают действующие, уснувшие и потухшие вулканы. По форме извержения они могут быть центральные, т.е. извергающиеся из центрального выводного отверстия, и трещинные, аппараты которых имеют вид зияющих трещин или ряда небольших конусов.

Строение вулканического аппарата показано на рис. 7.

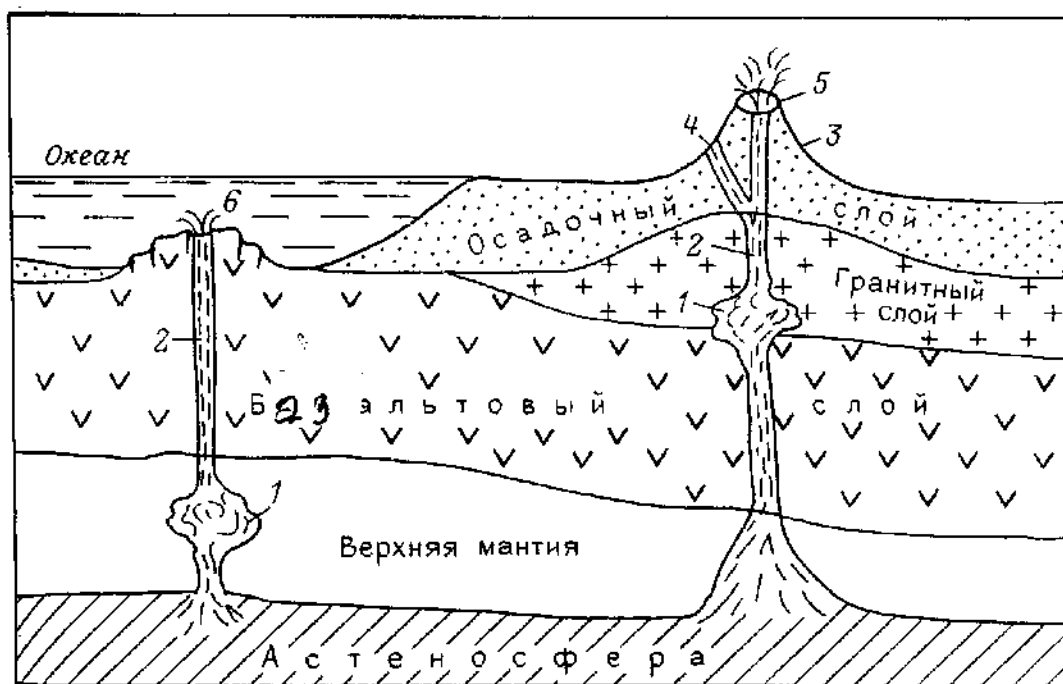


Рис. 7. Строение вулканического аппарата.

1 – магматический очаг; 2 – вулканический канал; 3 – конус вулкана; 4 – боковой канал; 5 – кратер; 6 – вулкан на срединно-океаническом хребте

Магматический очаг может располагаться в земной коре или верхней мантии. На вершине вулкана имеется углубление – кратер, в котором нередко располагается озеро. На дне кратера располагается канал, заканчивающийся на поверхности жерлом. Канал заполнен застывшей лавой до тех пор, пока новая порция расплавленной магмы не поступит из глубины и давление в жерлах вулкана не окажется достаточным для извержения. Вследствие взрыва и выбросов огромного количества обломочного материала, проседания и обрушения на вершине вулкана образуется кальдера, представляющая собой котлообразную впадину с крутыми склонами и ровным дном. Кальдера может образоваться при провале вершины вулкана, а иногда и прилегающей к нему местности. Поэтому в диаметре она достигает 10 – 15 км и более. Например, при взрыве вулкана Бандайсан в Японии появилась кальдера шириной 2700 м и глубиной 400 м. Еще большие размеры имеет кальдера вулкана Кракатау. Она достигает в поперечнике почти 9 км, а дно ее опущено на 300 м ниже уровня моря. В ходе Большого трещинного Толбачинского извержения на Камчатке (1975 – 1976 гг.) произошло вершинное обрушение вулкана Плоский Толбачик и образовалась кальдера глубиной 400 – 500 м и шириной 1700 м. Отвесные стены этой кальдеры имеют причудливый сине-зеленый цвет, а на дне располагается лавовое озеро.

Вулканическая деятельность – это единственный геологический процесс, поддающийся непосредственному наблюдению. При извержении вулканов облик отдельных участков нашей планеты может измениться буквально на глазах, т. е. за дни, часы, минуты. Данное обстоятельство, а также возможность непосредственного контакта с внутренним содержанием Земли во время извержения заставляют ученых с жадным любопытством относиться к процессу вулканизма.

Извержение вулканов – это впечатляющее зрелище, сопровождаемое подземным гулом, сотрясением почвы, выбросом высоко в воздух раскаленных вулканических бомб, пепла, обломков, излиянием по склонам раскаленной лавы, уничтожающей на своем пути все живое и превращающей озера и ручьи в пар. Катастрофические извержения сохранились в памяти человечества и зафиксированы в различных летописях. Благодаря описанию римского ученого Плиния Младшего, мы знаем о страшном извержении Везувия в 79 г. н.э., во время которого раскаленная куча пепла засыпала города Помпею, Геркуланум и Стабию. Со времени разрушения Помпеи и до XVII века Везувий вел себя относительно спокойно: зафиксировано восемь сравнительно слабых извержений. Однако в 1631 году на нем про-

изошло снова сильное извержение, и лавовый поток затопил несколько деревьев. Следующее сильное извержение Везувия наблюдалось в 1794 году, когда раскаленный поток лавы уничтожил вместе с жителями цветущий город Торре-дель-Греко.

Самыми сильными в XX веке являются извержения вулканов Безымянного на Камчатке в 1955 году и Эль-Чигон в Мексике в 1982 году. Длительное время сопка Безымянная не подавала признаков жизни и считалась потухшим вулканом. О ее пробуждении возвестили подземные толчки, а извержение началось рано утром 22 октября 1955 года. За несколько дней высота вулканических выбросов достигла 8 км. Только за один месяц кратер вулкана расширился на 500 м. Гигантский взрыв произошел 30 марта 1956 года. Туча пепла достигла высоты 40 км. Начался пеплопад. Пеплом покрылась территория площадью 500×150 км. Общий объем пепла составил около 0,5 млрд. м³. Внешний вид вулкана очень сильно изменился, и прилегающие к нему районы были покрыты нагромождениями остывающей лавы. Безымянный вулкан находится в совершенно безлюдной местности, и извержение, к счастью, не привело к человеческим жертвам.

Однако не следует забывать, что вулканы несут людям не только беды, но и пользу. Во-первых, после извержения склоны вулкана и окружающего пространства покрываются слоем плодородного пепла; во-вторых, в результате вулканической деятельности формируются руды металлов и разнообразные строительные материалы; в-третьих, в вулканически активных областях изливаются теплые и горячие минерализованные источники, которые могут не только лечить, но и обогревать людей и их жилища. И, наконец, извержения помогают нам получить бесценную информацию о составе и строении глубоких недр нашей планеты.

Большинство действующих вулканов приурочено к зоне перехода от континентов к океанам. Широко известно так называемое Тихоокеанское огненное кольцо. Только в пределах этого кольца и на Индонезийской островной дуге располагаются 75 % всех действующих вулканов, в пределах Средиземного моря – всего 5 %, почти столько же, сколько на внутренних частях континентов (например, в областях великих Африканских грабенов). Совсем недавно вулканы действовали на Аравийском полуострове, в Монголии и на Кавказе.

Вулканические извержения зарегистрированы и на дне Мирового океана. При этом часть вулканов располагается в океанических глубинах, а часть их выступает на поверхность в виде островов или целых архипелагов. Вулканы в океанах, как и на суше, приурочены к зонам разломов в

земной коре. Вулканические цепи в океанах вытянуты на 2000 км. К ним относятся Гавайские, Галапагосские, Молуккские, Алеутские, Курило-Камчатская дуга и многие другие острова и островные дуги в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

Вулканы активно исследуются во всем мире. Деятельность современных вулканов плодотворно изучается на Курильских островах и на Камчатке. На полуострове Камчатка, где обитает 141 вулкан, из которых 28 действующих, находится единственный в мире специализированный Институт вулканологии РАН, а за одним из самых активных и огромных вулканов мира – Ключевская сопка (рис. 8) ведутся постоянные наблюдения сотрудниками расположенной у его подножья Ключевской вулканологической станции.

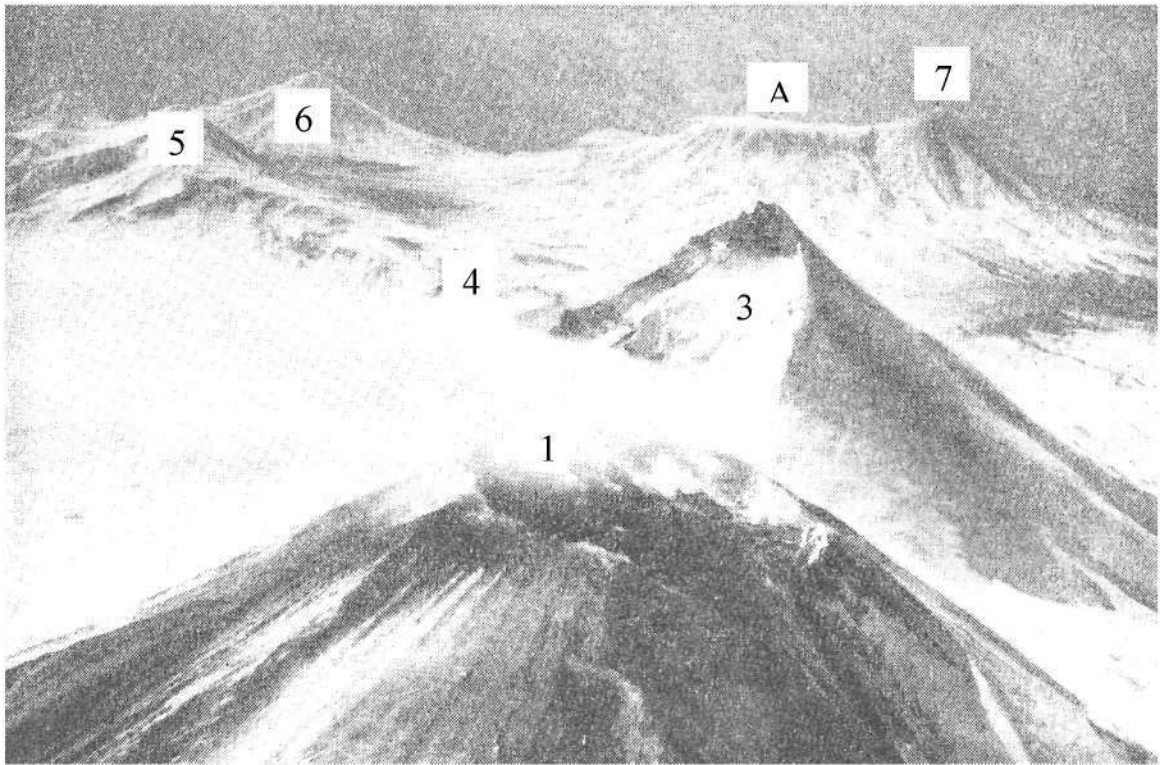


Рис. 8. Ключевская группа вулканов (снимок С.А. Федотова):

1 – вершина Ключевского вулкана, 4850 м; кратер диаметром 600 м заполнен лавой, в нем действует небольшой шлаковый конус, на склоне вулкана свежий пепел; 3 – обрушившийся вулкан Камень, 4575 м; 4 – вершина вулкана Безымянного, виден край воронки взрыва 1956 г. и верх растущего в ней купола нового; 5 – вулкан Острая Зимина; 6 – вулкан Большая Удина; 7 – Острый Толбачик, 3680 м; А – вулкан Плоский Толбачик с вершинной кальдерой, 3085 м. Действующими вулканами центрального типа являются 1, 4, А.

2. ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГЕОДЕЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

2.1. ОБЗОР МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время известны три основных метода определения движений земной коры:

- геоморфологических наблюдений;
- непрерывных наблюдений;
- повторных геодезических измерений.

В методе *геоморфологических наблюдений* исследуются деформации крупных форм рельефа (протяженностью 10 – 100 км), происшедшие за некоторый геологический отрезок времени (1 тыс. – 1 млн. лет). В качестве исследуемых форм рельефа здесь часто используют морские и речные террасы. Средние скорости движений земной коры в этом методе определяются с точностью порядка 1 мм/год.

В методе *непрерывных наблюдений* используют деформографы и наклономеры, т.е. приборы, измеряющие деформации и наклоны конкретных участков земной коры. Указанные приборы устанавливают в специальных штольнях на выходах коренных скальных пород. Приборы работают на базе от 1 до 100 метров. При этом наклономеры фиксируют непрерывные изменения наклона участка земной коры на расстоянии базы, а деформографы – изменения расстояния между двумя закрепленными точками базы. Приборы снабжены самописцами, что обеспечивает практически непрерывную фиксацию изменений деформаций исследуемых горных пород, так как временной интервал между соседними записями может составлять минуты или часы. К достоинствам метода следует отнести высокую точность фиксируемых величин (0,001 мм и 0,01") и непрерывность, а к недостаткам – высокую стоимость установки наклономеров и деформографов и малый площадной охват получения информации каждым отдельным прибором. Эффективность метода повышается при организации сети станций непрерывных наблюдений, подобно сети, организованной в районе Токай и на юге Канто (Япония) (рис. 9).

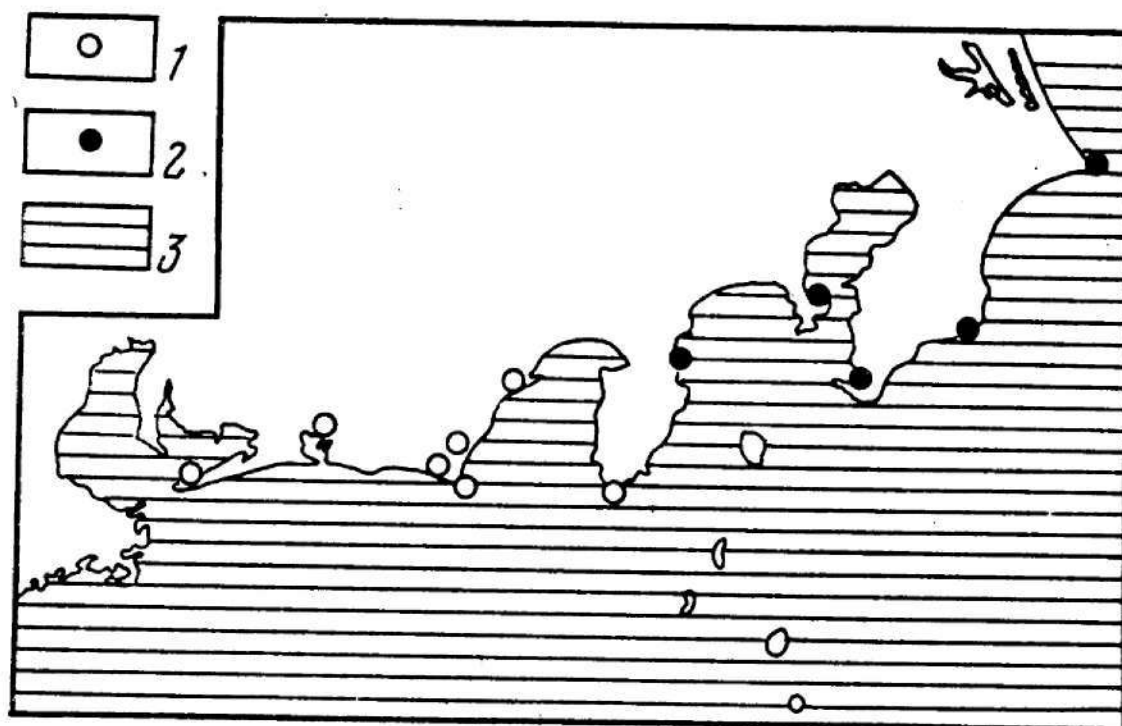


Рис. 9. Сеть скважинных деформографов в сейсмоактивных районах Токай и Канто в Японии. Места установки прибора: 1 – Токай; 2 – юг Канто; 3 – море

Сущность метода *повторных геодезических измерений* заключается в выполнении двух и более циклов геодезических измерений в одном и том же построении через некоторые интервалы времени и в определении величин изменений взаимного положения центров пунктов этого построения путем сравнения результатов измерений каждого цикла с другим. В общем случае деформации (движения) земной коры являются пространственными. Однако для удобства их определения геодезическими методами исследуемые движения разделили на *вертикальные* и *горизонтальные*. При этом вертикальную составляющую измеряют с помощью *повторного нивелирования*, а горизонтальную – из *повторных линейно-угловых измерений*. Строго говоря, результаты повторных геодезических измерений дают информацию о деформациях только земной поверхности, а не всей земной коры. Однако при правильной постановке работ с достаточно высокой степенью вероятности полученные по результатам геодезических исследований характеристики деформаций можно распространить и на движения земной коры в целом.

Из перечисленных методов изучения СДЗК при решении задачи прогноза землетрясений применяются, в основном, два последних метода, что обусловлено следующим.

Как было сказано в предыдущей главе, землетрясение есть образование разрыва или разлома в земной коре, которому предшествует стадия подготовки землетрясения, т.е. накопления сейсмической энергии в виде постепенно нарастающих деформаций, достигающих, в конце концов, по величине стадии разрыва (предельные величины относительных деформаций порядка 10^{-4}). Ясно, что с точки зрения сейсмического прогноза стадии, предшествующие началу разрыва, гораздо важнее явлений, происходящих после его окончания.

Современный уровень знаний и накопленный опыт исследований позволяют выделить следующие стадии подготовки землетрясений:

- а) процесс деформирования земной коры, идущий почти с постоянной скоростью;
- б) движение критической точки;
- в) начало главного разрыва;
- г) развитие главного разрыва.

На стадии "а" происходит накопление сейсмической энергии, протекающее довольно медленно. Сильным землетрясениям с магнитудой 8,0, происходящим у Тихоокеанского побережья, требуется 100-200 лет, пока процесс подготовки дойдет до стадии "б", а внутриостровным с магнитудой 7,0 и более – еще больше.

На стадии "б" при приближении к критической точке условия (включая процесс деформирования) уже не остаются неизменными. Однако исследователи еще располагают достаточным временем до наступления главного разрыва. Длительность этой "передышки" зависит от масштабов главного разрыва, т.е. от магнитуды будущего землетрясения.

Стадия "в" непосредственно предшествует главному разрыву. Он возникает не внезапно, а вслед за предвестниками землетрясения, проявляющимися за несколько дней (или, в некоторых случаях, часов) до разрыва. На этой стадии главный разрыв уже начинается и завершается на стадии "г".

К сожалению, механизм стадий "б" и "в", понимание которых является решающим для прогноза землетрясений, пока еще не вполне ясен. Если сравнивать хорошо исследованный механизм возбуждения и распространения сейсмических волн и процессы на этих стадиях, то изучение последних сильно отстает.

На стадиях "а", "б" и "в" колебательные явления еще не возникают, хотя уже и наблюдается появление слабых землетрясений и микроземлетрясений. Но основными процессами, происходящими на этих стадиях, являются изменения деформаций земной коры.

Так как стадия "а" продолжается длительное время, то наиболее эффективным способом ее контроля являются повторные геодезические измерения, охватывающие значительные территории, что позволяет определить степень накопления энергии и оценить магнитуду будущего землетрясения. Однако, как только процесс достигает стадий "б" и "в", по существующим представлениям все эти явления уже развиваются неравномерно во времени и пространстве. А если это так, то при периодическом повторении геодезических измерений по истечении какого-то интервала времени есть риск пропустить ценную информацию. Поэтому существенно важным становится непрерывное слежение за изменениями деформаций.

По данным, имеющимся в настоящее время, наблюдения на стадии "а" должны производиться повторными геодезическими измерениями, на стадии "б" дополняться непрерывными наблюдениями, а при достижении стадии "в" последние становятся решающими, так как без них краткосрочный прогноз был бы слишком неопределенным.

2.2. ВИДЫ ПОВТОРНЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

2.2.1. Повторное нивелирование

С помощью повторного нивелирования производится определение вертикальных движений земной коры.

Пусть нам дана некоторая нивелирная линия АВ (рис. 10).

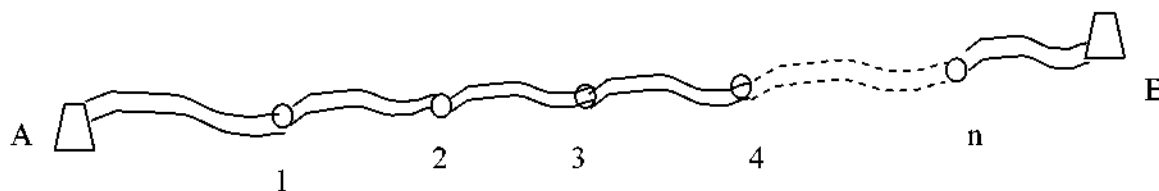


Рис. 10. Схема линии повторного нивелирования

Примем репер А за исходный стабильный репер. Выполним вдоль линии АВ нивелирование в эпоху T_1 , а затем повторим по этой же линии нивелирование в эпоху T_2 . В результате получим измеренные превышения

$h_{ij}^{(T_1)}$ и $h_{ij}^{(T_2)}$ для каждой эпохи. Вычислим по ним значения отметок реперов для эпохи T_1 и эпохи T_2

$$\left. \begin{aligned} H_1^{(T_1)} &= H_A + h_{A1}^{(T_1)} \\ H_1^{(T_2)} &= H_A + h_{A1}^{(T_2)} \\ H_2^{(T_1)} &= H_A + h_{A1}^{(T_1)} + h_{12}^{(T_1)} \\ H_2^{(T_2)} &= H_A + h_{A1}^{(T_2)} + h_{12}^{(T_2)} \\ &\dots\dots\dots \\ H_B^{(T_1)} &= H_A + \sum h_{ij}^{(T_1)} \\ H_B^{(T_2)} &= H_A + \sum h_{ij}^{(T_2)} \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

Сравнив эти отметки для одноименных реперов, найдем величину вертикального перемещения центра каждого репера за промежуток времени $(T_2 - T_1)$

$$\Delta H_i = H_i^{(T_2)} - H_i^{(T_1)} = \sum (h_{ij}^{(T_2)} - h_{ij}^{(T_1)}) \quad (2.2)$$

и скорость V_i движения этого репера в единицу времени

$$V_i = \frac{\Delta H_i}{T_2 - T_1} \quad (2.3)$$

При проложении повторного нивелирования чрезвычайно важно иметь некоторый стабильный, т.е. не изменяющий своего положения во времени репер, относительно которого и будут получены значения вертикальных движений нивелирных знаков между сравниваемыми эпохами.

2.2.2. Тектонические разломы. Повторные линейно-угловые измерения

Мы уяснили, что согласно гипотезе тектоники плит земная кора состоит из гигантских континентальных и океанических плит, взаимодействующих друг с другом. В свою очередь каждая отдельная плита в силу действия различных геологических процессов, в основном, эндогенных, представляет собой не монолитное тело, а нечто, напоминающее громадную, покрытую трещинами тарелку. Линии таких нарушений вдоль "осколков тарелки" или блоков земной коры называются *разрывами земной коры*, которые в большинстве случаев классифицируются как *тектонические разломы*.

Видимых разрывных нарушений на земной поверхности очень много, о чем свидетельствует пример их расположения на Камчатском полуострове, приведенный на рис. 11.

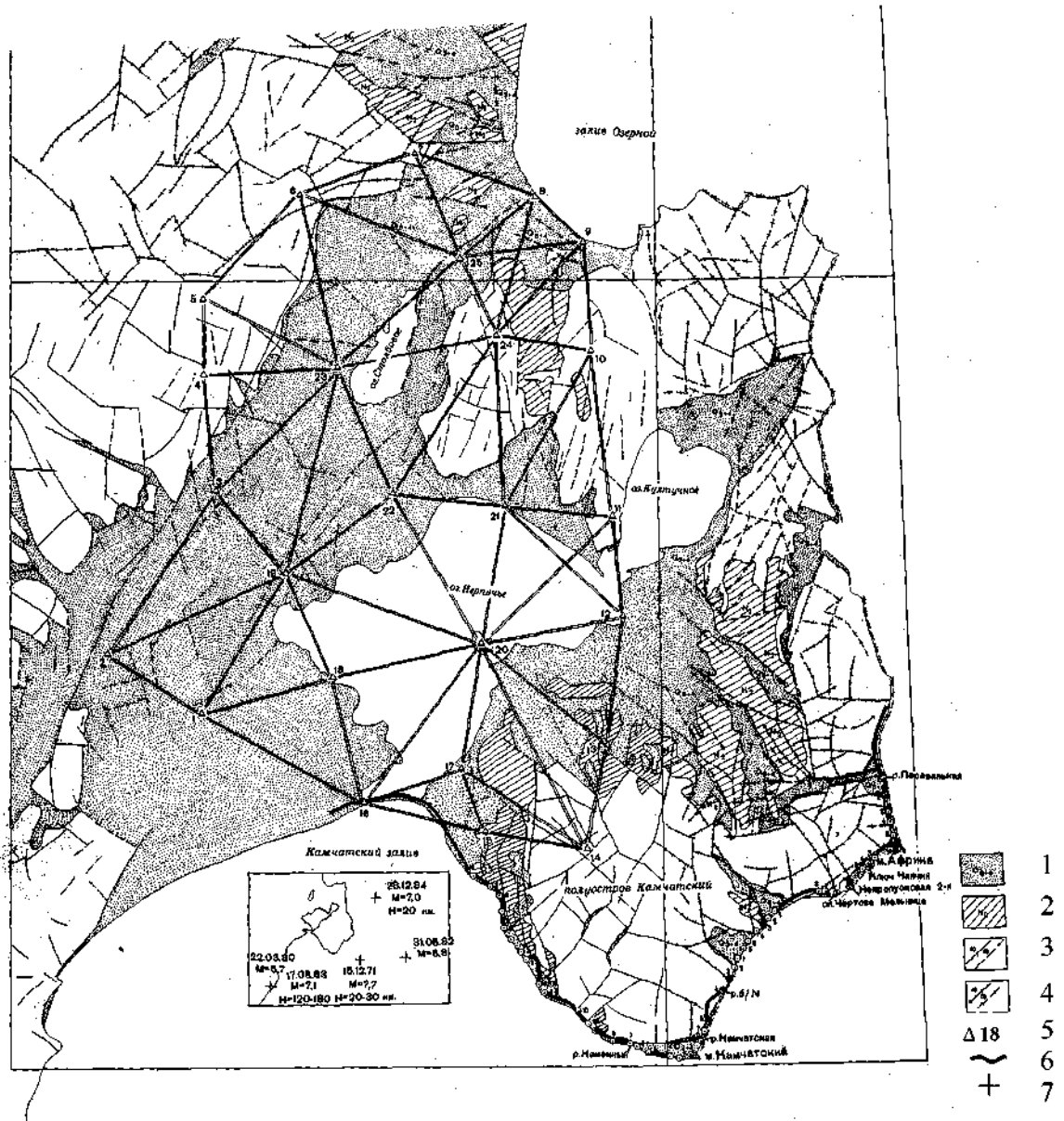


Рис. 11. Схема расположения разрывных нарушений на Камчатском полуострове [49]:
 1, 2, 3, 4 – тектонические структуры и разрывные нарушения, выявленные по космическим снимкам; 5 – пункты плановой сети Усть-Камчатского ГДП; 6 – линия нивелирования; 7 – эпицентры землетрясений с указанием даты, магнитуды и глубины очага

Представляются весьма важными такие моменты, как отнесение нарушений к тектоническим разломам, а также классификация разломов на живущие (действующие) и неживущие (недействующие). Считается, что разломы, неоднократно проявившие себя в недавнем геологическом прошлом, вероятно, еще возобновят свою деятельность в будущем. Такие разломы называются *живущими*. Геологи часто определяют живущие разломы как действующие в четвертичное время. Основано это мнение на том, что собраны

данные о повторяющейся деятельности разломов, которые были активны в период, начавшийся примерно 2 млн. лет назад и продолжающийся до нашего времени. Предполагается, что эта деятельность будет продолжаться. "Жизнь" тектонических разломов проявляется в смещении одних блоков горных пород относительно других по разлому либо в горизонтальном направлении (сдвиг – рис. 12 а), либо в вертикальном (сброс – рис. 12 б), либо по наклонной плоскости, когда одни массы горных пород надвинуты на другие по наклонной поверхности разлома (надвиг – рис. 12 в).

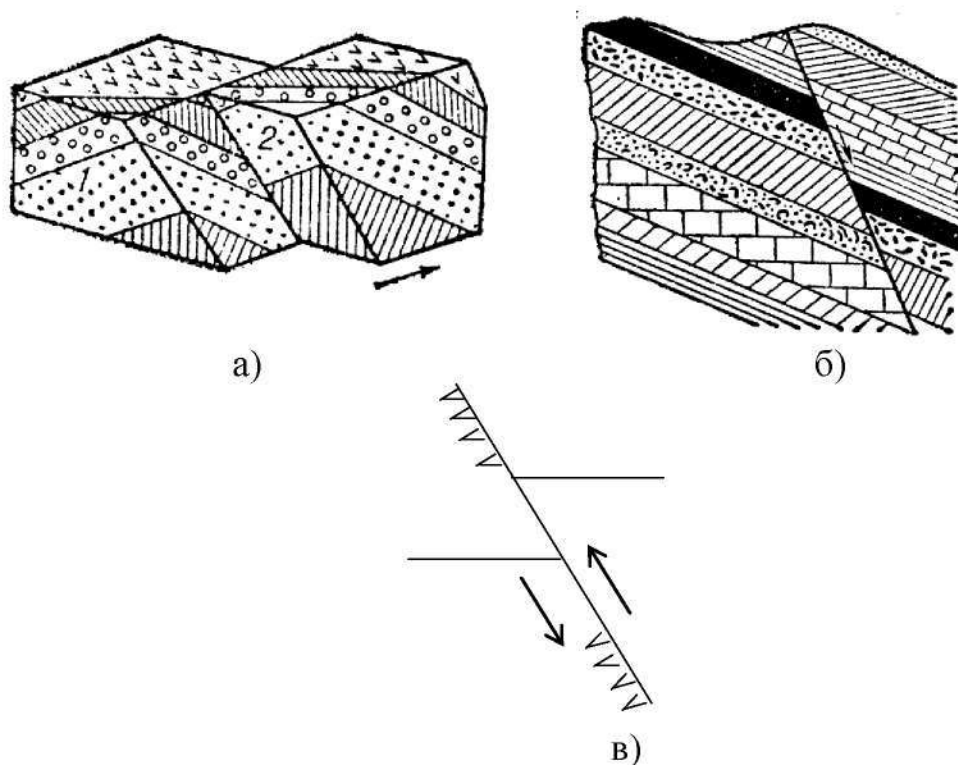


Рис. 12. Наиболее распространенные типы разломов:

а) сдвиг: 1 – лежачее крыло, 2 – висячее крыло;

б) сброс;

в) надвиг;

→ – направление движения по разлому

В районах активно действующих вулканов на разломах часто наблюдаются деформации растяжения и сжатия, направленные поперек линии разлома. Это имело место, например, во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-76 гг., подробное описание которого будет дано ниже.

Тектонические разломы земной коры играют очень важную роль в жизни человека. К ним приурочены очаги землетрясений, вулканические постройки, а также месторождения полезных ископаемых. Ясно, что на живущих разломах нельзя строить какие-либо сооружения, особенно такие важные инженерные объекты, как атомные электростанции. В Калифорнии, например, для строительства в областях разломов (или вблизи них), которые юридически считаются живущими, требуется специальное разрешение властей штата (закон Амсвиста – Приоло о геологически опасных зонах). В соответствии с этим законом живущими считаются разломы, проявляющие значительную активность во время голоцена (примерно последние 10 тыс. лет), положение которых легко определимо и которые вызвали смещения на земной поверхности в течение четвертичного периода. Законом определено, какие разломы считаются живущими и какова их протяженность. В постановлении Комиссии США по атомной энергетике, касающемся сейсмостойкости АЭС, учитываются вообще все разломы, действующие в течение последних 500 тыс. лет. Принимается во внимание и протяженность разломов, которые надо учитывать при проектировании АЭС. Например, разломы длиной более 1,6 км обязательно учитываются в радиусе 48 км от предполагаемой строительной площадки; разломы длиной более 18 км должны располагаться не менее 92,5 км от нее, а учитываются соответственно до 185 км.

Геологической службой в Новой Зеландии к живущим разломам относятся те, которые неоднократно возобновляли свою деятельность в течение последних 500 тыс. лет. По скорости наблюдаемых смещений живущие разломы подразделяются на три класса: А (скорость 1 – 10 мм/год), Б (скорость 0,1 – 1 мм/год) и С (скорость 0,01 – 0,1 мм/год). На геологических картах три класса разломов обычно выделяются разным цветом.

Таким образом, живущие разломы классифицируют по-разному, в соответствии с целями исследований и использованием в практической жизни. Живущие разломы бывают всевозможных видов и размеров, и неразумно предусматривать меры предосторожности при землетрясениях, не учитывая особенности разломов. Эти меры определяются возможностью возобновления деятельности разлома, а также такими соображениями, как сила сейсмического сотрясения и вызванное им ожидаемое смещение или деформация. Кроме того, необходимо учитывать и то, какие участки Земли находятся у разлома и как они используются человеком. Исходя из этих соображений, можно по-разному относиться к опасности от данного разлома: либо его полностью игнорировать, либо тщательно исследовать.

метными. То, что можно наблюдать в современном рельефе, является результатом двух сил, действующих в противоположных направлениях: деятельности разломов, которая оставляет следы, и влияния процессов, которые их сглаживают. Вследствие этого следы очень активных разломов (с высокой скоростью подвижки), запечатлевшиеся на земной поверхности, найти очень легко, а следы менее активных разломов могут быть трудно различимы.

Разломы классов А и В протяженностью свыше 10 км видны на аэроснимках масштаба 1:4000. Однако короткие разломы класса С распознать на аэроснимках труднее. Еще труднее решить, являются ли они живущими. Для повышения надежности распознавания и классификации разломов на местности, а также с целью получения представления о площадном распределении деформаций земной поверхности на исследуемой территории повторные геодезические измерения выполняют в *плановых сетях*, которые часто развивают в виде фрагментов уже имеющейся государственной сети триангуляции. Обычно в этих построениях (рис. 14) делают акцент на *линейно-угловые измерения*.

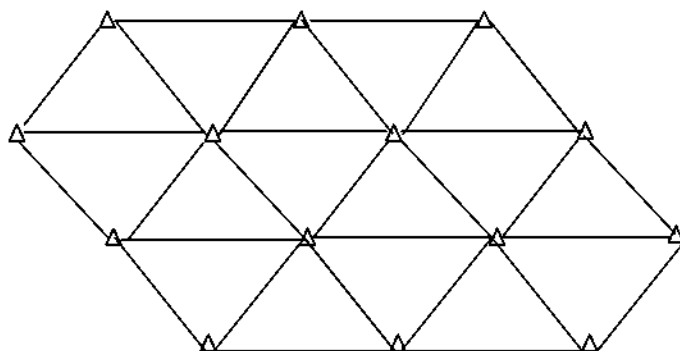


Рис. 14. Линейно-угловые сети, создаваемые для уточнения местоположения живущих разломов, а также для получения сведений о площадном распределении

2.3. ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Согласно современным представлениям землетрясение рассматривается как разрыв земной коры, который возникает не внезапно, а развивается достаточно постепенно в соответствии с установленными стадиями под-

готовки землетрясения: "а", "б", "в", "г" (см. п. 2.1). Продолжительность периода подготовки землетрясения может быть самой различной. Так, например, для землетрясений континентальной части Японии период подготовки может достигать нескольких тысяч лет, а для землетрясений на Тихоокеанском побережье он может быть меньше ста лет. Кроме того, период подготовки землетрясения в каждой из указанных областей связан с магнитудой землетрясения, т.е. с увеличением магнитуды период подготовки возрастает и наоборот.

С началом подготовки землетрясения в земной коре начинают происходить изменения, которые принимают такие различные формы, как увеличение объема земной коры и изменение скоростей сейсмических волн. Эти явления, в свою очередь, вызывают слабые землетрясения, аномальные деформации в земной коре, изменения геофизических полей (электромагнитных и гравитационных), влияют на содержание воды в земной коре, а также на миграцию радона и гелия. В связи с этим различают самые разнообразные виды предвестников землетрясений – от биологических (беспокойное поведение животных) до сейсмологических, геофизических, геохимических и геодезических.

Статистика *геодезических долгосрочных предвестников землетрясений* свидетельствует, в основном, о наличии аномальных поднятий земной поверхности перед землетрясением. Известно, например, что перед землетрясением 1964 г. в округе Ниигата (Япония) произошло аномальное поднятие земной поверхности. Сообщалось об аномальных явлениях при землетрясении 1971 г. в Сан-Фернандо (США), землетрясении 1975 г. в Хайчэне (Китай), при Спитакском землетрясении 1988 г. в Армении и т. д. В Японии поднятия земной поверхности как предвестники землетрясений привлекли внимание ученых со времени повторных нивелировок, проводившихся еще перед 2-й мировой войной. Хорошо известным примером служит Секихарское землетрясение 1927 г. (магнитуда 5,3), за 2 месяца до которого в его эпицентральной зоне производилось повторное нивелирование, показавшее величину поднятия порядка 2 см по сравнению с 1894 г. Причинная связь между землетрясениями и аномальными поднятиями земной поверхности вплоть до настоящего времени неясна. Однако существуют две модели, пытающиеся объяснить это явление: модель дилатансии и модель давления-проскальзывания (рис. 15).

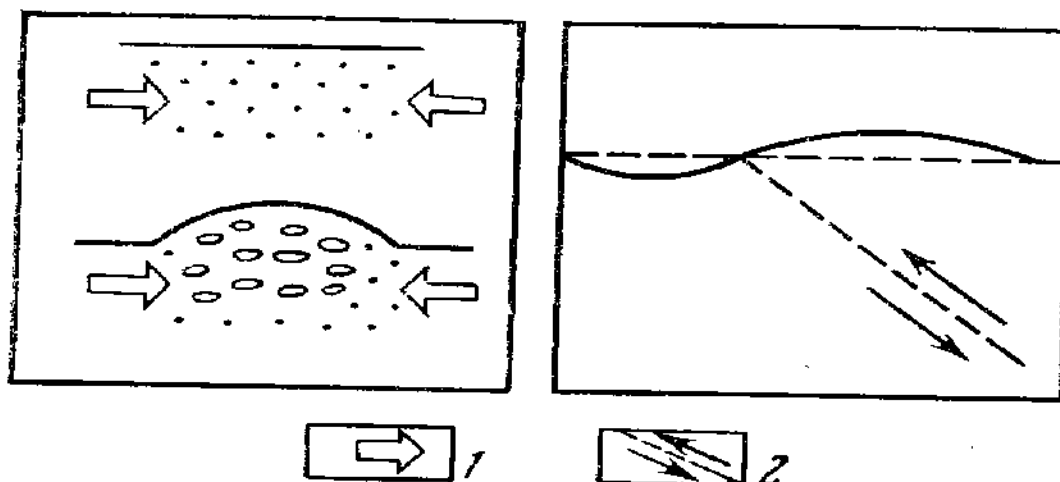


Рис. 15. Две модели, объясняющие поднятие земной поверхности перед землетрясением. На левой половине рисунка показана модель дилатансии, на правой половине – модель давления-проскальзывания: 1 – сдвливающие силы, 2 – скальвающие напряжения

Модель дилатансии объясняет поднятия земной поверхности и вариации скоростей сейсмических волн образованием и ростом мелких трещин в породах перед возникновением землетрясения. В модели давления-проскальзывания постулируется медленное асейсмическое скольжение, вызывающее поднятие верхних слоев земной коры. В конце концов, это поднятие приводит к землетрясению. В обоих случаях аномальное поднятие, видимо, происходит как смещение поверхности при приближении деформаций к критической точке и значительном повышении напряжений.

Известных примеров аномальных горизонтальных деформаций земной поверхности перед природными катаклизмами значительно меньше. Это объясняется тем, что величины предвестников невелики (миллиметры и первые сантиметры). Возможность определения таких величин с достаточной точностью стала появляться только с развитием высокоточных светодальномеров, т. е. в течение 2 - 3-х последних десятилетий. Поэтому статистика о горизонтальных предвестниках очень мала. Горизонтальный предвестник извержения Авачинского вулкана 1991 г. (Камчатка) был зафиксирован при работах ПО "Дальаэрогеодезия" на Петропавловск-Камчатском геодинимическом полигоне, на котором выполнялись повторные линейно-угловые измерения. Сопоставление результатов линейных измерений показало, что за период 1988 – 1990 гг. линии, направленные вдоль склона Авачинского вулкана, сжались на несколько сантиметров. В январе 1991 г. произошло его извержение.

Таким образом, перед природными катаклизмами (землетрясениями или извержениями вулканов) происходят аномальные движения земной коры. Эти движения либо усиливаются, либо изменяют знак на противоположный. По величине они обычно больше медленных движений и называются средними или предвестниковыми движениями.

Для поиска геодезических предвестников землетрясений и извержений вулканов в тектонически активных районах создаются специальные *геодинамические полигоны и деформационные площадки*, на которых выполняются повторные геодезические измерения в комплексе с геолого-геофизическими и сейсмологическими исследованиями.

Следует особо отметить, что причиной землетрясений могут явиться не только глубинные тектонические процессы, но и деятельность человека. Вызвать землетрясения могут добыча полезных ископаемых, строительство и эксплуатация гидроэнергетических комплексов, запуск космических летательных аппаратов, ядерные испытания, бурение глубоких скважин и т.д. Примеров вызванных людьми землетрясений множество. Так, в 1935 году на реке Колорадо была сооружена дамба и образовалось озеро Мид. После затопления озера водой в этом ранее сейсмически спокойном районе в течение последующих 10 лет было зарегистрировано 6000 слабых землетрясений, что связано с давлением на нижележащие породы воды примерным объемом 40 куб. км. В 1963 – 1966 годах аналогичные, но более сильные толчки были зафиксированы в районе плотины Кариба в Африке. В 1967 году в Индии во время сильного землетрясения, вызванного постройкой плотины Койна, погибло 177 местных жителей, а в самой плотине образовалась трещина.

Причиной землетрясений могут также являться ядерные испытания. Например, во время подземных испытаний в штате Невада в апреле 1968 года была взорвана бомба мощностью 1,2 Мт. А на протяжении следующих трех дней было зарегистрировано около 30 слабых землетрясений.

Повышение уровня сейсмичности наблюдалось в Амурской области в России в 1975 – 1977 годах после введения в эксплуатацию Зейской ГЭС. Эксплуатация Газлийского газового месторождения в Узбекистане вызвала серию довольно сильных газлийских землетрясений в 1976 и 1984 годах. В Белоруссии повышение уровня сейсмичности наблюдается в Солигорске и Речице, где добываются соль и нефть.

В районах активной деятельности человека, где существует опасность вызванных землетрясений, также организуются геодинамические полигоны.

2.4. ПРОЕКТИРОВАНИЕ И ВЫПОЛНЕНИЕ РАБОТ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

2.4.1. Классификация геодинимических полигонов

Геодезисты под термином "геодинимический полигон" (ГДП) обычно понимают целесообразно выбранную территорию, в пределах которой ведется комплекс регулярных астрономо-геодезических и гравиметрических наблюдений, нацеленный на определение количественных характеристик деформаций земной коры и изменений локального гравитационного поля, а также на изучение развития этих явлений во времени [38].

В зависимости от того, какие причины вызвали исследуемые деформации (тектонические процессы внутри Земли или хозяйственная деятельность человека) ГДП подразделяются на *прогностические, техногенные и ГДП АЭС*.

Прогностические ГДП создаются в сейсмоактивных районах и в районах действующих вулканов.

Техногенные ГДП развиваются в районах строительства и эксплуатации крупных гидроэлектростанций с высотными плотинами (так называемые ГДП ГЭС), а также в местах добычи полезных ископаемых и интенсивного использования подземных вод.

Особое место в классификации полигонов занимают ГДП АЭС, так как они развиваются в период, предшествующий строительству атомной электростанции, для поиска максимально надежной стабильной площадки на земной поверхности под размещение инженерных объектов АЭС. Уже в самом начале исследований на этих ГДП выбирается наиболее спокойная в тектоническом плане территория, а по завершении исследований на этой территории выбирается самый спокойный, стабильный и надежный участок земной поверхности для площадки строительства АЭС.

В зависимости от назначения ГДП на них создается система контролируемых геодезических построений, проектируемая таким образом, чтобы по возможности точнее фиксировать интересующие нас деформации.

Остановимся теперь конкретно на каждом из названных типов геодинимических полигонов.

2.4.2. Геодезические построения на геодинамических полигонах

2.4.2.1. Прогностические геодинамические полигоны

Прогностические ГДП предназначены для изучения тектонических деформаций верхних слоев земной коры, предваряющих и сопровождающих землетрясения и извержения вулканов. Основная цель их создания заключается в выявлении и детальном исследовании развития во времени различных аномальных проявлений тектонических деформаций, которые могут рассматриваться как геодезические предвестники землетрясений и вулканических извержений. Прогностические ГДП должны проектироваться таким образом, чтобы в перспективе они могли войти в государственную или даже в мировую, регулярно функционирующую систему прогноза указанных природных явлений.

При проектировании прогностических ГДП на первый план выдвигается вопрос наиболее рационального выбора районов, где они должны создаваться. Этот вопрос, конечно, относится к тем из них, которые предназначаются для исследования предвестников землетрясений и обеспечения прогноза, так как для ГДП, создаваемых для изучения послесейсмических деформаций и явлений, связанных с вулканизмом, расположение соответствующих полигонов достаточно четко определено. Они, естественно, должны быть приурочены либо к эпицентру происшедшего землетрясения, либо к исследуемому вулкану.

Важным общим критерием, используемым при определении районов создания прогностических ГДП, служат статистические данные о происшедших в том или ином районе землетрясениях, об их повторяемости и магнитуде. Для стран бывшего Союза эти данные можно найти в "Схеме сейсмического районирования территории СССР", дополнив ее имеющимися новыми обобщенными данными о землетрясениях на исследуемые территории.

Представляется очевидным, что подходящими районами для организации прогностических ГДП являются те, в которых землетрясения происходят с наибольшей частотой. В этом случае можно в минимально короткие сроки выявить и изучить предвестники землетрясений и выработать основные принципы построения системы прогноза землетрясений. При та-

ком подходе социально-экономическая важность района не имеет первостепенного значения. Однако в сейсмоактивных районах расположен целый ряд крупных экономических и культурных центров, для которых прогноз возможных землетрясений является жизненно важным. Поэтому в бывшем Советском Союзе было признано целесообразным в первую очередь создавать прогностические ГДП в районах столиц союзных республик (Алма-Атинский, Фрунзенский, Ашхабадский, Ташкентский) и крупных промышленных комплексов (Петропавловск-Камчатский, Удоканский и др.). Именно здесь были запроектированы и обширные геофизические наблюдения [42], а, следовательно, обеспечивалась требующаяся комплексность подхода нескольких наук о Земле к геодинамическим исследованиям.

При проектировании контролирующих геодезических построений на конкретном выбранном ГДП необходимо в максимально возможной степени учесть имеющиеся данные о причинах и модели землетрясений в исследуемом районе, расположении на его территории основных тектонических нарушений и геологическом строении земной коры.

В соответствии с современными представлениями о возникновении землетрясений (гипотеза тектоники плит, модель дилатансии, модель давления-проскальзывания) предвестниковые явления должны выражаться как в вертикальных, так и в горизонтальных смещениях земной поверхности, а также в локальных изменениях силы тяжести. Поэтому геодезические построения на ГДП должны включать соответствующим образом спроектированные плановые и высотные сети и измерения силы тяжести по определенным профилям, пересекающим зоны аномальных деформаций.

Размер территории ГДП, на которой создаются контролирующие геодезические построения, целесообразно принимать равным размеру той области, в пределах которой проявляются измеримые смещения, сопровождающие наиболее сильные из возможных в данном районе землетрясений.

При определении размеров ГДП полезно пользоваться эмпирической зависимостью средних радиусов r таких областей от магнитуд M происшедших землетрясений, установленной сейсмологами на основе статистических исследований, которая имеет вид

$$\lg r = 0.51M - 2.26 \quad (2.4)$$

Для $M = 8$ это соотношение дает $r = 65$ км.

Радиус зоны измеримых деформаций быстро убывает с уменьшением магнитуды. Так для $M = 7$ $r = 20$ км; для $M = 6$ $r = 6$ км; для $M = 5$ $r = 2-3$ км.

На основании приведенных расчетов можно принять, что геодезические построения на ГДП, наблюдения в которых ведутся традиционными наземными методами, должны охватывать территорию радиусом не более 50-60 км. Однако в некоторых случаях ставится задача выхода по распределению деформаций на земной поверхности на физику очага землетрясений, что может быть обеспечено только при условии охвата повторными геодезическими измерениями территории площадью, соизмеримой с размерами очага землетрясения, т.е. порядка $150 \times 200 \text{ км}^2$. Подобное расширенное геодезическое построение на ГДП рационально только при использовании новых оперативных средств высокоточных измерений, таких как спутниковые системы типа GPS/ГЛОНАСС, радиоинтерферометры, лазерная локация высоких ИСЗ и Луны.

Система геодезических построений на типичных прогностических ГДП, как правило, состоит из двух уровней. Первый уровень геодезических построений включает в себя линейно-угловую сеть, состоящую из 20-25 пунктов с длинами сторон 6-15 км, и систему нивелирных линий I-II классов, пересекающих активные разломы. Линейно-угловая сеть, в основном, проектируется сплошной. Чаще всего ее строят в виде фрагмента имеющейся государственной сети триангуляции. Она должна охватывать полностью тектонически активную структуру и иметь выход по краям на стабильные участки земной коры. Нивелирные линии в геодезическом построении первого уровня проектируются, по возможности, в виде полигонов, а также в виде отдельных линий, пересекающих активные разломы, используя, как и в случае плановой сети, уже имеющиеся нивелирные знаки государственной сети. Желательно, чтобы центры нивелирных реперов на ГДП максимально совпадали с центрами плановых пунктов. Расстояние между нивелирными знаками 3-5 км. Вдоль линий повторного нивелирования, пересекающих наиболее активные в тектоническом отношении участки, должны выполняться гравиметрические измерения. Вариации силы тяжести могут являться индикатором изменения напряженного состояния пород, которое происходит в период подготовки землетрясений. Установлено, что эти вариации достигают 0,1 мГал, т. е. являются вполне измеримыми величинами.

Постановка гравиметрических измерений вдоль линий повторного нивелирования на прогностических полигонах целесообразна в том случае, если имеются гравиметры, позволяющие надежно определять приращение силы тяжести на расстояниях до 100 км с погрешностью, не хуже $\pm 0,02 \text{ мГал}$. Гравиметрические пункты должны располагаться через 5-6 км и в пределах не-

скольких десятков метров совмещаться с нивелирными реперами. Исходя из экспериментальных оценок, повторные гравиметрические измерения на начальной стадии исследований целесообразно выполнять через 1 год.

Пример геодезического построения первого уровня на прогностическом ГДП приведен на рис. 16.

Геодезические построения первого уровня на прогностических ГДП решают две задачи:

1. Получение площадного распределения деформаций земной поверхности на обширных территориях.

2. Установление местоположения тектонически активных локальных участков земной поверхности (живущих разломов) для организации на них режимных наблюдений в виде деформационных площадок.

Кроме линейно-угловых измерений в плановой сети первого уровня рекомендуется произвести астрономические определения трех азимутов Лапласа, необходимых для ее ориентировки в единой общеземной системе координат и увеличения жесткости сети, и астрономических координат как минимум для трех пунктов, необходимых для последующего вычисления уклонений отвеса на всех остальных.

Астрономические азимуты требуется измерить с точностью не хуже $0,5''$, что может быть достигнуто в настоящее время только при тщательном отборе и исследовании применяющихся астрономических инструментов. Астрономические широты и долготы должны быть определены со средними квадратическими ошибками $0,2''$ и $0,02''$ соответственно.

Полный цикл наблюдений в геодезических построениях первого уровня должен продолжаться не более трех месяцев. Стандартная частота повторных циклов измерений – 1 раз в три года. Эта частота может изменяться в ту или другую сторону в зависимости от результатов предыдущих циклов и общей сейсмической обстановки, определяемой специализированными институтами, а также результатов наблюдений в построениях второго уровня.

Данная периодичность позволит зарегистрировать предвестники землетрясений с магнитудой 7 и выше.

Второй уровень геодезических построений на прогностическом ГДП включает в себя построения на локальных тектонически активных участках полигона. Как правило, эти участки оказываются приуроченными к зонам глубинных живущих разломов и устанавливаются по геолого-сейсмологическим и геофизическим данным, а также по результатам нескольких циклов геодезических измерений, проведенных на ГДП в сетях первого уровня.

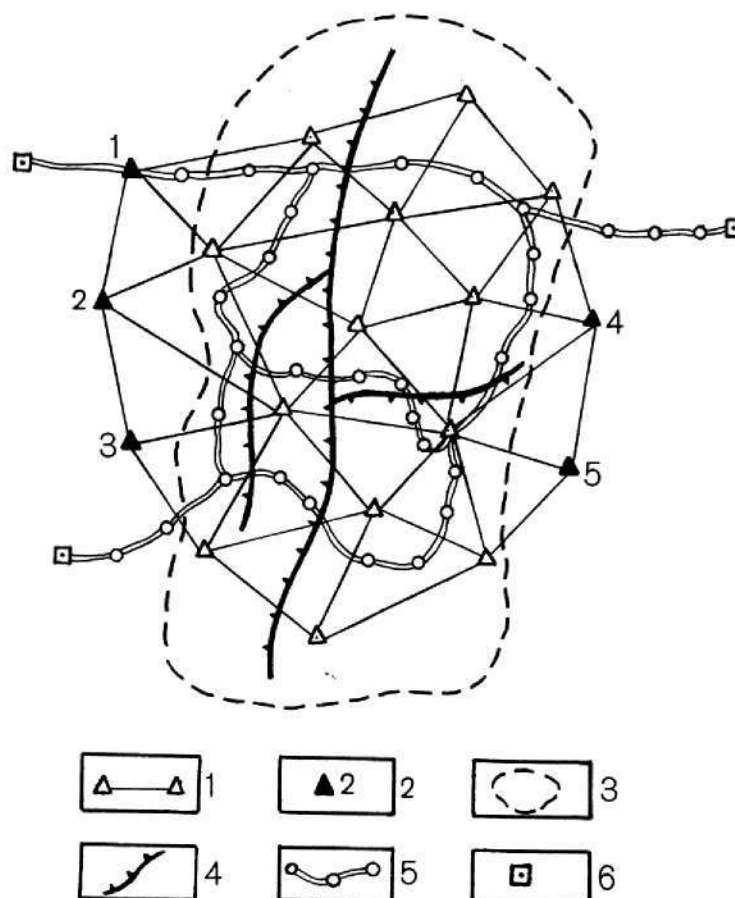


Рис. 16. Схема геодезического построения первого уровня на прогностическом ГДП:

- 1 – сторона линейно-угловой сети;
- 2 – пункты плановой сети, расположенные на стабильных структурах;
- 3 – граница тектонически активной структуры;
- 4 – тектонический разлом;
- 5 – линия высокоточного нивелирования;
- 6 – нивелирный знак, расположенный в стабильной структуре.

Геодезические построения на таких локальных участках ГДП называются *деформационными площадками*. На деформационных площадках чаще всего выполняют высокоточные линейные измерения в сочетании с прецизионным нивелированием. Иногда линейные измерения дополняются угловыми.

Схемы геодезических построений на деформационных площадках зависят от тектоники конкретного участка. Примеры локальных геодезических построений на деформационных площадках приведены на рис. 17.

Наиболее простой и экономичной фигурой, полностью контролирующей возможные смещения в зоне разлома, четко выраженного на земной поверхности, является геодезический четырехугольник (рис. 17 а). При сдвиговых смещениях вдоль разлома (см. рис. 12 а) будут изменяться диагонали и длины поперечных линий, а стороны, расположенные вдоль разлома, должны оставаться без изменений. Для контроля деформаций типа сброса (рис. 12 б) и надвига (рис. 12 в) на разломах плановое построение в виде четырехугольника полезно дополнить нивелирными профилями, направленными поперек разлома. Для исключения случайных подвижек одиночных пунктов рационально делать спаренные четырехугольники. При проектировании четырехугольников нужно стремиться к тому, чтобы их стороны были как можно короче (от нескольких сотен метров до 1 – 1,5 км), но при условии надежности закрепления конечных пунктов по обе стороны разлома. Если разлом имеет обширную зону дробления, то длины сторон должны быть увеличены.

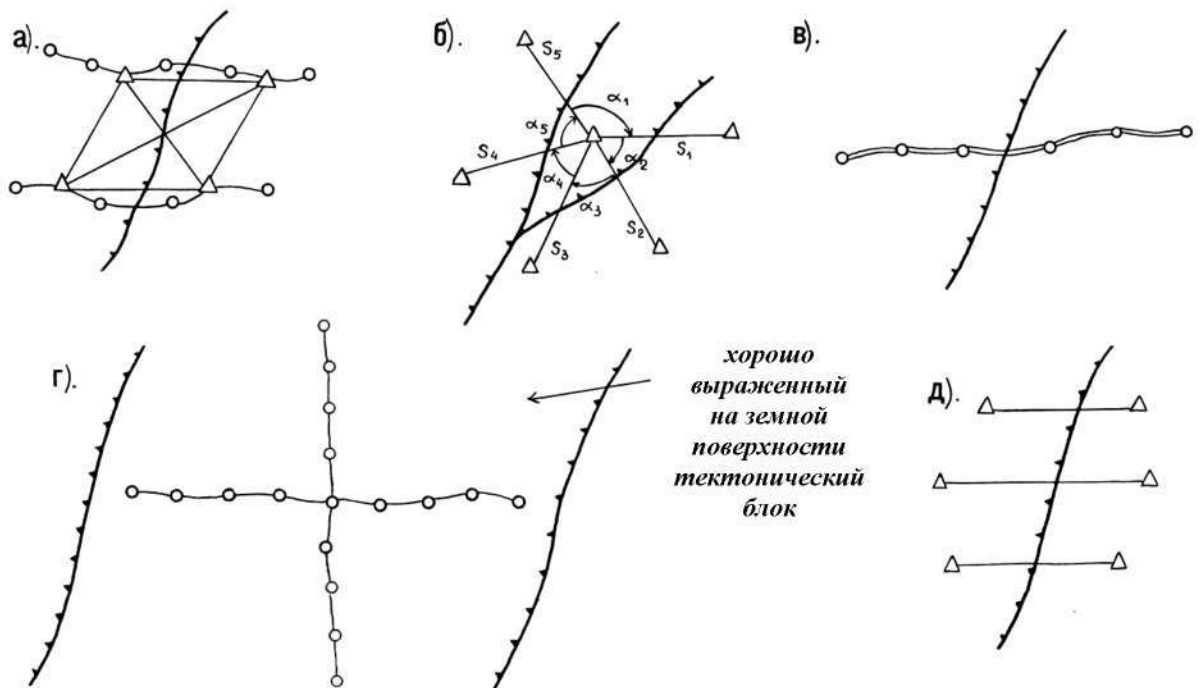


Рис. 17. Схемы геодезических построений на деформационных площадках:

- геодезический четырехугольник, дополненный поперечными нивелирными профилями;
- локальные построения с центральной обсерваторией α_i , S_i – измеряемые углы и линии;
- отдельные короткие нивелирные ходы длиной до 5 км;
- геодезические наклонометры – построения из вкрест расположенных нивелирных линий длиной 10-15 км;
- отдельные линии, пересекающие разлом

Ограничение размеров локальных построений вызвано стремлением повысить точность измерения горизонтальных смещений, что следует из точности современных одноволновых светодальномеров, характеризуемых ошибкой

$$m_D = (1-5) \text{ мм} + (1-2) \cdot 10^{-6} D, \quad (2.5)$$

где m_D – средняя квадратическая ошибка измерения линии; D – длина линии.

Первый член в соотношении (2.5) характеризует инструментальную погрешность и зависит от типа используемого дальномера. Вторым членом характеризуется влияние внешних условий. При коротких сторонах влияние внешних условий на точность их измерения становится незначительным и оказывается вполне реальным измерить линию с точностью (2-3) мм и выше, т. е. в границах инструментальной погрешности прибора.

Если на разломе ожидаются деформации сброса, то на нем развиваются только высотные построения в виде отдельных коротких нивелирных ходов длиной до 5 км (рис. 17 в).

В вулканически активных районах, где происходят трещинные извержения, приуроченные к основному разлому, проектируются отдельные линии – поперечники (рис. 17 д), предназначенные для фиксации поперечных смещений, т. е. растяжения и сжатия зоны дробления разлома. Очевидно, что перед извержением и в процессе него эти линии будут увеличиваться в длину, а после окончания извержения – уменьшаться до момента полной стабилизации напряжений в районе извержения.

Локальные построения с центральной обсерваторией (рис. 17 б) целесообразно развивать на участках полигона с выраженной системой сопряженных разломов. Под таким построением понимается система пунктов, расположенных вокруг одного центрального, с которого ведутся измерения расстояний до смежных пунктов и углов между направлениями на них. Наблюдения на таком построении отличаются высокой оперативностью, так как центральный пункт может быть регулярно действующей стационарной станцией (обсерваторией). Длины сторон здесь могут быть самыми разнообразными (от километра до нескольких десятков). Некоторое ограничение на это разнообразие накладывает требование измерять горизонтальные углы без перефокусировки теодолита.

Эффективность такого построения возрастает при использовании светодальномера-рефрактометра. Здесь целесообразны также измерения астрономических азимутов одного-двух направлений.

Получаемая информация позволяет довольно полно описать деформационное состояние района расположения этого построения через компоненты деформаций, методика вычисления которых будет изложена в главе 3.

К локальным построениям относятся также геодезические наклономеры – построения из вкрест расположенных нивелирных линий длиной 10-15 км (рис. 17 г), которые рационально создавать на отдельных, хорошо выделяемых тектонических блоках для контроля измерения наклонов блоков, являющихся, как известно, одним из видов предвестников землетрясений. Современная точность первоклассных нивелировок позволяет фиксировать вариации наклонов с погрешностью $\pm 0,04$ для любых интервалов времени.

Нивелирные линии на деформационных площадках закрепляются реперами, расстояния между которыми должны быть порядка 1 км. При выявлении дифференцированных смещений земной поверхности на отдельных участках нивелирных линий густота реперов может быть увеличена.

Повторные геодезические измерения на деформационных площадках, как правило, выполняются с повышенной частотой: от 4-6 раз в год до 1 раза в неделю.

Схемы геодезических построений в районах вулканов практически не отличаются от схем геодезических построений в сейсмоактивных районах. Они также должны охватывать активные вулканические образования и выходить на стабильные структуры. Повторные наблюдения здесь должны выполняться с интервалом, зависящим от среднего времени между повторными извержениями. В период затишья вулканической деятельности желательно выполнять не менее четырех циклов повторных наблюдений.

Схемы геодезических построений в местах происшедших землетрясений определяются схемами существующих в районе эпицентра астрономо-геодезической и нивелирной сетей. Размер участка повторных измерений устанавливается в зависимости от магнитуды происшедшего землетрясения и должен быть не менее зоны, радиус которой рассчитывается по формуле (2.4) для различных магнитуд. Повторные наблюдения здесь целесообразно ставить только в случаях, когда магнитуда землетрясения превосходила 6. При землетрясении меньшей магнитуды срочные повторные измерения организуются только на тех существующих ГДП, которые удалены от эпицентра землетрясения не далее 100 км.

2.4.2.2. Геодинамические полигоны ГЭС

Геодинамические полигоны ГЭС создаются в районах строительства и эксплуатации крупных гидроэнергетических комплексов, расположенных в зонах повышенной сейсмичности. Цель их создания – изучение деформаций земной коры, вызванных нагрузкой водных масс водохранилища и весом плотины, в свете решения проблемы наведенных или вызванных землетрясений, т. е. произошедших вследствие нарушения равновесия в земной коре из-за действия дополнительных нагрузок. Объем водных масс на крупных водохранилищах достигает нескольких миллиардов кубических метров. Кроме того, вода проникает в толщу раздробленной разломами земной коры, уменьшая трение между тектоническими блоками и увеличивая вероятность их взаимных подвижек, что в комплексе с нагрузками от воды и плотины приводит к повышению сейсмической активности района водохранилища.

Схемы контролирующих геодезических построений на ГДП ГЭС были разработаны Центральным научно-исследовательским институтом геодезии, аэрофотосъемки и картографии совместно с институтом "Гидропроект" России. Эти построения включают:

- линию нивелирования I класса, прокладываемую вдоль берегов водохранилища и образующую, если позволяют условия местности, замкнутый полигон;

- три-четыре хода нивелирования длиной порядка 10-15 км каждый, идущих от реперов основной линии в направлениях, перпендикулярных берегам водохранилища; их назначение – привязать основную линию к реперам, не подверженным техногенным влияниям, а также проследить характер затухания вертикальных подвижек земной поверхности по мере удаления от водохранилища;

- линейно-угловые построения в виде геодезических четырехугольников или отдельных линий, соединяющих пункты на противоположных берегах водохранилища. Если водохранилище создано в глубоком каньоне, то рекомендуется также выполнять измерение отдельных линий, расположенных на разных высотных уровнях, с целью контроля возможных взаимных смещений берегов водохранилища.

Если в районе водохранилища известны тектонические разломы, то на них следует дополнительно развить геодезические построения в виде

локальных четырехугольников. Рекомендуемая схема геодезических построений на ГДП ГЭС показана на рис. 18.

Требуемая и реально возможная точность линейных измерений на ГДП ГЭС ± 5 мм, угловых $0,3''$, нивелирования $0,3$ мм/км. Очередные циклы измерений рекомендуется планировать следующим образом: 2 цикла до заполнения, ежегодно во время заполнения и первые пять лет после заполнения водохранилища. Необходимость дальнейшего продолжения наблюдений решается компетентной комиссией, на основе полученных результатов

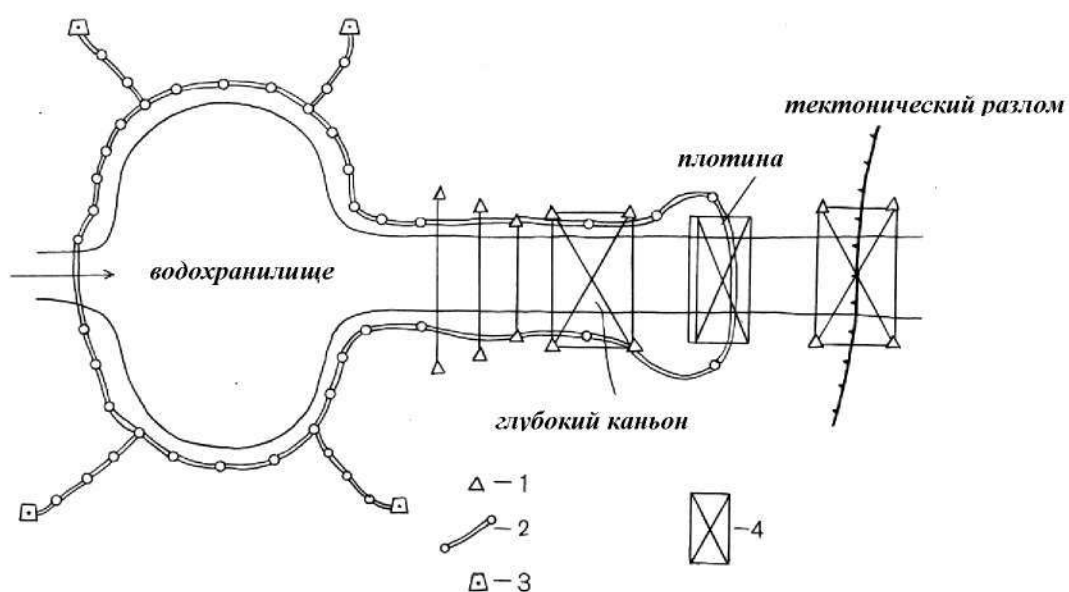


Рис. 18. Схема геодезических построений на ГДП ГЭС:

- 1 – пункты плановой сети;
- 2 – линии нивелирования I класса;
- 3 – нивелирные пункты, расположенные вне зоны влияния водохранилища;
- 4 – плотина ГЭС

На ГДП ГЭС представляется целесообразным постановка гравиметрических измерений на начальных и конечных пунктах нивелирных усов. Это позволит изучить изменение степени водонасыщенности горных пород. Точность относительных измерений ускорения силы тяжести должна быть не хуже $0,02$ мГал, что можно достичь с помощью маятникового гравиметра "Агат".

2.4.2.3. Техногенные ГДП, создаваемые в местах добычи полезных ископаемых и интенсивного использования подземных вод

Целью создания таких ГДП является изучение смещений земной поверхности, обусловленных изменениями внутрипластового давления, вызванного эксплуатацией месторождения полезных ископаемых, возможной закачкой воды (в случае нефтяного или газового месторождений), а также использованием подземных вод при организации системы водоснабжения населенных пунктов.

Данные исследований на указанных ГДП представляют интерес при проектировании различных инженерных сооружений, контроле стабильности уже существующих, а также для решения проблемы вызванной сейсмичности.

Основным методом исследования деформаций земной поверхности здесь является нивелирование II класса. Нивелирование развивается в виде системы пересекающихся линий, образующих полигоны с периметром 25-50 км (в зависимости от размеров месторождения). При проектировании этих линий необходимо располагать схемой месторождения с указанием его границ. Концы линий, пересекающих месторождение, должны выходить за его границы не менее чем на 10 км и заканчиваться фундаментальными реперами.

Повторные наблюдения в созданной сети выполняются с интервалом 3-4 года.

Развитие плановых сетей на территории полигона целесообразно лишь в случае обнаружения значительных вертикальных смещений земной поверхности (более 5 см/год).

2.4.2.4. Геодинамические полигоны атомных электростанций

Атомные электростанции (АЭС) представляют собой сложные инженерные сооружения, которые состоят из ядерного реактора и комплекса устройств, обеспечивающих безопасное производство электрической энергии. Здания, сооружения и основное оборудование современных атомных электростанций относятся к уникальным не только по сложности приме-

няемых конструктивных решений, но и по условиям возведения и эксплуатации. Для них характерны требования высокой прочности, устойчивости, надежности и долговечности. Так предельно допустимый крен оснований зданий и сооружений АЭС составляет $1 \cdot 10^{-4}$ за 30 лет или $3,3 \cdot 10^{-6}$ в год.

Поэтому строительству АЭС предшествует период исследований различных естественных факторов, влияющих на ее устойчивость. Эти исследования включают специальные геолого-геоморфологические, сейсмологические, геофизические и геодезические работы по выявлению тектонически-активных структур, возможных тектонических нарушений и получению количественных характеристик деформаций на этих структурах. В комплексе результаты всех перечисленных исследований позволят дать обоснованное заключение о сеймотектонических условиях и устойчивости земной поверхности в районе АЭС, а также выбрать стабильную *площадку строительства* размером 3х3 км, на которой будут располагаться основные объекты АЭС.

При постановке геодезических работ следует учитывать, что изыскания для выбора местоположения АЭС ведутся в течение 4-5 лет по следующим трем последовательным этапам:

- изучение *района строительства АЭС*, который охватывает территорию радиусом 100-200 км;

- изучение одного или нескольких локальных участков в пределах района строительства, называемых *пунктами строительства*, имеющих размеры 10х15 км.

- изучение в пределах намеченного пункта строительства одной или нескольких *площадок строительства* размером 3х3 км, на которой должны располагаться основные объекты атомной электростанции.

В целом же перечисленные объекты, т. е. район строительства, пункты и площадки строительства образуют ГДП АЭС. Геодезические исследования по каждому этапу работ на полигоне АЭС имеют свои особенности. Рассмотрим их состав, схемы построений и методы измерений отдельно для района, пунктов и площадок строительства АЭС.

Геодезическое изучение района строительства АЭС

Специальные геодезические измерения в районе строительства не ставятся, а его изучение производится по имеющимся на исследуемую территорию геодезическим, космо- и аэрофотосъемочным данным. По фотоснимкам осуществляется дешифрирование геотектонических структур и

составляется схема тектонических нарушений. Требуемая геодезическая информация для района строительства АЭС состоит из схемы расположения линий повторного нивелирования в масштабе 1:500000, графиков накопления разностей превышений на эти линии и фрагмента карты современных вертикальных движений земной коры масштаба 1:2500000.

На основании анализа всех перечисленных материалов в комплексе с имеющимися на исследуемый район строительства данными других наук о Земле в пределах его выбираются наиболее стабильные территории под пункты строительства АЭС. Совершенно ясно, что на активном разломе или даже вблизи него не могут располагаться объекты АЭС.

Однако, как показывают исследования, на земной поверхности очень трудно найти участок без тектонических нарушений. Поэтому при выборе пунктов строительства АЭС важно иметь не только схему расположения тектонических разломов, но и, по возможности, наиболее достоверную классификацию этих разломов. Геодезические исследования на пунктах строительства АЭС в совокупности с результатами геологических, геофизических и сейсмологических исследований должны позволить дать обоснованное заключение о степени активности находящихся на их территории тектонических нарушений.

Геодезические работы на пунктах строительства АЭС

В пределах района строительства обычно выбираются два альтернативных пункта строительства АЭС, на которых выполняются комплексные исследования.

Геодезические работы на пунктах строительства ведутся не менее трех лет и включают 5-6 циклов повторных линейных и нивелирных измерений. Для проектирования геодезических работ на каждый пункт строительства должна быть составлена тектоническая схема в масштабе 1:50000 – 1:100000, на которой показываются потенциально активные зоны.

Схемы нивелирных построений пунктов строительства АЭС выбирают в зависимости от расположения разломов и условий местности, но, как правило, они должны состоять из замкнутого хода, расположенного вдоль границы участка. Указанный полигон пересекается 2-3 линиями, проходящими вкrest потенциально активным разломам. Периметры образованных замкнутых полигонов не должны превышать 40 км. Расстояние

между смежными реперами 1-1,5 км. Требуемая точность нивелирования 0,3 мм/км, что может быть достигнуто по методике нивелирования I класса повышенной точности. Схема нивелирных построений на пункте строительства АЭС представлена на рис. 19.

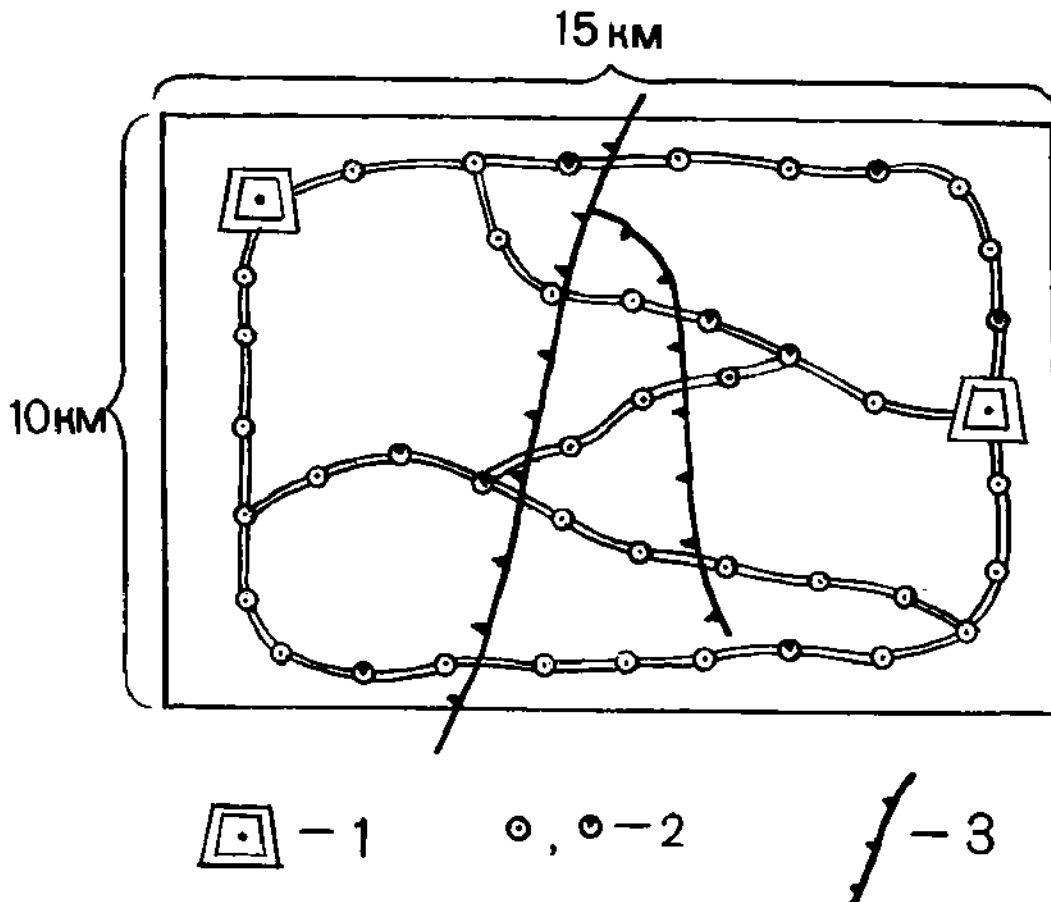


Рис. 19. Схема нивелирования на пункте строительства АЭС:

- 1 – глубинные реперы;
- 2 – грунтовые и скальные нивелирные знаки;
- 3 – тектонические нарушения

Высотные сети должны быть привязаны к государственной высоко-точной нивелирной сети и по возможности совмещены с пунктами плановых сетей. Закрепление нивелирных линий производится грунтовыми и скальными реперами стандартных типов. При этом отдается предпочтение скальным реперам, заложенным в выходы коренных скальных пород. На каждом пункте строительства АЭС желательно заложить два глубинных репера на участках, наиболее удаленных от разломов. При невозможности закладки глубинных реперов их заменяют на фундаментальные. Закладку

всех реперов следует выполнять в присутствии геолога способом бурения с соблюдением необходимых мер для исключения сезонных и климатических влияний на устойчивость реперов. Первое нивелирование рекомендуется выполнять не ранее, чем через год после закладки. Минимальный срок - два месяца после закладки. На пунктах строительства АЭС вдоль нивелирных линий рекомендуется также выполнять повторные гравиметрические измерения.

Для изучения горизонтальных деформаций используются локальные плановые построения, вид которых показан на рис. 20.

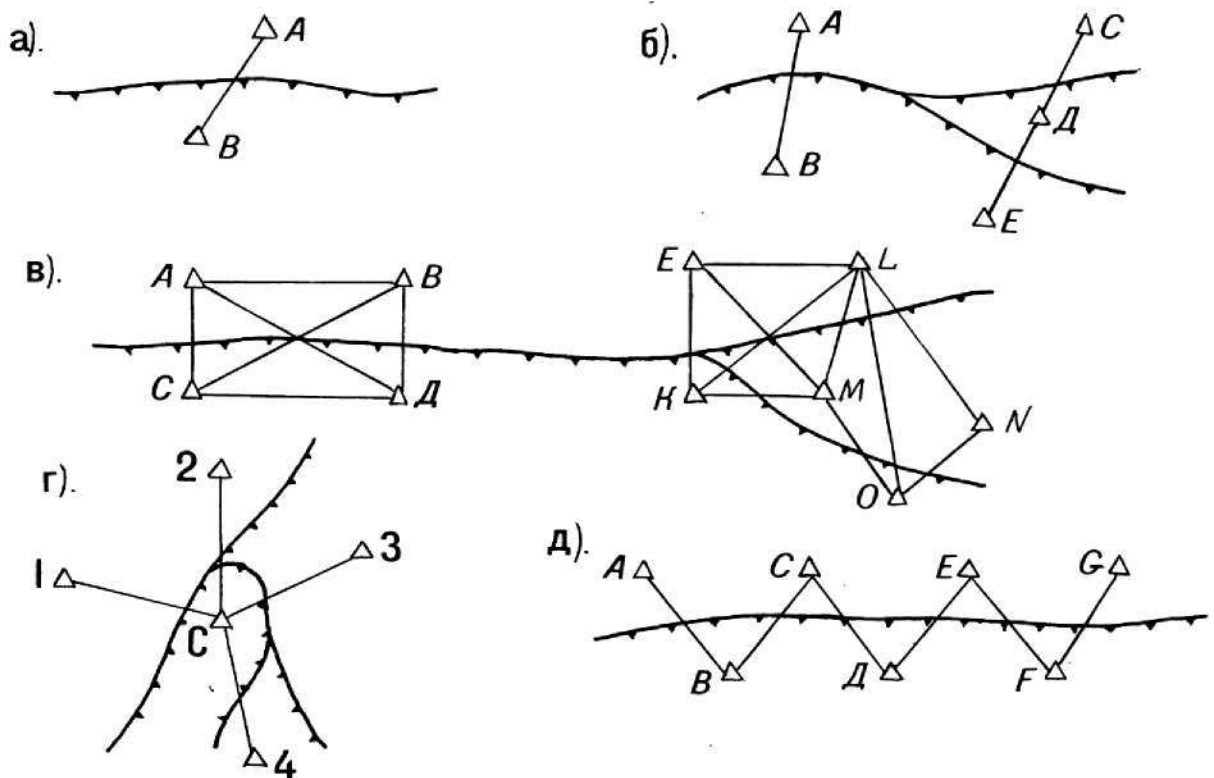


Рис. 20. Схема плановых построений на пунктах строительства АЭС:
 а – отдельная линия, секущая разлом; б – отдельная и створные линии;
 в – геодезические четырехугольники (отдельные и спаренные);
 г – многолучевые системы (центральная обсерватория): ΔC – центральный пункт, на котором устанавливается светодальномер; $\Delta 1, \Delta 2, \Delta 3, \Delta 4$ – отражательные станции;
 д – светодальномерный траверс

На практике все перечисленные виды плановых построений могут использоваться в сочетании друг с другом.

Длины измеряемых линий в таких построениях не должны превышать 3 км, а средние квадратические ошибки их измерения – 5 мм.

Линейные измерения на пунктах строительства АЭС желательно выполнять с земли. В качестве центра пункта плановой сети можно рекомендовать железобетонный столб, заложенный ниже глубины промерзания грунта согласно требованиям к закладке центров государственной плановой сети. Верхняя грань этого столба должна находиться на высоте, удобной для наблюдений, и служить подставкой для установки инструментов, снабженной устройством для принудительного центрирования.

Пункты плановой сети по возможности должны быть совмещены с пунктами нивелирной сети. В случае их совмещения на рекомендуемом центре – столбе следует заложить еще нивелирный центр. На пунктах строительства рекомендуется следующее распределение по времени циклов повторных геодезических измерений в течение трех лет:

- 1 цикл – лето 1-го года исследований;
- 2 цикл – весна 2-го года (период протаивания грунта);
- 3 цикл – лето 2-го года;
- 4 цикл – осень 2-го года (период промерзания грунта);
- 5 цикл – лето 3-го года.

Три летних цикла геодезических измерений позволят получить информацию о тектонических деформациях исследуемых территорий. Весенне-осенний циклы измерений дадут сведения о характеристиках гидро-термических движений земной поверхности.

Результаты исследований на пунктах строительства АЭС позволят выбрать максимально устойчивые участки под площадки строительства АЭС размером 3х3 км.

Геодезические построения на площадках строительства АЭС

На территории пунктов строительства АЭС, как правило, выбирают две альтернативные площадки строительства, геодезические работы на которых ведутся в течение 2-2,5 лет и включают не менее 6-8 циклов повторного нивелирования.

Для проектирования геодезических работ на каждую площадку строительства составляется подробная тектоническая схема масштаба 1:25000.

Схема высотной сети выбирается в виде равномерно расположенных нивелирных ходов, прокладываемых на расстоянии 0,6-0,7 км друг от друга параллельно границам площадки строительства АЭС (рис. 21).

При этом крайние ходы должны располагаться не далее 0,4-0,5 км от границы площадки. Расстояния между смежными реперами порядка 0,3 км. На площадках АЭС выполняется нивелирование II класса. Рекомендуемое распределение по времени циклов повторного нивелирования в течение 2,5 лет следующее:

<i>1-й год</i>	<i>2-й год</i>	<i>3-й год</i>
1 – весна	4 – весна	
2 – лето	5 – лето	7 – лето
3 – осень	6 – осень	

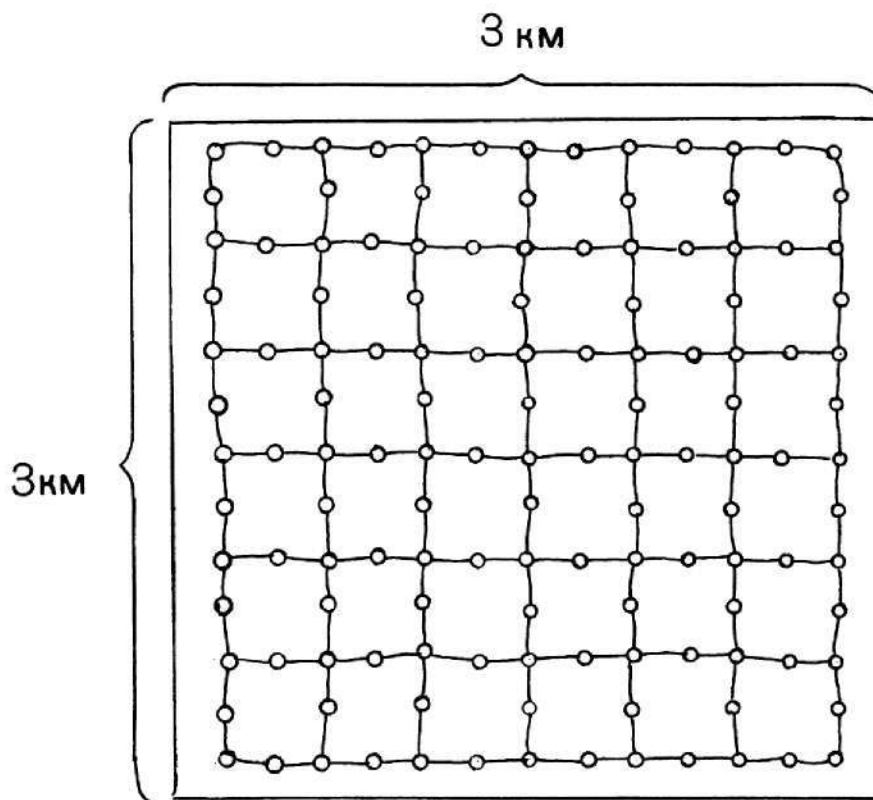


Рис. 21. Схема высотной сети на площадке строительства АЭС

Указанная схема (рис. 21) достаточно хорошо контролирует устойчивость территории площадки.

По результатам работ этого этапа делается окончательный выбор наиболее устойчивой площадки строительства АЭС, на которой будут размещены ее основные сооружения.

В заключение отметим, что все исследования на ГДП АЭС направлены на обеспечение безопасности ее эксплуатации в будущем. Авария на атомной станции может повлечь за собой самые тяжелые последствия не только для страны, где она произошла, но и для всего мира. Поэтому через три года после запуска первой в мире АЭС в Обнинске (Россия) в Вене в 1957 году было создано Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЭ) для развития международного сотрудничества в области мирного использования атомной энергии. МАГАТЭ объединяет более 100 государств и имеет право контроля за введением в эксплуатацию и работой АЭС практически во всем мире, что, безусловно, необходимо для нашей общей безопасности.

2.4.3. Производство повторных геодезических измерений на геодинамических полигонах

2.4.3.1. Общие сведения о производстве геодезических работ на геодинамических полигонах

Геодезические работы на ГДП выполняются геодезическим подразделением в соответствии с проектом, который составляется отдельно для каждого цикла работ на полигоне. Проект пишется с учетом требований научного обоснования постановки или развития исследований на полигоне, составленного технологом по ГДП совместно со специалистами заинтересованных институтов Академии наук. В научном обосновании формулируются основные выводы по результатам проведенных исследований, а также цель и ожидаемые результаты от проектируемых исследований. Кроме того, оно должно содержать новейшую схему расположения тектонических разломов в районе работ, характеристику сейсмической обстановки, данные о прогнозе и границы ГДП.

При проектировании работ на техногенном ГДП, приуроченном к местам добычи полезных ископаемых, к научному обоснованию прилагается схема разработки месторождения на текущий момент и на перспективу.

В научном обосновании приводятся необходимые точностные требования к выполнению геодезических измерений, которые, как правило,

оказываются выше точностных требований, предъявляемых к производству высокоточных линейно-угловых и нивелирных измерений в государственных сетях. Последнее объясняется тем, что в повседневной жизни большее значение имеют наблюдения за медленными и средними движениями земной коры, которые составляют миллиметры и первые сантиметры, а не за быстрыми или сейсмическими, т. е. являющимися следствием землетрясений или извержений вулканов и составляющими десятки сантиметров и метры. Ведь на практике гораздо важнее вовремя предсказать землетрясение или предотвратить какую-нибудь техническую аварию в результате слишком активного вмешательства человека в природу, чем констатировать их последствия. Так как на современном уровне точности наземных геодезических измерений величины медленных и средних СДЗК оказываются того же порядка, что и ошибки этих измерений, то геодезические наблюдения на ГДП требуется выполнять с максимально возможной точностью, что по плечу только высококвалифицированным специалистам, обладающим данными исследователя.

Плановые геодезические построения 1-го уровня на прогностических ГДП, как правило, проектируют в виде фрагментов государственной сети триангуляции, а проектируемые нивелирные линии по возможности совмещают с линиями государственного нивелирования. При недостаточной плотности пунктов производится их сгущение новыми. Поэтому при первичном проектировании работ на ГДП выполняется полевое обследование его территории, в состав которого входят следующие процессы:

- а) установление условий работ;
- б) проверка сохранности входящих в полигон пунктов ГГС;
- в) инженерно-геологическое обследование центров пунктов.

Пункты а) и б) ясны без дополнительных пояснений, а вот пункт в) по важности заслуживает нескольких пояснительных фраз.

Дело в том, что в методе повторных геодезических измерений, используемом при изучении СДЗК, о деформациях земной коры судят по изменению взаимного положения центров геодезических пунктов. Следовательно, выполняя геодезические исследования, мы должны быть уверены в надежности закладки этих центров, в том, что их смещения вызваны тектоническими причинами, а не какими-то случайными факторами. Поэтому к качеству закладки геодезических центров на ГДП предъявляются особые требования: закладку новых центров производят с участием геолога, а старые центры подвергают инженерно-геологическому обследованию.

Суть методики инженерно-геологического обследования, применение которой оправдало себя, например, на камчатских ГДП, заключается в следующем. Обследование проводит геолог. Вблизи центра, но на достаточном, чтобы не нарушить его, расстоянии роют шурф глубиной ниже глубины закладки центра. Затем делают анализ расположения слоев земной поверхности на боковых стенках шурфа и уровня грунтовых вод. Если слои располагаются параллельно друг другу и шурф остается сухим, то делают вывод о благоприятных геологических условиях закладки. В противном случае надежность центра вызывает сомнение. Геологическое обследование, конечно же, должно быть дополнено и чисто визуальным осмотром верхней части центра.

Проектирование геодезических построений на ГДП выполняется на картах масштаба 1:100000 и крупнее строго в соответствии с требованиями научного обоснования. Текстовая часть, расчеты объемов работ и их сметной стоимости составляются в установленном порядке.

Проект обязательно должен пройти защиту, экспертизу и утверждение. Так, например, в советское время все проекты на выполнение геодезических работ на ГДП защищались на техническом совете геодезического предприятия, проходили экспертизу в геодинамической лаборатории Центрального научно-исследовательского института геодезии, аэрофотосъемки и картографии (ЦНИИГАиК) им. Ф.Н. Красовского и утверждались в Главном управлении геодезии и картографии (ГУГК) при СМ СССР.

После утверждения проект принимается к выполнению полевой партией по геодинамическим полигонам.

Закладка центров геодезических пунктов на ГДП

Как уже говорилось выше, к качеству центров пунктов на ГДП предъявляются максимально строгие требования, и при их закладке обязательно должен присутствовать инженер-геолог. Рекомендаций по использованию на ГДП каких-то новых конструкций центров нет, а значит закрепление плановых и нивелирных сетей на полигонах следует производить теми же центрами, что и в государственных сетях [23, 24]. Однако из всех известных типов геодезических центров при работах на ГДП следует отдавать предпочтение скальным центрам, заложенным в выходы коренных скальных пород.

При закреплении нивелирных линий на ГДП скальные и стенные реперы закладывают через 1-2 км, грунтовые – через 2-3 км, фундаменталь-

ные – через 25-30 км. Вблизи глубинных разломов и границ блоков земной коры скальные, стенные и грунтовые нивелирные знаки закладывают чаще: через 0,5-1,5 км. На ГДП с большой протяженностью нивелирных линий приблизительно через 100 км следует предусматривать закладку вековых или глубинных реперов. Обычно глубина закладки этих реперов превышает 10 м. Цель закладки вековых реперов заключается в закреплении на местности центров, максимально устойчивых к влиянию экзогенных процессов. Нижние основания этих центров должны опираться на несжимаемые породы. Если глубинный репер заложен в стабильную структуру, то он может служить точкой отсчета, относительно которой будут определяться вертикальные смещения нивелирных знаков исследуемой линии. Именно эта цель преследуется при организации вековых реперов на ГДП АЭС. Однако при их закладке следует помнить о повышении температуры Земли с глубиной, и в районах с мощным слоем осадочных пород проектирование глубинных реперов вряд ли может оказаться целесообразным.

Плотность нивелирной сети на ГДП должна обеспечить надежное выявление участков земной поверхности, имеющих различные скорости движений.

2.4.3.2. Производство нивелирования на геодинамических полигонах

На ГДП, как правило, выполняется нивелирование I класса. Нивелирование II класса проектируется, в основном, в высокогорных районах, где точность нивелирования I класса оказывается труднодостижимой, и на техногенных ГДП, приуроченных к местам добычи полезных ископаемых.

При выполнении нивелирных работ на ГДП следует руководствоваться требованиями действующей Инструкции по нивелированию I, II, III, IV классов [24], а также указаниями и рекомендациями, содержащимися в практическом руководстве "Нивелирование I и II классов" [35]. Дополнительно к указанным требованиям при изучении СДЗК вообще и вертикальной составляющей этих движений в частности предъявляется требование по уменьшению влияния возможных систематических ошибок на результаты измерений, так как систематические ошибки при неблагоприятных стечениях обстоятельств могут непосредственно войти в разности измерений (превышений) между сравниваемыми циклами и оши-

бочно интерпретироваться как движения земной коры. С целью достижения максимальной компенсации систематических ошибок в разностях превышений между эпохами при нивелировании необходимо по возможности сохранять неизменной от эпохи к эпохе системы: нивелир, рейки, наблюдатель, трасса. Соблюдая это условие, а также сохраняя идентичными во всех циклах измерений конструкции переходных точек на трассе, места установки нивелира и реек, можно существенно уменьшить влияние систематических ошибок в разностях превышений между сравниваемыми циклами. Поэтому в коротких нивелирных ходах, организуемых на деформационных площадках, места постановки реек закрепляют постоянно, а нивелир при наблюдениях устанавливают не на штатив, а на специальные, постоянно закрепленные бетонные столбы.

Допуски для производства нивелирования I класса на ГДП являются следующими. Длина визирного луча должна быть не более 50 м и не менее 15 м; неравенство расстояний от нивелира до реек (разность плеч) допускается не более 0,3 м (в I классе государственных нивелирных сетей 0,5 м), накопление разностей плеч по секции не более 0,8 м (в I классе – 1,0 м). Значение угла i не должно превышать $10''$. Допуски по расхождению превышений на станции совпадают с требованиями инструкции [24]. Однако допуски на расхождения превышений по секции и на среднюю квадратическую ошибку нивелирования на 1 км хода более жесткие, чем в I классе государственного нивелирования. Расхождения по секции средних значений превышений прямого и обратного ходов и превышений, полученных по левой и правой линиям, на ГДП должны быть не более $2 \text{ мм} \sqrt{L}$ и $1 \text{ мм} \sqrt{L}$ соответственно, где L – длина секции в км (в государственном нивелировании I класса эти допуски составляют $3 \text{ мм} \sqrt{L}$ и $2 \text{ мм} \sqrt{L}$). Средняя квадратическая ошибка нивелирования на 1 км хода на ГДП равна 0,3 мм/км (в I классе – 0,5 мм/км).

Из приведенного видно, что допуски для нивелирования I класса на ГДП являются более жесткими, чем в государственной нивелирной сети этого же класса. Поэтому может возникнуть вполне правомерный вопрос: как уложиться в эти допуски, если использовать те же самые приборы и методики работ, что и в государственном нивелировании? Попытаемся разобраться с этим вопросом несколько подробнее.

Меры по повышению точности нивелирования на геодинамических полигонах.

Как известно, на точность геометрического нивелирования влияют три группы ошибок: личные, инструментальные и действие внешних условий. Зная природу происхождения этих ошибок, очевидно, можно найти и резерв повышения точности нивелирования с помощью принятия мер по ослаблению их влияния на результаты измерений, что возможно, если нивелирование на ГДП производит грамотный специалист. Поэтому первую меру по повышению точности нивелирных работ на ГДП необходимо сформулировать таким образом: нивелирование на ГДП имеют право выполнять только высококвалифицированные специалисты, имеющие стаж самостоятельной работы на процессе высокоточного нивелирования не менее трех лет.

Для уменьшения влияния инструментальных ошибок можно рекомендовать следующее:

- для производства работ на ГДП должны быть отобраны согласно результатам исследований лучшие нивелиры и рейки;

- из высокоточных нивелиров, широко применяемых в странах бывшего Союза при исследованиях деформаций различных объектов (Н-05, Н1, Ni002, ReNi002), на ГДП следует отдавать предпочтение Ni002 и ReNi002, которые прошли проверку в сложных физико-географических условиях полуострова Камчатка, показав надежность в работе, стабильность результатов и высокие точностные характеристики и производительность;

- у инварных реек, предназначенных для нивелирования на ГДП, средняя длина метра комплекта и длины отдельных метровых интервалов не должны отличаться от номинала более чем на 0,05 мм в I классе и 0,10 мм – во II классе. Кроме того, у подобранных в комплект реек отличия длин отдельных интервалов от номинала должны быть или с разными знаками, или отличаться все примерно на равную величину. Последнее замечание особенно важно при выполнении нивелирования в горах.

Уменьшить погрешности, обусловленные влиянием внешней среды, можно следующими дополнительными мерами:

- при нивелировании на ГДП температура, необходимая для вычисления поправок за отличие температуры нивелирования от температуры эталонирования реек, должна измеряться не с помощью термометра-праща, который дает температуру окружающего воздуха, а с помощью

специальных термодатчиков, прикрепленных к инварным полосам реек, т.е. температурная поправка в измеренное превышение на станции вычисляется по формуле

$$\delta h_t = \alpha_3 (z - t_3) - \alpha_{II} (z - t_{II}), \quad (2.6)$$

где δh_t – поправка в превышение на станции за отличие температуры нивелирования от температуры эталонирования реек; α_3, α_{II} – коэффициенты линейного расширения задней и передней реек; t_3, t_{II} – температуры инварной полосы у задней и передней реек в момент нивелирования на станции; z, II – отсчеты в метрах соответственно по задней и передней рейкам.

При обработке государственных нивелирных сетей обычно используют средний температурный коэффициент линейного расширения инварной полосы, равный $2 \cdot 10^{-6}$. Однако исследования показали, что этот коэффициент у различных реек неодинаков и может изменяться в пределах $(0,5-3,5) \cdot 10^{-6}$. Поэтому коэффициенты линейного расширения необходимо определять с требуемой точностью для каждой конкретной инварной рейки и только после этого вычислять поправки за температуру.

Недопустимость замены температуры окружающего воздуха температурой инварных полос реек также доказана исследованиями, которые свидетельствуют, что в солнечную погоду отличие температуры инварной полосы от температуры окружающего воздуха нередко достигает 10-15 °С, причем первая всегда будет превышать вторую. В результате ошибка из-за избыточной температуры рейки по сравнению с температурой воздуха будет всегда уменьшать абсолютное значение превышения, т.е. она отрицательна на подъеме и положительна на спуске, а значит погрешности за неправильный учет влияния температуры на результаты нивелирования будут носить систематический характер, что чрезвычайно опасно при изучении СДЗК.

Сделаем приближенный расчет возможной ошибки вычисления поправок за температуру в измеренное превышение по секции из-за замены температуры инварной полосы температурой окружающего воздуха. Для этого примем в формуле (2.6) $\alpha_3 = \alpha_{II} = 2 \cdot 10^{-6}$ и $t_3 = t_{II} = t_n^e \pm 10$ °С, где t_n^e – температура окружающего воздуха. Тогда ошибка в определении поправки за температуру $m_{\delta h_t}$ будет равна

$$m_{\delta h_t} = 2 \cdot 10^{-6} \cdot h \cdot 10 \quad (2.7)$$

что для различных значений превышений составит

h м	$m_{\delta_{in}}$ мм
1 м	0,02
10 м	0,2
100 м	2,0
200 м	4,0

Расчеты показывают, что погрешность в превышении за замену температуры инварной полосы температурой окружающего воздуха может оказаться существенной и ее величина заметно возрастет при нивелировании в горных районах. С другой стороны, правильный учет поправки за температуру, т. е. применение инварных реек с термодатчиками позволит повысить точность нивелирования.

С целью уменьшения погрешностей нивелирования, обусловленных вертикальными перемещениями костылей и штативов, трассы коротких нивелирных профилей на деформационных площадках рекомендуется закреплять постоянными знаками в виде железобетонных столбов для установки нивелира и небольших железобетонных столбиков с металлическими овальными головками для установки реек.

В заключение напомним, что перечисленные рекомендации являются дополнительными к требованиям инструкции по производству высокоточного нивелирования [24], которые при работах на ГДП должны неукоснительно и осмысленно соблюдаться.

Гидротермические движения земной поверхности

Освещение вопроса об определении вертикальной составляющей движений земной коры будет неполным, если мы не рассмотрим факта влияния гидротермических движений земной поверхности на результаты нивелирования.

Под *гидротермическими движениями земной поверхности* понимают подъем или проседание грунта под действием климатических факторов. Так в весенне-летний период на всей территории России, Украины и Белоруссии происходит оттаивание грунта, сопровождаемое его оседанием, а в осенне-зимний период – замерзание и поднятие. Кроме того, вследствие сильных дождей происходит набухание, а значит подъем грунта, а при продолжительной сухой погоде – его оседание.

Амплитуда движений, вызванных набуханием и усадкой грунта из-за изменения влажности, не превышает 2-3 мм. Движения земной поверхно-

сти вследствие оттаивания и промерзания грунта значительно бóльшие. Так, например, гидротермические движения по последней причине в течение года в условиях Колымского нагорья достигают 300 мм, а в условиях Подмосковья весной 1964 года, когда началось сильное таяние снега (после 7 апреля), опускания земной поверхности в определенные сутки достигали 3-5 мм, и за 25 дней земная поверхность на исследуемом участке опустилась в среднем на 25 мм. Опускание прекратилось только в начале мая, после полного протаивания грунта.

Особенно сильные гидротермические движения земной поверхности могут проявляться в районах с глубоким промерзанием и протаиванием грунта, а также в районах с влагонасыщенными грунтами. Влиянием гидротермических движений земной поверхности максимально подвержены грунтовые реперы.

Основная мера для ослабления влияния гидротермических движений земной поверхности заключается в запрете проложения нивелирных ходов в периоды интенсивного проявления этих движений.

К сожалению, в инструкции [24] данный факт отражен слабо, и при производстве высокоточного нивелирования сформулированное требование не всегда соблюдается. Так на Петропавловск-Камчатском ГДП есть участок нивелирной линии длиной около 12 км, на котором различными организациями в течение 12-15 лет выполнено порядка 10 циклов повторного нивелирования и который длительное время рассматривался как тектонически активный участок из-за наблюдаемых там значительных движений нивелирных знаков. В этом месте уже планировалось создание деформационной площадки. Однако более тщательный анализ показал, что циклы выполнены преимущественно в июне и октябре, что объяснялось причинами организационного характера, так как исследуемый участок находится в черте города и его удобно нивелировать в начале полевого сезона, когда на всей горной необжитой Камчатке еще лежит снег, или в конце полевого сезона, когда вокруг города уже лежит снег. Июнь для Камчатки – период интенсивного оттаивания грунта, октябрь – промерзания. При сравнении результатов нивелирования июня одного года с июнем другого года или октября с октябрём разности превышений и отметок реперов были в пределах ошибок измерений, а сопоставление октябрьского нивелирного цикла с июньским давало значительные величины смещений порядка 10-20 мм. Ясно, что данные смещения были вызваны гидротермическими движениями земной поверхности, а не тектоническими факторами. Поэтому при сопоставлении результатов нивелирования необходимо обращать

внимание на дату нивелирования, согласуя ее с климатическими условиями района работ, а при производстве нивелирования всегда учитывать факт наличия гидротермических движений земной поверхности.

2.4.3.3. Производство угловых измерений на геодинамических полигонах

Угловые измерения на ГДП производят в плановых сетях, представляющих собой, как правило, линейно-угловые построения. Развитие чисто угловых сетей с целью изучения СДЗК допускается только при создании локальных построений со средней длиной сторон до 2 км. Это объясняется тем, что при длинах сторон плановой сети более 2 км чисто угловые измерения в большинстве случаев не могут обеспечить получение исследуемых характеристик горизонтальных деформаций с требуемой точностью. В самом деле, ошибку определения положения смежных пунктов, вызванную погрешностями угловых измерений, можно приближенно оценить по формуле

$$m_{nn} = \frac{m_{\alpha}''}{\rho''} \cdot S \quad (2.8)$$

где m_{nn} – СКО положения смежных пунктов сети;

m_{α}'' – СКО измеренного угла;

S – длина стороны; $\rho'' = 206265$.

На прогностических ГДП $S_{cp} = 10$ км, $m_{\alpha} = (0.5 - 0.7)''$, значит $m_{nn} = \frac{(0.5-0.7)''}{206265} \cdot 10^6 = (3.5 - 3.5) \text{ см}$. Вычисление характеристик горизонтальных деформаций производится из сравнения двух эпох угловых измерений. Следовательно, ошибка определения этих деформаций будет равна $\sqrt{2}m_{nn}$ и составит для прогностических ГДП (3,5-4,9) см. Это значение практически равно или даже превосходит по величине средние движения земной коры, которые, в основном, и определяются на ГДП. При $S \leq 2$ км $m_{nn} \leq \frac{0,5''}{206265} \cdot 2 \cdot 10^5 \text{ см} = 0,5 \text{ см}$, что сопоставимо с погрешностями высокоточных светодальномерных измерений и оправдывает развитие чисто угловых сетей на ГДП при длинах сторон до 2 км. Однако следует помнить, что при коротких сторонах резко возрастает влияние ошибок центрирования и визирования на результаты угловых измерений. Чтобы избежать потери точности, угловые измерения в плановых построениях с короткими сторонами

на ГДП должны выполняться только со специальных туров – столбов, снабженных устройством для принудительного центрирования, и на специальные марки.

Угловые измерения на ГДП выполняют по тем же методикам работ, что и в государственной триангуляции 1 класса. Однако к их качеству предъявляют повышенные требования. Так средняя квадратическая ошибка измерения угла m_α на ГДП, вычисленная по формуле Ферреро

$$m_\alpha = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n W_i^2}{3n}}, \quad (2.9)$$

где W – невязка треугольника;

n – число треугольников, не должна превышать 0,5'' (в 1-м классе этот допуск равен 0,7''), а величины невязок треугольников – 2'' (в 1-м классе $W_{\text{доп}} = 3''$).

Процесс угловых наблюдений и допуски по сходимости результатов этих наблюдений на пункте ГДП совпадают с требованиями триангуляции 1 класса. Повышение точности угловых измерений на полигоне достигается следующими мерами:

1. Угловые измерения на ГДП должны выполнять только высококвалифицированные наблюдатели.

2. Теодолиты, предназначенные для измерения углов на ГДП, должны проходить специальный отбор и удовлетворять следующим дополнительным требованиям:

- полные погрешности делений лимба не должны превышать $\pm 1.0''$, причем на систематическую составляющую должно приходиться не более $\pm 0.8''$, а средние квадратические значения случайных ошибок должны быть в пределах $\pm 0.2''$;

- внутриградусные ошибки не должны быть более $\pm 0.5''$;

- погрешности оптического микрометра не должны превышать $\pm 0.2''$;

- при повороте алидады на полный оборот (360°) отклонения пузырька накладного уровня в процессе вращения должны быть не более 0,5 деления;

- постоянство коллимационной плоскости на зенитных расстояниях от 60° до 120° должно сохраняться в пределах 2'';

- неперпендикулярность оси вращения трубы к вертикальной оси теодолита не должна превышать 5''.

- изменение положения фокусирующей линзы при перефокусировке не должно вызывать смещение визирной оси более 1''.

- при работе наводящим винтом трубы не должно быть азимутальных сдвигов более $0.2''$.

3. Угловые наблюдения, как правило, должны выполняться с туров – столбов, снабженных устройством для принудительного центрирования, на специальные марки, малофазные цилиндры (при расстояниях более 5 км) или специальные световые цели при ночных наблюдениях. Допускается наблюдение со штативов, но при этом особое внимание обращается на закрепление ножек штатива. При отсутствии видимости с земли следует использовать только пирамиды-штативы или простые сигналы.

4. Наблюдения в повторных циклах следует организовывать так, чтобы на каждом пункте условия измерений были по возможности такими же, что и в предыдущем цикле. Для достижения максимальной компенсации систематических ошибок в разностях углов между эпохами желательно сохранять неизменными от цикла к циклу системы: наблюдатель, теодолит, методика наблюдений, месяц года.

5. При наблюдениях применяется способ измерения углов во всех комбинациях. При этом вес измеренного угла должен быть не менее 48. Измерения производятся как минимум в две видимости.

6. Угловые наблюдения на ГДП рекомендуется выполнять теодолитами Т-05, Theo002, T2000S, а также равноценными им или превышающими их по точности.

Вертикальные круги теодолитов, предназначенных для выполнения тригонометрического нивелирования, исследуются на предмет определения их инструментальных систематических ошибок. Исследование выполняется в лабораторных условиях на специальном стенде и заключается в сравнении измеренных зенитных расстояний с их эталонными значениями. Полученные указанным способом поправки вводятся в измеренные зенитные расстояния.

Точность определения высот пунктов плановой сети должна быть достаточной для вычисления поправок за редуцирование сторон на поверхность относимости с погрешностью в 3 раза меньшей, чем средняя квадратическая ошибка измерения сторон.

В заключение отметим, что к настоящему времени из всех полигонов бывшего Союза наивысшая точность ($m_\alpha = 0,3''$) достигнута на Алма-Атинском прогностическом геодинамическом полигоне с использованием теодолитов Т-05.

2.4.3.4. Производство линейных измерений на геодинамических полигонах

При изучении горизонтальных деформаций земной коры линейные измерения занимают ведущее положение по сравнению с угловыми, так как имеют следующие преимущества:

а) по результатам повторных линейных измерений можно оперативно, прямо в поле получить параметры горизонтальных деформаций в виде разностей наклонных дальностей, которые по точности будут в 2-3 раза выше, чем разности сторон, полученные из уравнивания двух циклов триангуляционной сети;

б) результаты линейных измерений меньше зависят от погодных условий, чем угловые, и они значительно меньше подвержены влиянию личных ошибок наблюдателя, чем результаты угловых измерений.

Однако, несмотря на перечисленные преимущества, малые величины исследуемых деформаций заставляют требовать от производства линейных измерений на ГДП так же, как и от других видов геодезических измерений, максимально возможной точности.

Измерение линий при исследованиях СДЗК производится электронными свето- и радиодальномерами, типы и технические характеристики которых представлены в табл. 1.

Точность измерения сторон плановых построений на ГДП регламентируется величинами, представленными в табл. 2, где также приведены и типы рекомендуемых к использованию дальномеров. Возможность применения других типов дальномеров определяется на основании исследования их точностных и эксплуатационных характеристик, а также в соответствии с требуемой точностью измерения сторон.

Для измерения сторон на ГДП отбирают лучшие свето- и радиодальномеры. При отборе принимают во внимание их точностные характеристики, а также стабильность приборной поправки (постоянной дальномера) и стабильность масштабных частот. Колебания значений приборной поправки, определенной в течение года эксплуатации дальномера, не должны превышать величины $2a\sqrt{2}$, где a – инструментальная погрешность измерения расстояния для данного типа прибора. При производстве линейных измерений на ГДП постоянную дальномеров определяют как минимум 2 раза в год (до начала полевого сезона и после его окончания), для коротких линий (до 3 км) – 3 раза в год (до начала, в середине и после окончания полевого сезона).

Таблица 1

Характеристики электронных дальномеров, применяемых при изучении СДЗК

Прибор		Страна-изготовитель	Характеристика точности $a+v \cdot 10^{-6}Д$	Дальность действия, км масса () кг
Светодальномер	Радиодальномер			
Мекометр ME 3000		Швейцария	0,2мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	3 (18,7)
Геодиметр 650		Швеция	1мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	
Теллуrometer МА 100		Великобритания	1,5мм+2,0·10 ⁻⁶ Д	2(17)
"Топаз" СП-2		Россия	1,5мм+2,0·10 ⁻⁶ Д	3(11)
СГ-3		Украина	4мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	20(120)
Геодиметр 600		Швеция	5мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	40(15)
Геодиметр 8		Швеция	5мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	60(50)
Рейнджер VA		США	5мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	20(18)
РейджмастерIII		США	3мм+1,0·10 ⁻⁶ Д	60(27)
"Гранат"		Россия	5мм+2,0·10 ⁻⁶ Д	20(15)
	Луч	Россия	3см+3,0·10 ⁻⁶ Д	40(23,5)
	SIAL МД-60С	Швейцария	10мм+3,0·10 ⁻⁶ Д	150(13,5)
	Теллуrometer MRA-6	Великобритания	10мм+3,0·10 ⁻⁶ Д	50(7)
Терраметр (двухлазерный дальномер)		США	1,0·10 ⁻⁷ Д	от 1 до 20 км (-)
Георан I (двухволновой дальномер)		США	3,0·10 ⁻⁷ Д	20 км (-)

Таблица 2

Требуемая точность измерения сторон и типы рекомендуемых к использованию на ГДП электронных дальномеров

Длины сторон Д, км	СКО измерения стороны не более	Тип дальномера
до 3	± 5 мм	МЕ 3000, СП-2, Геодиметр 650
3 – 10	± 10 мм	Терраметр, Георан I, СГ-3, Геодиметр 8, Геодиметр 600
10 – 20	$1,5 \cdot 10^{-6} Д$	Терраметр, Георан I, СГ-3, Геодиметр 8, Геодиметр 600, Рейнджер VA, Рейнджмастер III
20 – 30	$1,5 \cdot 10^{-6} Д$	Геодиметр 8, Геодиметр 600, Рейнджмастер III
более 30 км	$2 \cdot 10^{-6} Д$	Геодиметр 8, Геодиметр 600, Рейнджмастер III

При измерении линий длиной более 5 км не реже 1 раза в месяц выполняют эталонирование масштабных частот с помощью частотомера.

Методика линейных измерений на ГДП должна обеспечивать максимально возможное уменьшение влияния различного рода погрешностей на длины измеряемых сторон в каждую отдельную эпоху наблюдений, а также на разности этих сторон между сравниваемыми эпохами наблюдений.

Основные источники ошибок линейных измерений и рекомендуемая методика их выполнения на геодинамических полигонах

По природе происхождения погрешности высокоточных линейных измерений делятся на следующие группы: инструментальные, неточное знание эффективной длины волны излучения, влияние внешних условий. Рассматривая эти погрешности и способы ослабления их влияния, сделаем акцент на высокоточные светодальномерные измерения, так как радиодальномеры при изучении СДЗК на практике используются крайне редко.

К инструментальным ошибкам следует, прежде всего, отнести погрешности за счет изменения постоянной дальномера в процессе его эксплуатации и транспортировки и уход масштабных частот. Несмотря на сформулированные выше меры контроля за данными инструментальными погрешностями, опасность их возникновения в результатах линейных из-

мерений на ГДП, выполняемых современными светодальномерами, все же остается, и при разработке методики измерений следует предусмотреть какие-то дополнительные мероприятия по ослаблению этого влияния.

На практике дополнительный контроль за инструментальными погрешностями осуществляют путем использования при измерении каждой линии на ГДП двух приборов.

Ошибка в расстоянии, измеряемом фазовыми светодальномерами, обусловленная ошибками метеозаписей (влиянием внешних условий), а также неточностью значения эффективной длины волны излучения m_λ (ее называют дисперсионной ошибкой), составит [4]

$$\sigma_{D, \lambda, T, P, e} = D \cdot 10^{-6} \sqrt{(0.04)^2 m_\lambda^2 + (1.0)^2 m_T^2 + (0.4)^2 m_P^5 + (0.05)^2 m_e^2}, \quad (2.10)$$

где m_T, m_P, m_e – ошибки определения температуры, давления и влажности при измерении линии.

Для современных (лазерных) дальномеров дисперсионную ошибку m_λ можно принять равной 0. Что касается ошибок метеозаписей, фигурирующих в формуле (2.10), то здесь важно подчеркнуть, что они выражают собой ошибки, с которыми нам известны "истинные" – средние вдоль трассы (среднеинтегральные) значения температуры, давления и влажности.

Расчеты показали, что ошибка в температуре на 1° дает ошибку в показателе преломления, а следовательно, и в расстоянии, равную $1 \cdot 10^{-6}$ (1 см на 10 км), ошибка в давлении на 1 мм рт. ст. – $4 \cdot 10^{-7}$, а ошибка во влажности на 1 мм рт. ст. – $5 \cdot 10^{-8}$.

Таким образом, наибольшее влияние на точность определения расстояния оказывает погрешность температуры воздуха. Однако именно достоверность температуры воздуха из всех снимаемых метеоданных (P, e, T) при производстве линейных измерений на ГДП вызывает наибольшие сомнения.

В геодезическом производстве принято, что при выполнении высокоточных линейных измерений метеорологические наблюдения выполняются на конечных пунктах линии непосредственно в моменты измерения светодальномером на высоте луча. Однако такой способ определения метеоданных и учета по ним состояния атмосферы нельзя признать совершенным. Несовершенство относится, прежде всего, к определению температуры, так как согласно рис. 22 средняя высота светового луча над подстилающей поверхностью Н значительно выше его высоты над земной поверхностью на концах измеряемой стороны.

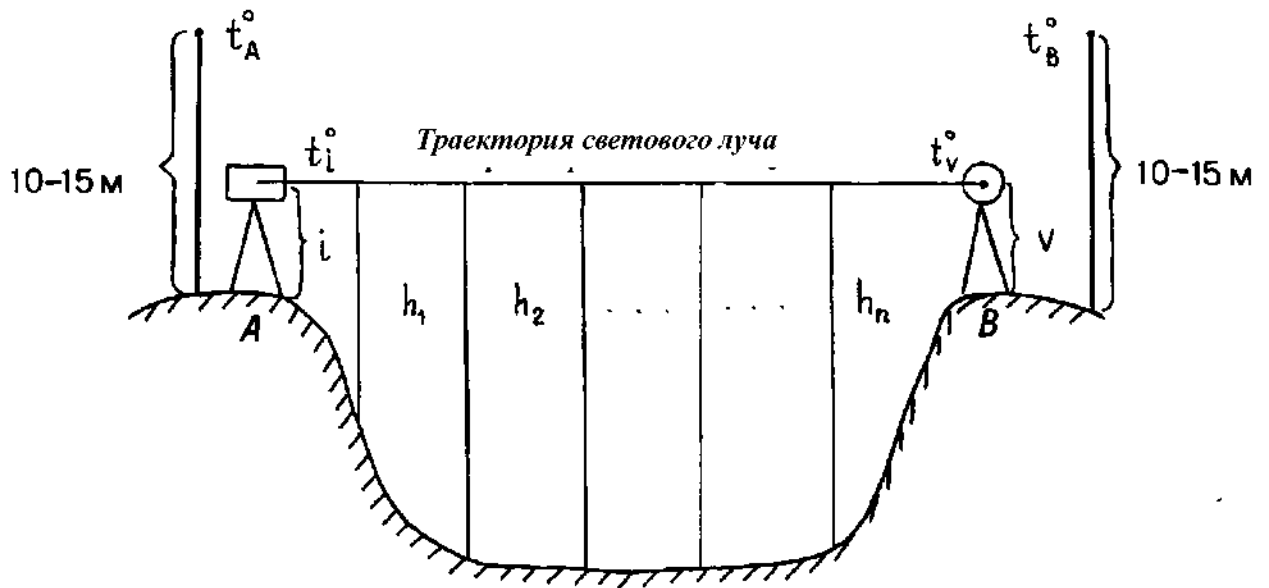


Рис. 22. Схема измерения стороны АВ:

А – светодальномерная станция;

В – отражательная станция;

i, v – высоты прибора и отражателя;

$$H = \frac{\sum_{k=1}^n h_k}{n}$$
 – средняя высота светового луча над подстилающей поверхностью

$(H \gg \frac{i+v}{2})$;

t_i^o, t_v^o – температура воздуха на конечных точках линии, снятая на высоте светового луча;

t_A^o, t_B^o – температура воздуха на конечных точках линии, снятая на высоте более 10 м с помощью термодатчиков

Известно, что вблизи земной поверхности температура воздуха сильно зависит от температуры самой Земли, а с удалением от нее эта зависимость уменьшается. При этом значимое влияние Земля оказывает на температуру воздуха близповерхностного слоя толщиной порядка 10 м, а затем это влияние заметно ослабевает. Согласно рис. 22 траектория прохождения светового луча над подстилающей поверхностью будет в основном находиться вне зоны влияния температуры Земли, а, следовательно, среднеинтегральная температура вдоль нее будет отличаться от средней температуры на приборе и отражателе, снятой на высоте луча на концах линии ($\frac{i+v}{2} \approx 2$ м).

Поэтому с целью увеличения точности при измерении сторон на ГДП длиной более 5 км температуру окружающего воздуха рекомендуется определять в момент снятия отсчетов по светодальномеру в точках стояния прибора и отражателя с помощью дистанционных термодатчиков, прикрепленных на специальных мачтах на высоте более 10 м от земной поверхности.

Кроме того, экспериментальные исследования результатов светодальномерных измерений показали, что при расстояниях свыше 5 км значения длины измеряемой линии в течение суток после введения поправок за метеоданные колеблются по синусоидальному закону. Так если мы линию измерим в 6^h, 12^h, 18^h и 24^h, то утренние и ночные результаты измерений будут несколько занижены по сравнению с ее истинной длиной, а вечерние и дневные – завышены. При этом среднее значение стороны из всех указанных измерений будет ближе к истине, чем среднее из любого большого числа измерений в одно время суток. *Поэтому измерение сторон на ГДП светодальномерами рекомендуется выполнять несколькими сериями, равномерно распределенными в течение суток.*

На основании приведенных рассуждений, анализа практических результатов, а также "Методического руководства по геодезическим работам на геодинамических полигонах" [38] сформулируем рекомендации по методике светодальномерных измерений на полигонах.

Рекомендуемая методика светодальномерных измерений на геодинамических полигонах:

- в каждом цикле сторона должна быть измерена двумя полными программами. Вторая программа наблюдений выполняется или другим прибором, или при других метеорологических условиях, или по иной методике. В первом случае осуществляется контроль за возможным возникновением инструментальных погрешностей приборов (изменение постоянных, уход масштабных частот), во втором и третьем – контролируется учет влияния внешних условий. Практика показала, что при работе на ГДП наиболее эффективным является измерение каждой линии двумя светодальномерами, когда моменты одноименных серий наблюдений в каждой программе отличаются не более чем на 20-30 минут;

- каждая программа измерения линии должна состоять из нескольких серий (видимостей), число которых зависит от длины линии и средней высоты H траектории луча над подстилающей поверхностью и является следующим (табл. 3):

Таблица 3

Длина линии, км	Минимальное число серий в программе	
	$H \leq 300$ м	$H > 300$ м
до 3	2	4
3-10	4	6
10-30	6	6
более 30	6	8

Наилучшим считается равномерное по времени распределение серий в течение суток с интервалом между отдельными сериями наблюдений равным $\left(\frac{24}{r}\right)^h$, где r – число серий. Например, для $r = 4$ интервал равен 6^h , а серии наблюдений в течение суток могут распределиться следующим образом: утро ($\sim 6^h$), день ($\sim 12^h$), вечер ($\sim 18^h$), ночь ($\sim 24^h$).

Число приемов в серии зависит от типа используемого светодальномера и указывается в паспорте прибора. Так для СГ-3 оно равно 3, для Кварца – 8 и т. д;

- обе программы измерения линии рекомендуется выполнять в течение одних суток. Если по метеоусловиям или каким-либо другим причинам это оказалось невозможным, то невыполненные серии наблюдений должны быть произведены в следующие сутки в те же самые моменты времени, в которые они были пропущены в предыдущие сутки, т. е. пропущенную утреннюю серию необходимо отнаблюдать утром, дневную – днем, вечернюю – вечером и т. д;

- метеоданные, т. е. температуру, влажность и давление снимают на концах измеряемой линии: на светодальномерной станции – в моменты взятия отсчетов по прибору, на отражательной – каждые пять минут в течение серии наблюдений. При длинах линий до 5 км температуру и влажность измеряют на высоте светового луча, при длинах линий свыше 5 км – при помощи дистанционных приборов на высотах 10-15 м над подстилающей поверхностью.

Колебания значений дальности, выведенных из отдельных серий наблюдений и исправленных поправками за метеоданные, не должны превышать величин, указанных в табл. 4.

Таблица 4

Допустимые колебания значений дальности
между сериями наблюдений в программе

Длина линии, Д км	Допустимые колебания дальности		
	Н < 100 м	100 м ≤ Н ≤ 300 м	Н > 300 м
< 5	15 мм	15 мм	15 мм
5-10	$3 \cdot 10^{-6}$ Д	$4 \cdot 10^{-6}$ Д	$6 \cdot 10^{-6}$ Д
10-30	$5 \cdot 10^{-6}$ Д	$6 \cdot 10^{-6}$ Д	$7 \cdot 10^{-6}$ Д
> 30	$5 \cdot 10^{-6}$ Д	$6 \cdot 10^{-6}$ Д	$8 \cdot 10^{-6}$ Д

При превышении указанных допусков необходимо выполнить две-три дополнительные серии наблюдений в периоды суток, на которые приходятся экстремальные значения дальности. При окончательной обработке среднее значение дальности для программы выводят по всем сериям;

- предельные расхождения длин линий между программами после приведения к центрам даны в табл. 5.

Таблица 5

Допустимые расхождения длин линий между программами

Длина стороны Д, км	Допустимые расхождения между программами
до 3	15 мм
3-10	30 мм
10-30	$3 \cdot 10^{-6}$ Д
более 30	$5 \cdot 10^{-6}$ Д

2.4.3.5. Измерение сторон региональных построений

При измерении сторон региональных построений (длиной более 50 км) используются специально подготовленные комплекты дальномеров, которые обеспечивают максимальный уровень измерительного сигнала благодаря подбору штатных излучателей (клистроны, ОКГ) с максимально излучаемой мощностью, увеличению площади отражателей и диаметров антенн, а также обеспечению максимальной чувствительности приемников. Для измерения сторон региональных построений наиболее целесооб-

разно использовать радиодальномер SIAL МД-60С, при длинах линий до 60 км – светодальномеры Геодиметр 8 и Рейнджмастер III. Из-за отсутствия указанных дальномеров на практике при измерении сторон региональных построений используют радиодальномер "Луч" и светодальномер "Кварц".

Каждая сторона регионального построения должна быть измерена двумя полными программами, причем одна программа выполняется одним прибором или одной парой станций при радиодальномерных измерениях, а другая – другим.

При работе двумя приборами (парами станций) целесообразно отдельные приемы или серии приемов выполнять в одни и те же периоды суток. При невозможности измерить линию другим прибором (парой станций) вторая программа выполняется тем же прибором (парой станций), но при других метеорологических условиях.

Предельные расхождения длин сторон между программами не должны превышать $3 \cdot 10^{-6}$ Д, где Д – длина измеренной линии, при измерениях светодальномером или одновременных измерениях двумя парами радиодальномерных станций, и $5 \cdot 10^{-6}$ Д, если линия измерялась одной парой станций радиодальномера.

Полная программа измерений должна включать не менее 8 серий, равномерно распределенных в течение суток, причем в каждой серии выполняют 2-4 приема измерений.

Максимальные колебания значений дальности, выведенные из отдельных серий с использованием метеоданных на конечных точках, не должны превышать $6 \cdot 10^{-6}$ Д и $8 \cdot 10^{-6}$ Д соответственно при измерениях светодальномером и радиодальномером. Если допуск не выдержан, то выполняются 3-4 дополнительные серии наблюдений в периоды суток, где были зафиксированы экстремальные значения дальностей. Окончательное значение дальности выводится как среднее из всей совокупности наблюдений.

Основные особенности измерительного процесса линий большой протяженности обусловлены сильными флуктуациями уровня сигнала. Поэтому сама процедура наблюдений несколько отличается от обычной. Основное отличие заключается в том, что непосредственно перед отсчетом по фазовращателю оператор должен убедиться, что уровень принимаемого сигнала соответствует максимальному для данной линии. Уровень сигнала проверяется или по показаниям соответствующего контрольного прибора дальномера, или по чувствительности нуля-индикатора фазометрического

устройства. Отсчеты можно выполнять в тот момент, когда ход стрелки индикатора не менее всей шкалы при полном обороте фазовращателя.

При измерении сторон региональных построений особое внимание обращается на соответствие масштабных частот дальномера их номинальным значениям. Поэтому стабильность частот модуляции должна проверяться непосредственно в процессе наблюдений при помощи электронных частотомеров, имеющих долговременную стабильность не менее $5 \cdot 10^{-7}$.

2.4.3.6. Определение постоянной дальномера

Как известно, при дальномерных измерениях к центрам геодезических знаков привязывают вертикальные оси вращения приемопередатчика и отражателя светодальномеров, а в радиодальномерам – оси вращения ведущей и ведомой станций. Эти оси вращения не совпадают с центрами устройств, передающих и отражающих свето- или радиосигнал. Поэтому в результате дальномерных измерений получают длину, отличающуюся от расстояния между осями станций дальномера. Чтобы перейти от результата измерений к нужной длине линии, необходимо исправить его поправкой, которую называют постоянной.

Для определения постоянных дальномеров создаются специальные базисы длиной 2-3 км. В простейшем случае испытуемым дальномером измеряют длину базиса по полной программе и сравнивают ее значение с эталонным

$$K = S_b - S_{изм} \quad (2.11)$$

где S_b – известная длина эталонного базиса;

$S_{изм}$ – результат его измерения исследуемым дальномером;

K – постоянная поправка дальномера.

Средняя квадратическая погрешность постоянной поправки согласно (2.11) определяется из формулы

$$m_k^2 = m_{S_b}^2 + m_{S_{изм}}^2 \quad (2.12)$$

где m_{S_b} – погрешность базиса;

$m_{S_{изм}}$ – погрешность измерения его дальномером.

Чтобы погрешность базиса практически не влияла на погрешность постоянной поправки, она должна быть в 3-5 раз меньше $m_{S_{изм}}$ ($m_{S_b} < 1 \cdot 10^{-6} \cdot S_b$)

для светодальномеров и $m_{S_e} < 2 \cdot 10^{-6} \cdot S_b$ для радиодальномеров. Для радиодальномеров длину базиса можно определить базисным прибором Едерина или высокоточным хорошо исследованным светодальномером. При определении постоянной поправки высокоточных светодальномеров ($m_D \sim 1 \cdot 10^{-6} \cdot D$) базисы необходимо измерять двухволновыми дальномерами типа Терраметр, общий вид которого показан на рис. 23.

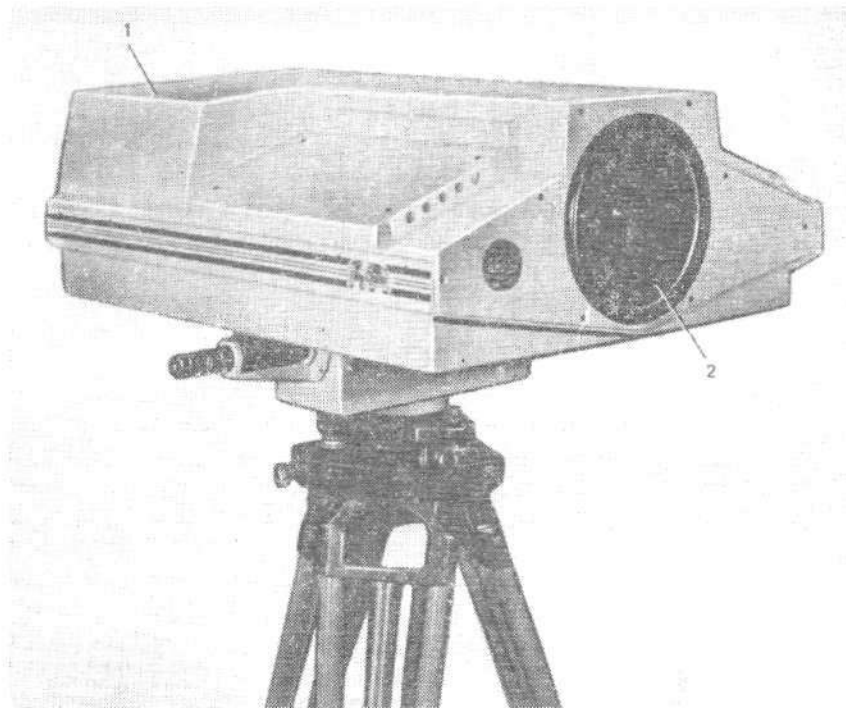


Рис. 23. Общий вид Терраметра: 1 – корпус прибора; 2 – объектив

Однако на практике при работе на геодинимических полигонах определение постоянной дальномеров вызывает некоторые сложности. Первая сложность заключается в необходимости измерения эталонной длины базиса с очень высокой точностью (~ 1 мм и выше), что при отсутствии двухволновых дальномеров практически невозможно, вторая – гарантировать неизменность длины базиса с течением времени, что еще сложнее. В самом деле, правила по эксплуатации дальномеров требуют определения постоянной после каждой длительной транспортировки прибора. Исходя из этого, базис должен располагаться вблизи ГДП, т. е. практически в тектонически активной области, где никак нельзя гарантировать неизменность длины базиса во времени. Во избежание этих сложностей при работе на ГДП часто применяют метод определения постоянной поправки путем измерения базиса по частям. Такой метод позволяет осуществлять достаточ-

но хороший контроль постоянной поправки в полевых условиях, а также оценить ошибку измерений по внутренней сходимости [28]. Сущность метода очень проста и продемонстрирована на рис. 24. Согласно этому рисунку базис AC делится на два отрезка АВ и ВС таким образом, чтобы все точки располагались в створе. Затем измеряют исследуемым дальномером длины отрезков и общую длину базиса, получая их измеренные значения D'_1, D'_2, D' , в которые входит постоянная дальномера K .

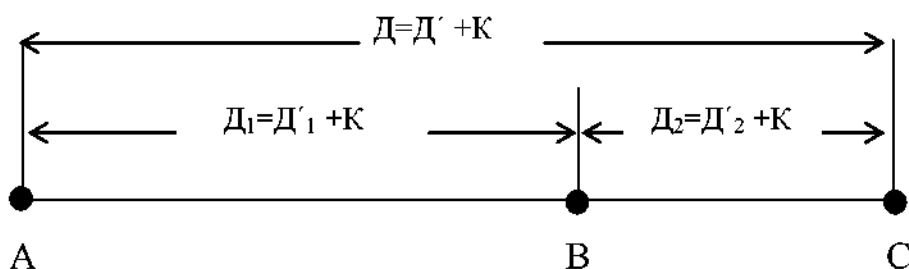


Рис. 24. Определение постоянной поправки на базисе, состоящем из трех створных точек

Обозначив через D_1, D_2, D исправленные длины измеренных базисных линий и учитывая, что $D = D' + K$, $D_1 = D'_1 + K$ и $D_2 = D'_2 + K$, запишем

$$D' + K = D'_1 + K + D'_2 + K, \quad (2.13)$$

откуда

$$K = D' - (D'_1 + D'_2) \quad (2.14)$$

Аналогичным способом можно получить K при любом количестве отрезков. В общем случае, когда базис длиной D разделен на n отрезков (D_1, D_2, \dots, D_n),

$$K = \frac{D' - \sum_{i=1}^n D'_i}{n-1}, \quad (2.15)$$

а средняя квадратическая ошибка этой величины

$$m_K = \frac{\sqrt{m_{D'}^2 + [m_{D'_i}^2]}}{n-1} \quad (2.16)$$

Так как вся длина базиса и его отдельные отрезки измеряются практически с одинаковой точностью, то $m_{D'} = m_{D'_i}$, и тогда

$$m_K = \frac{m_{D'} \sqrt{n+1}}{n-1} \quad (2.17)$$

При числе отрезков более двух появляется возможность полевого контроля и повышения точности результата путем измерения длин отрезков во всех комбинациях. Однако с увеличением n возрастает объем измерений и усложняется разбивка базиса. Поэтому оптимальным с точки зрения точности и производительности работ обычно считается [30] деление линий на три части, когда необходимо измерить 6 расстояний: $D_1, D_2, D_3, D_4 = D_1 + D_2 + D_3, D_5 = D_1 + D_2, D_6 = D_2 + D_3$. Обработка измерений может быть выполнена коррелятным способом с дополнительным неизвестным, которым является постоянная поправка [9].

2.4.3.7. Предварительная обработка результатов дальномерных измерений

При предварительной обработке результатов дальномерных измерений вычисляют наклонные дальности D по формуле

$$D = D_0 + \delta_v + K + \delta_{i/e} + \delta_c + \delta_r, \quad (2.18)$$

где D_0 – приближенное значение длины линии, отчитываемое по счетчику или вычисленное по показаниям дальномера при некотором постоянном значении V_0 скорости распространения света (или радиоволн) в воздухе; δ_v – поправка за изменение скорости распространения света (или радиоволн) в воздухе в момент измерений; K – постоянная поправка свето- или радиодальномера; $\delta_{i/e}$ – поправка за высоту установки дальномера и отражателя над центрами пунктов, вычисляемая по формуле [38]

$$\delta_{i/e} = (-e) \sin \nu - 8.33 \cdot 10^{-5} (+e) D_0 \text{ (м)}, \quad (2.19)$$

где i и e – высоты установки над центрами пунктов соответственно дальномера и отражателя; ν – угол наклона при наблюдении с дальномера на отражатель; δ_c – поправка за центрировку прибора в начальной точке стороны; δ_r – поправка за редукцию прибора (отражателя) в конечной точке стороны.

Поправка δ_v (в миллиметрах) за изменение скорости распространения света или радиоволн в воздухе вычисляется по формуле [6]

$$\delta_v = (N_0 - N_{C(P)}) D_0 \cdot 10^{-3}, \quad (2.20)$$

где D_0 – приближенное значение длины стороны в м; $N_0 = (n_0 - 1) \cdot 10^6$ – значение модуля показателя преломления света (или радиоволн) в воздухе, зало-

женное в счетно-решающее устройство или принятое при вычислении D_0 ; $N_{C(P)} = (n_{C(P)} - 1) \cdot 10^6$ – фактическое значение показателя преломления света (или радиоволн) в воздухе.

При вычислении N_C исходной является формула

$$N_C = (K_1 + K_2) \cdot P + \Delta \quad (2.21)$$

Коэффициенты K_1 , K_2 и поправочный член Δ вычисляются по формулам

$$K_1 = \frac{A + 3B \left(\frac{1}{\lambda_0^2} \right) + 5C \left(\frac{1}{\lambda_0^4} \right)}{\alpha + t_C} \cdot 760 \cdot 10^6, \quad (2.22)$$

$$K_2 = \frac{3B \left(\frac{1}{\lambda^2} - \frac{1}{\lambda_0^2} \right) + 5C \left(\frac{1}{\lambda^4} - \frac{1}{\lambda_0^4} \right)}{\alpha + t_C} \cdot 760 \cdot 10^6, \quad (2.23)$$

$$\Delta = - \frac{55 \cdot 10^{-3}}{1 + \alpha \cdot t_C} \left[E' - \frac{760}{a} (t_C - t_M) \right], \quad (2.24)$$

В формулах (2.22) – (2.24) A , B , C – коэффициенты, имеющие по Барелию и Сирсу следующие значения:

$$A = 2876,04 \cdot 10^{-7};$$

$$B = 16,288 \cdot 10^{-7};$$

$$C = 0,136 \cdot 10^{-7};$$

α – коэффициент объемного расширения воздуха, равный 0,003661; λ – длина (в микронах) волны света, используемая при измерениях; λ_0 – длина волны света ($\lambda_0 = 0,560$ мкм), принятая при расчете коэффициента K_1 ; t_C – температура воздуха в момент измерений (температура сухого термометра психрометра Ассмана) в градусах Цельсия; t_M – температура в момент измерений смоченного термометра психрометра Ассмана в градусах Цельсия; E' – максимальное давление водяных паров в мм рт. ст. при температуре t_M ; a – постоянная психрометра Ассмана, принятая равной 1510.

Числовые значения K_1 , K_2 , Δ можно выбрать из таблиц I-I, I-II и I-III [6].

Модуль показателя преломления радиоволн в воздухе N_P вычисляется по формуле

$$N_P = (n_P - 1) \cdot 10^6 = \bar{K}_1 P + \bar{K}_2 e, \quad (2.25)$$

где P – давление воздуха в мм рт. ст.; e – парциальное давление водяных паров (абсолютная влажность воздуха в мм рт. ст.)

$$\bar{K}_1 = \frac{103,49}{273,016 + t_c}, \quad \bar{K}_2 = \frac{495822,48}{273,016 + t_c} - \frac{17,23}{273,016 + t_c}$$

Числовые значения \bar{K}_1 и \bar{K}_2 можно выбрать из таблиц 3-I и 3-II [6].

Парциальное давление водяных паров (абсолютная влажность воздуха) e в мм рт. ст. при температуре воздуха выше -25 °С вычисляется по формуле

$$e = E' - \frac{P - t_m}{\bar{K}}, \quad (2.26)$$

где E' – максимальное давление водяных паров в мм рт. ст., выбираемое из психрометрических таблиц [41] или 2-II, 2-III и 2-IV [6]; обозначения P , t_c и t_m совпадают с их обозначениями при определении N_c .

$$\bar{K} = \frac{a}{1 + \frac{t_m}{872,8}},$$

где a – постоянная психрометра Ассмана, равная 1756, если резервуар смоченного термометра покрыт льдом, и 1510, если резервуар покрыт водой.

Значения \bar{K} можно выбрать из тех же таблиц, что и E' в [6].

Поправки δ_c и δ_r за внецентренную установку станций дальномера, т. е. за несовпадение их вертикальных осей с центрами геодезических знаков, вычисляют по формуле

$$\delta_{c\langle\rangle} = -l_{c\langle\rangle} \cos \theta_{c\langle\rangle} + h_{c\langle\rangle}^2 \left(D - l_{c\langle\rangle} \cos \theta_{c\langle\rangle} \right), \quad (2.27)$$

где l – линейный элемент центрировки, равный расстоянию между центром знака S и проекцией вертикальной оси J (рис. 25); θ – угловой элемент центрировки, т. е. угол с вершиной в точке J от направления на центр знака по ходу часовой стрелки до направления на другую станцию; h – перпендикуляр, опущенный с центра знака на направление на другую станцию.

Индекс "с" обозначает, что поправка и все элементы формулы касаются приемопередатчика или ведущей станции, а индекс "r" – отражателя или ведомой станции. Второй член в формуле (2.27) учитывают только при высокоточных измерениях при $D \leq 1$ км и $l > 1$ м. В большинстве случаев $\delta_{c\langle\rangle}$ вычисляют по формуле

$$\delta_{c\langle\rangle} = -l_{c\langle\rangle} \cos \theta_{c\langle\rangle} \quad (2.28)$$

Определим из (2.28) среднюю квадратическую погрешность поправки за центрировку m_y по общепринятой методике

$$m_y = \sqrt{\cos^2 \theta_c \overline{m_l^2} + l^2 \sin^2 \theta_c \overline{m_\theta^2}} \quad (2.29)$$

Из (2.29) следует, что точность поправки за центрировку зависит не только от точности определения элементов центрировки, но и от значений этих элементов. При $\theta = 0$ или 180° $m_y = m_l$, а при $\theta = 90^\circ$ или 270° $m_y = lm_\theta$. Так как ошибка m_y напрямую входит в длину измеряемых в каждую эпоху линий, а, следовательно, и в определяемые по ним характеристики исследуемых горизонтальных деформаций, то при измерении сторон на ГДП нужно стремиться к тому, чтобы линейные элементы центрировки (редукции) были небольшими.

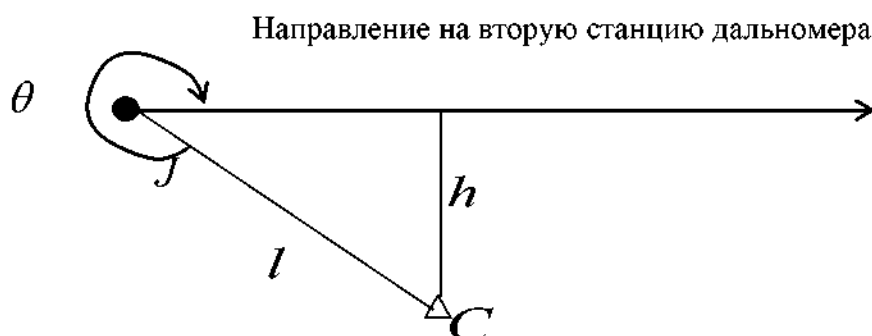


Рис. 25. Определение поправки за центрировку (редукцию)

В идеале они должны быть равными нулю, т. е. на пунктах планового построения было бы обеспечено принудительное центрирование.

Результаты линейных измерений на ГДП в каждом цикле оформляются в виде "Сводки измеренных сторон", в которой помимо окончательных значений наклонных дальностей D , вычисленных по формуле (2.18), приводят фактические характеристики программы по каждому дальномеру. Пример сводки дан в табл. 6.

Таблица 6

Сводка измеренных сторон на Толбачинском ГДП

№ п/п	Название стороны	Дальномер, тип, №	Дата 1985г.	Характеристика программы			Сходимость, см		Д, м	Примечание
				г	п	ΔТчас	ΔД _{max}	М		
1	Кулник-Боровой	СГ-3№403106	(28-30).05	6	18	3,5	3,2	0,6	12165,310	Полный суточный цикл
		СГ-3№404108	(28-30).05	6	18	4,0	2,8	0,4	12165,305	
2	Новая Лава-Спорный	СГ-3№403106	(15-17).06	4	12	5,1	1,1	0,2	9875,861	Полный суточный цикл
		СГ-3№404108	(15-17).06	4	12	5,8	0,8	0,1	9875,863	
	...									

Обозначения к табл. 6:

г, п – число серий и приемов в программе;

ΔТ – минимальный интервал между сериями в программе в часах;

ΔД_{max} – максимальное расхождение между значениями дальности в программе;

$M = \sqrt{\frac{\sum V^2}{n-1}}$ – СКО, вычисленная по отклонениям от среднего V значений дальностей из отдельных серий в программе;

Д – наклонная дальность.

3. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ПОВТОРНЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

В результате математической обработки повторных геодезических измерений на геодинамических полигонах получают количественные характеристики современных движений земной коры (СДЗК). Так как под СДЗК понимается деформационный процесс земной коры, наблюдаемый в текущее геологическое время, назовем эти характеристики *параметрами деформаций земной коры*. В зависимости от вида измерений эти параметры могут быть горизонтальными и вертикальными. Рассмотрим последовательно определение параметров деформаций земной коры по каждому виду повторных геодезических измерений.

3.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ИЗ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ

Простейшими и наиболее распространенными параметрами вертикальных деформаций земной коры являются *разности превышений* между эпохами нивелирования, *разности отметок реперов* и *скорости вертикальных движений* этих реперов. Все эти параметры могут быть получены как по измеренным, так и по уравненным превышениям.

Разности измеренных превышений и погрешности их определения вычисляются по формулам

$$\Delta h_{ik} = h_{ik}^{(2)} - h_{ik}^{(1)} \quad (3.1)$$

$$m_{\Delta h_{ik}} = \sqrt{\eta_{T_1}^2 + \eta_{T_2}^2 \cdot l_{ik} + \sigma_{T_1}^2 + \sigma_{T_2}^2 \cdot l_{ik}^2}, \quad (3.2)$$

где Δh_{ik} – разность измеренных превышений между эпохами нивелирования T_1 и T_2 по секции ik ; l_{ik} – длина секции, км; $m_{\Delta h_{ik}}$ – СКО определения разности превышений; $\eta_{T_1}, \eta_{T_2}, \sigma_{T_1}, \sigma_{T_2}$ – случайные и систематические ошибки нивелирования линии в сравниваемые эпохи T_1 и T_2 .

При $\sigma < 0,05$ мм/км в I классе и $\sigma < 0,1$ мм/км во II классе систематические ошибки в формуле (3.2) не учитываются и оценка точности разностей измеренных превышений получается из выражения

$$m_{\Delta h_k} = \sqrt{\eta_{T_1}^2 + \eta_{T_2}^2} \cdot l_{ik} \quad (3.3)$$

Разности отметок реперов между эпохами, полученных по измеренным превышениям, определяют по формуле

$$\Delta H_K = \sum \Delta h_{ik}, \quad (3.4)$$

где $\sum \Delta h_{ik}$ – накопление разностей превышений между эпохами вдоль анализируемой линии относительно стабильного репера; $i = A, 1, 2, \dots, k, \dots, n, B$ (рис. 26).

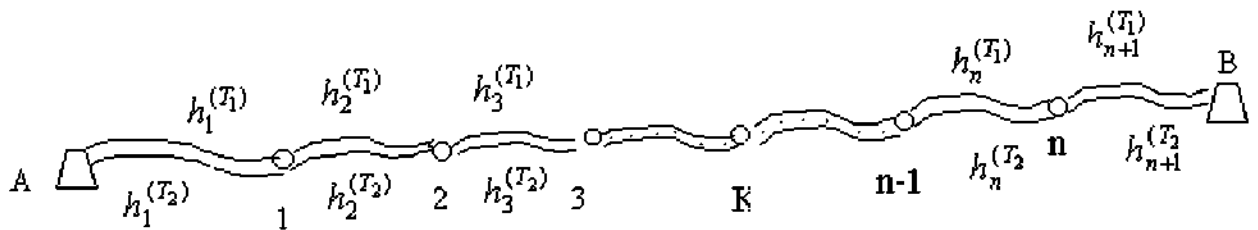


Рис. 26. Линия повторного нивелирования

Точность определяемых разностей отметок реперов оценивается по формулам (3.5) или (3.6), если $\sigma_T < 0,05$ мм/км – в I классе и $\sigma_T < 0,1$ мм/км – во II классе

$$m_{\Delta H_k} = m_{\sum \Delta h_{ik}} = \sqrt{\left(\sigma_{T_1}^2 + \eta_{T_2}^2 \sum l_{ik} + \left(\sigma_{T_1}^2 + \sigma_{T_2}^2 \right) \left(\sum l_{ik} \right)^2 \right)}, \quad (3.5)$$

$$m_{\Delta H_k} = m_{\sum \Delta h_{ik}} = \sqrt{\left(\sigma_{T_1}^2 + \eta_{T_2}^2 \sum l_{ik} \right)} \quad (3.6)$$

где $\sum l_{ik}$ – расстояние, км от начального до текущего репера K.

Скорость вертикальных движений нивелирных знаков и точность их определения вычисляются по формулам

$$g_k = \frac{\Delta H_k}{T_2 - T_1} = \frac{\sum \Delta h_{ik}}{T_2 - T_1} \quad (3.7)$$

$$m_{g_k} = \frac{m_{\sum \Delta h_{ik}}}{T_2 - T_1} \quad (3.8)$$

С использованием формул (3.1) – (3.8) составляется ведомость сопоставления результатов нивелирования разных лет (табл. 7).

Таблица 7

Ведомость сопоставления результатов нивелирования разных лет по линии марка 1345 - марка 2578

№ п/п	Вид, номер, тип нивелирного знака и год закладки	Сокращенное описание местоположения нивелирного знака	Длина секции, км	Расстояние от первого знака, км	Измеренные превышения, м		Разность превышений по секциям, Δh мм	$m_{\Delta h}$, мм	Разность отметок $\Delta H = \sum \Delta h$	$m_{\Delta H}$ мм	Интервал времени $\Delta T = T_2 - T_1$ лет	V мм/год	m_V , мм/год
					h_{T_2} 1980 г.	h_{T_1} 1970 г.							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Марка 1345, 1935 г.	Ивановка, Станция, ул. Ленина 25		0,0					0,0	0,0		0,00	0,00
			4,5		-16,0077	-16,0057	-2,0	0,9			10		
2	Грунт. реп. 165, тип 121, 1935г.	4-й км ж. д. Ивановка - Петровка		4,5					-2,0	0,9		-0,20	0,09
			5,2		-1,2458	-1,2469	+1,1	1,0			10		
3	Грунт. реп. 174, тип 121, 1934 г.	9-й км ж. д. Ивановка - Петровка		9,7					-0,9	1,3		-0,09	0,13
			3,4		-3,3804	-3,3664	-14,0	0,8			10		
4	Марка 12, 1944 г.	13-й км ж. д. Ивановка - Петровка, ж.д. казарма		13,1					-14,9	1,6		-1,49	0,16
			4,7		+5,7070	+5,7040	+3,0	0,9			10		
5	Марка 2578, 1954 г.	15-й км ж. д. Ивановка - Петровка, ж.д. казарма		17,8					-11,9	1,8		-1,19	0,18

$$\eta_{T_1} = 0,35 \text{ мм/км}$$

$$\eta_{T_2} = 0,25 \text{ мм/км}$$

$$\sigma_{T_1} = 0,03 \text{ мм/км}$$

$$\sigma_{T_2} = 0,02 \text{ мм/км}$$

3.2. ГРАФИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для наглядности параметры вертикальных деформаций земной коры, полученные по измеренным превышениям, представляют в виде графиков, которые строятся на основании ведомости сопоставления результатов нивелирования разных лет и бывают двух видов:

1. Графики накопления разностей превышений между циклами повторного нивелирования.

2. Пространственно-временные графики смещений и скоростей вертикальных движений.

При этом графики накопления разностей превышений являются первичными графическими материалами, которые наряду с результатами нивелирования содержат сведения о рельефе, сеймотектонических условиях, а также информацию организационно-технического плана, что позволяет использовать их практически как самостоятельный технический документ при интерпретации данных повторного нивелирования.

Пространственно-временные графики смещений и скоростей вертикальных движений строятся в определенной степени на основе первых графиков и в наиболее компактной и наглядной форме описывают динамику развития деформационных процессов во времени.

3.2.1. Составление графиков накопления разностей превышений между циклами повторного нивелирования

Основными требованиями при составлении графиков накопления разностей превышений как первичных графических материалов являются максимально возможные информативность и наглядность. Поскольку циклы повторного нивелирования зачастую значительно разнесены по времени и охватывают период в несколько десятков лет, то использование единой начальной эпохи при вычислении разностей превышений между циклами и их воспроизведение на графиках сопряжено с существенной потерей информации из-за неизбежной утраты нивелирных знаков. Поэтому на графиках, в первую очередь, должны изображаться накопления разностей

превышений между хронологически смежными циклами. Пример графиков накопления разностей превышений приведен на рис. 27.

При построении данных графиков на горизонтальной оси отмечается в выбранном масштабе местоположение реперов относительно начального репера для анализируемой линии с указанием их номера и типа, а по вертикальной оси откладываются величины накопления разностей превышений. Графики строятся друг под другом, снизу вверх, в хронологическом порядке (2-й цикл минус 1-й, 3-й цикл минус 2-й и т. д.). При этом наблюдения из предыдущего цикла являются исходными для наблюдений последующего цикла и представляются на графике горизонтальной прямой линией.

Для лучшей читаемости год исполнения нивелирования подписывается в середине и конце каждого графика. При этом в конце графика, наряду с годом, в скобках в виде дроби приводятся следующие данные: в числителе римскими цифрами указывается класс исполненного нивелирования, а арабскими – разделенные косой чертой величины случайной и систематической ошибок на 1 км хода, выраженные в миллиметрах; в знаменателе – название организации, выполнившей нивелирование.

Номера реперов подписываются на нижней горизонтальной оси. На располагающихся выше графиках подписываются только вновь заложенные реперы.

Масштабы графиков (горизонтальный и вертикальный) выбираются в зависимости от протяженности нивелирной линии, расстояния между реперами и величин вертикальных смещений таким образом, чтобы графики были читаемы и удобны для пользования.

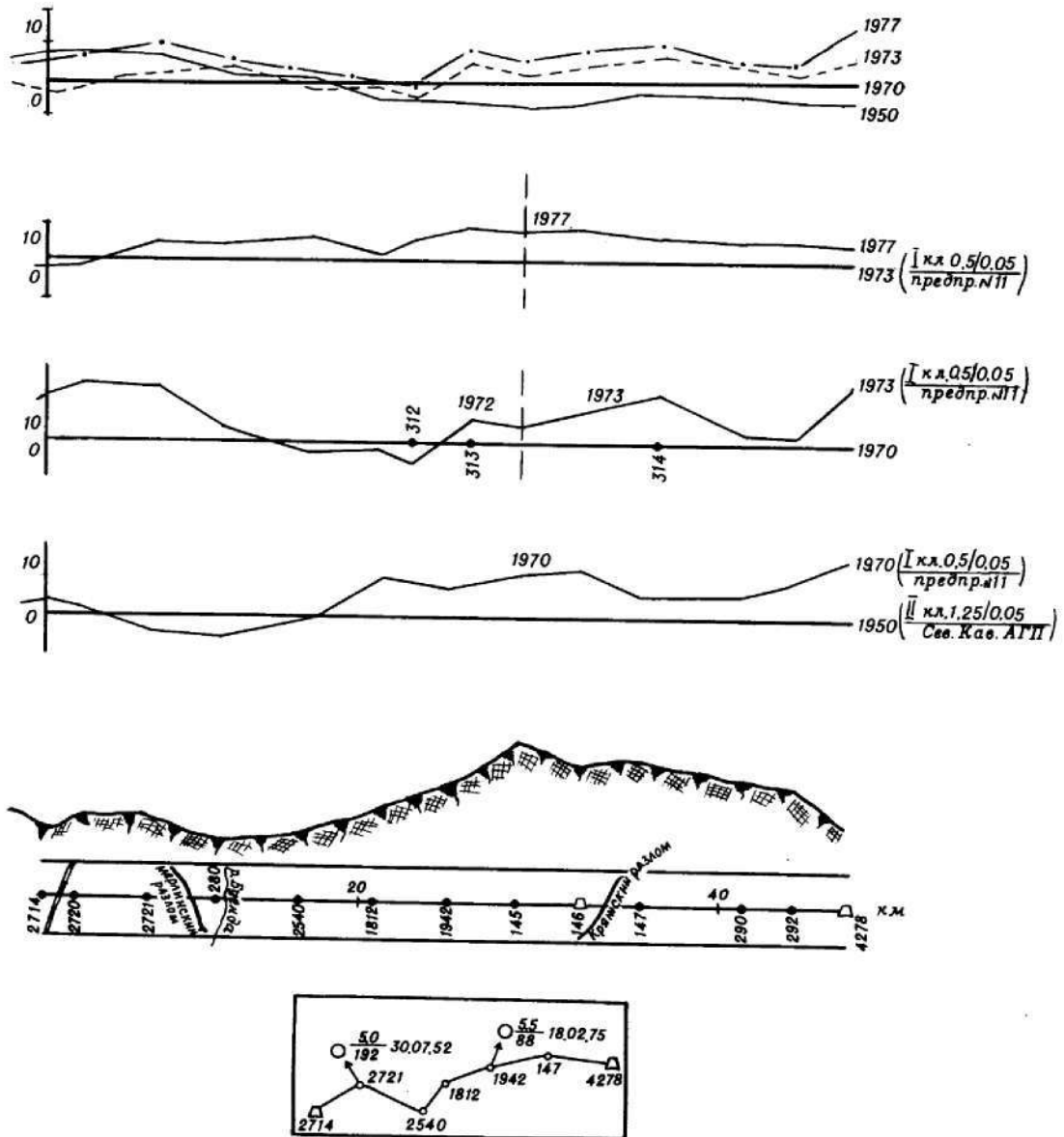
Кроме этих графиков для иллюстрации характера вертикальных смещений составляется общий график накопления разностей превышений каждого цикла относительно единой эпохи, за которую в странах бывшего Союза рекомендуется принимать нивелирование, выполненное в 1970 г. (начало массового развертывания работ на ГДП в системе Главного управления геодезии и картографии) или ближайшее к этой эпохе. Разности превышений для построения этих графиков вычисляются как

$$\Delta h = h_{T_i} - h_{T_0}, \quad (3.9)$$

где h_{T_i} – превышение, полученное в эпоху T_i (i -том цикле);

h_{T_0} – превышение, полученное в исходном цикле.

Линия нивелирования фонд. репер 3205 – фонд. репер 4278



1. Отчет по нивелированию I кл. на объекте "Терек" (1951, Сев. Кавк. АГП)
2. Отчет по работам на геополигоне "Кабардинский" (I, II циклы, 1974, предпр. № 11)
3. Отчет по работам на геополигоне "Кабардинский" (III цикл, 1978, предпр. № 11)
4. Соловьев Л.Н. Геологическое строение Северного Кавказа. – М.: Недра, 1971.
5. Каталог землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1976

Составил: ст. техн. Петрова Е.Н. 3.08.1978
 Проверил: ст. техн. Второва А.П. 5.03.1978

Главный инженер
 предприятия № _____ 10.03.1978

Рис. 27. Образец составления графиков накопления разностей превышений между циклами

Общий график может строиться в уменьшенном вертикальном масштабе и размещаться над основными графиками.

Для характеристики физико-географических и сейсмо-тектонических условий вдоль трассы нивелирования на схеме с графиками приводятся следующие иллюстративные материалы:

- гипсометрический профиль трассы нивелирования, горизонтальный масштаб которого соответствует масштабу графиков разностей превышений, а вертикальный масштаб выбирается от 1:1000 до 1:20000 в зависимости от максимальной величины превышения по нивелирной линии. Профиль строится по отметкам реперов;

- разломы земной коры, пересекающие трассу, положение которых установлено по геолого-геофизическим данным, а также реки, железные и шоссейные дороги и другие характерные контуры местности;

- плановая схема линии нивелирования в масштабе 1:5000000 с указанием номеров реперов на основных изломах трассы и ориентировки по частям света. На схеме в виде кружков показываются эпицентры землетрясений с магнитудой $M \geq 5$, произошедших на расстоянии менее 300 км от нивелирной линии. Землетрясение подписывается следующим обра-

зом: $\frac{\text{магнитуда}}{\text{расстояние}}$ число, месяц, год;

- на схеме с графиками рекомендуется поместить перечень материалов, используемых при их построении.

3.2.2. Построение графиков смещений и скоростей в пространственно-временной области

Для наглядного представления динамики развития деформационных процессов во времени при числе циклов больше 3 по линиям повторного нивелирования строят специальные пространственно-временные графики, по горизонтальной оси которых отмечаются положения реперов по расстоянию от исходного репера, а по вертикальной – интервал времени от начальной эпохи [38]. По каждой линии нивелирования строят два таких графика: график накопления смещений (рис. 28) и график накопления скоростей движений (рис. 29) нивелирных знаков.

Линия Петропавловск-Камчатский – Авачинская-1

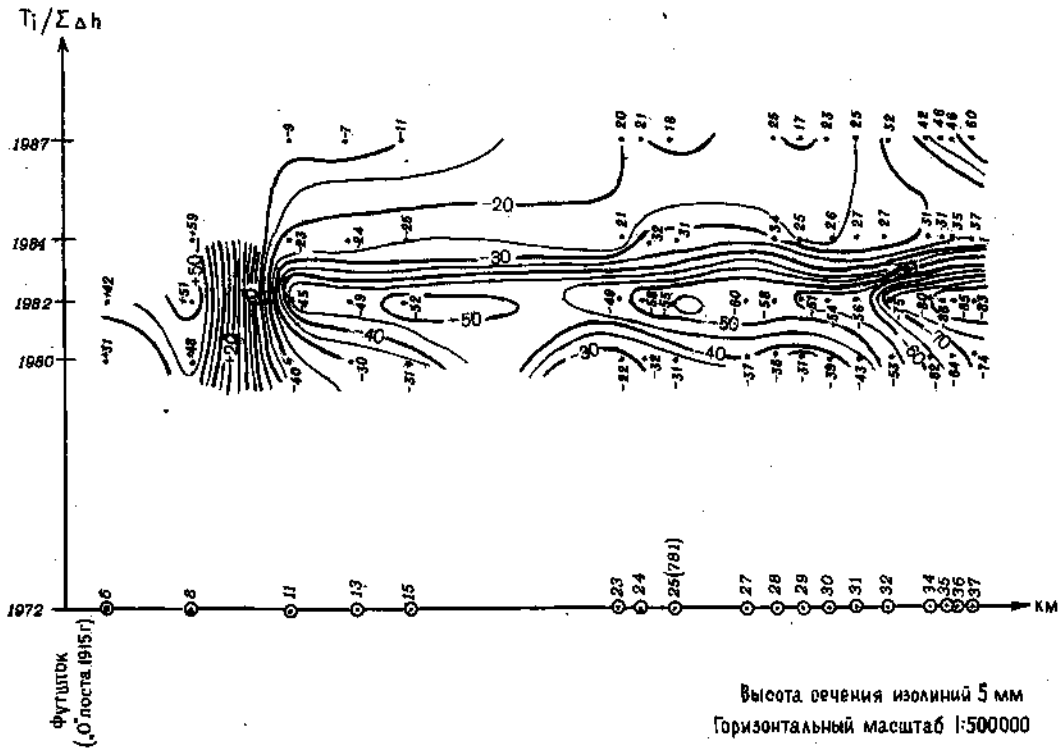


Рис. 28. График накопления вертикальных смещений реперов в пространственно-временной области по линии Петропавловск-Камчатский – Авачинская-1

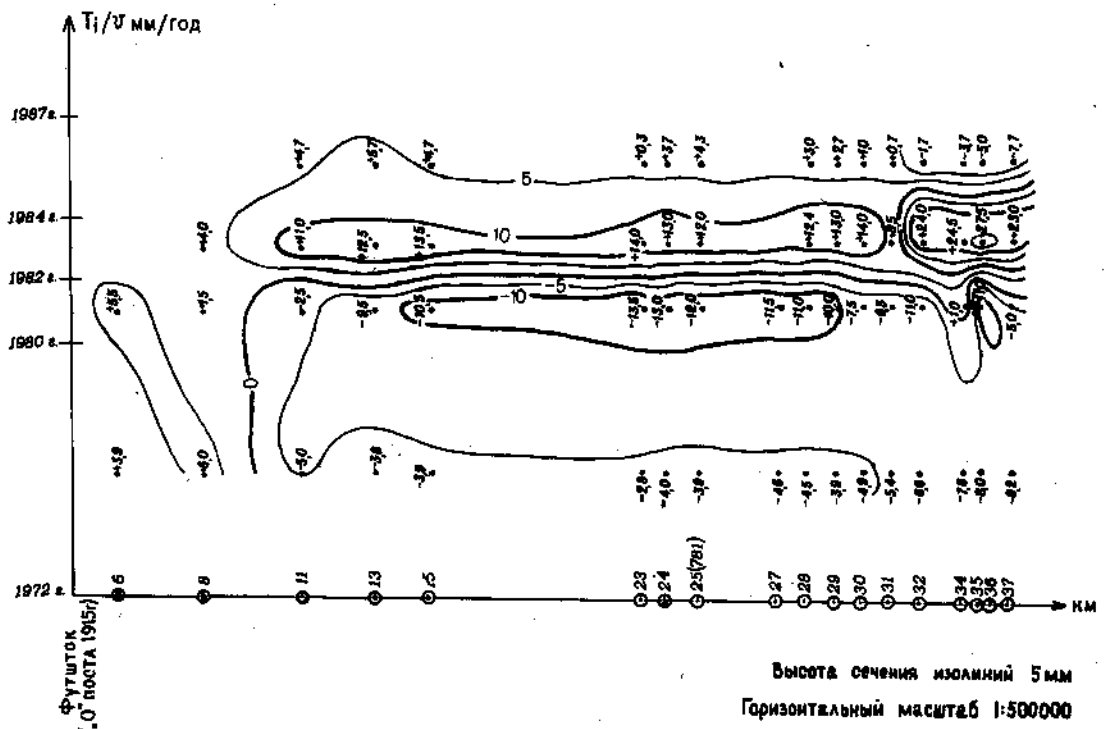


Рис. 29. График накопления скоростей движений реперов в пространственно-временной области по линии Петропавловск-Камчатский – Авачинская-1

Изображаемые на этих графиках величины смещений и скоростей выбираются из ведомостей сопоставления результатов нивелирования разных лет либо определяются по графикам накопления разностей превышений между циклами.

При построении графиков подписываются величина смещения (скорости) репера для каждого цикла нивелирования в точке пересечения перпендикуляров, проходящих через соответствующий репер (на горизонтальной оси), и дата выполнения соответствующего цикла нивелирования (на вертикальной оси).

Горизонтальный масштаб для пространственно-временных графиков выбирается равным горизонтальному масштабу графиков накопления разностей превышений, а вертикальный масштаб определяется величиной максимального интервала времени от начальной эпохи.

После нанесения всех полученных из измерений значений смещений (скоростей) проводят изолинии равных величин смещений (скоростей). Высота сечения изолиний выбирается таким образом, чтобы при сохранении достаточной детальности избежать перегрузки изображения.

Указанные графики позволяют быстро и удобно проследить характер изменения деформаций как вдоль трассы нивелирования для фиксированной эпохи наблюдений, так и во времени для фиксированного репера трассы нивелирования.

3.2.3. Составление карты современных вертикальных движений земной коры

Карты современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК), как правило, создают на регион, в котором проложено несколько линий повторного нивелирования, образующих замкнутые полигоны. Так как карты СВДЗК должны нести информацию о медленных движениях земной коры, то при отборе линий повторного нивелирования для составления карты предпочтение отдают линиям, исполненным современными методами с интервалом между повторениями более 20 лет. Кроме указанного, при отборе линий учитывают значения случайных и систематических ошибок на 1 км двойного нивелирного хода, число и протяженность разрывов, число сохранившихся и надежных знаков.

Карту СВДЗК составляют по урavnненным значениям скоростей СВДЗК. Измеренные значения скоростей СВДЗК выбирают из ведомостей сопоставления результатов нивелирования разных лет. Перед уравниванием вычерчивают схему сети повторного нивелирования, на которую выписывают скорости вертикальных движений по всем линиям между узловыми точками, длины линий в километрах, невязки скоростей полигонов.

В состав уравниваемой сети рекомендуется включать полигоны повторного нивелирования с периметром $P < 2000$ км и линиями, связывающими сеть нивелирования с урavnненными постами.

Линии повторного нивелирования, образующие сеть, выбираются, по возможности, с таким расчетом, чтобы они не имели разрывов, т.е. участков, которые нивелировались бы только один раз. При отсутствии такой возможности протяженность разрывов должна быть не более 15 % от длины линии. При больших разрывах линии в сеть уравнивания не включают, а рассматривают их как отдельные линии внутри полигона. В начальной и конечной точках разрыва скорости вертикальных движений считают одинаковыми.

Интервалы времени между повторными нивелированиями должны быть более 10 лет.

Включенные в сеть нивелирные знаки должны быть устойчивыми, а их высотное положение – неискаженным из-за влияния техногенных и экзогенных факторов. Нивелирный знак, дающий на графике накопления разностей превышений отдельный пиковый выброс, как правило, считается ненадежным и из уравнивания исключается.

Невязки относительных скоростей вертикальных движений в полигонах, а также невязки абсолютных скоростей между исходными урavnненными постами не должны соответственно превышать 10 и 5 мм/год.

В сети повторного нивелирования уравниваются скорости вертикальных движений нивелирных знаков, найденные по измеренным превышениям. В качестве исходных при уравнивании сети повторного нивелирования принимают:

- абсолютные скорости современных вертикальных движений морских урavnненных станций, известных с погрешностью менее 0,5 мм/год (в этом случае сеть повторного нивелирования должна иметь выход к морю);
- скорости вертикальных движений узловых точек, показанных на карте СВДЗК СССР [25];

- скорость одного из устойчивых знаков, которую считают равной 0, в этом случае сеть уравнивается как свободная.

Вычисление необходимых для уравнивания весов отдельных линий производится по формуле [35]

$$P = \frac{100}{(\eta_1^2 + \eta_2^2) \cdot L} \cdot \left(\frac{\Delta T}{20} \right)^2,$$

где P – вес; η_1 и η_2 – случайные СКО на 1 км двойного хода соответственно первого и второго нивелирований; L – длина линии повторного нивелирования, км; ΔT – интервал времени между повторными нивелированиями в годах.

Если линия нивелирования состоит из нескольких участков, пронивелированных с разной точностью или через разные интервалы времени, то вес линии вычисляют по формуле

$$\frac{1}{P} = \frac{1}{P_1} + \frac{1}{P_2} + \frac{1}{P_3} + \dots + \frac{1}{P_n},$$

где $\frac{1}{P}$ – обратный вес для всей линии;

$\frac{1}{P_i}$ – обратный вес для каждого участка линии.

В результате уравнивания получают вероятнейшие значения скоростей либо всех нивелирных знаков, либо только узловых реперов и значение СКО единицы веса. При получении скоростей вертикальных движений узловых реперов скорости движений остальных нивелирных знаков вычисляют по методике уравнивания одиночного нивелирного хода.

Полученные в результате уравнивания значения скоростей наносят на картографическую основу масштаба 1:500000 – 1:2500000 и проводят изолинии скоростей или линии равных скоростей. Проведение изолиний выполняется не простым линейным интерполированием, а с учетом геологического строения земной коры в районе работ.

К настоящему времени карты скоростей СВДЗК составлены на территорию Восточной Европы, а также на территорию всего бывшего СССР. Фрагмент карты СВДЗК СССР [25] для территории Беларуси показан на рис 30. Скорости СВДЗК даны в мм/год и характеризуются точностью 1 – 1,5 мм/год.



Рис. 30. Фрагмент карты СВДЗК СССР на территории Беларуси и сопредельных государств:

- 3.1 – скорости вертикальных смещений в мм/год

3.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

3.3.1. Общие сведения

К параметрам горизонтальных деформаций земной коры на геодинамических полигонах, развитых в виде линейно-угловых построений, относятся следующие величины:

1. Разности длин линий (наклонных дальностей и уравненных сторон) между эпохами измерений.
2. Векторы горизонтальных смещений пунктов.
3. Компоненты деформаций.

Разности наклонных дальностей и средние квадратические ошибки их определения вычисляются по формулам

$$\Delta S_i = S_i^{(T_2)} - S_i^{(T_1)}, \quad (3.10)$$

$$m_{\Delta S_i} = \sqrt{m_{S_i^{(T_1)}}^2 + m_{S_i^{(T_2)}}^2} \quad (3.11)$$

где ΔS_i – разности наклонных дальностей между эпохами T_1 и T_2 ;

$m_{\Delta S_i}$ – СКО определения этих разностей;

$S_i^{(T_1)}, S_i^{(T_2)}$ – значения наклонной дальности соответственно в эпохи T_1 и T_2 ;

$m_{S_i^{(T_1)}}, m_{S_i^{(T_2)}}$ – СКО измерения наклонной дальности в эпохи T_1 и T_2 .

Напомним, что *под наклонной дальностью понимается измеренное значение стороны, исправленное поправками за постоянную дальности, центрировку, редуцирование, за высоты прибора и отражателя и за метеоданные (за изменение рабочей скорости света (радиоволн)), т.е. полученное по формуле (2.18) и нередуцированное на какую-либо поверхность относимости.*

Разности уравненных сторон и векторы горизонтальных смещений получают по уравненным значениям сторон сети и координат пунктов.

Формулы для определения векторов горизонтальных смещений пунктов

$$R_i = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2} \quad (3.12)$$

$$\alpha_{R_i} = \arctg\left(\frac{\Delta y_i}{\Delta x_i}\right) \pm 180^\circ, \quad (3.13)$$

где R_i – длина вектора смещений на i -том пункте сети;

$\Delta x_i, \Delta y_i$ – разности уравненных координат между двумя сравниваемыми эпохами на i -том пункте сети;

α_{R_i} – дирекционный угол направления вектора смещений на i -том пункте сети.

Существуют два пути получения разностей координат одноименных пунктов сети.

Первый предполагает раздельное уравнивание каждого цикла линейно-угловых измерений и получение разностей путем непосредственного сравнения найденных в результате уравнивания в каждом цикле координат одноименных пунктов сети, т. е.

$$\left. \begin{aligned} \Delta x_i &= x_i^{(T_2)} - x_i^{(T_1)} \\ \Delta y_i &= y_i^{(T_2)} - y_i^{(T_1)} \end{aligned} \right\} \quad (3.14)$$

Во **втором** выполняется уравнивание разностей непосредственно измеренных в разных циклах элементов геодезических сетей (разностей наклонных дальностей и разностей горизонтальных направлений) с целью прямого получения соответствующих им изменений координат пунктов.

При отдельном уравнивании каждого цикла линейно-угловых измерений следует обратить особое внимание на аккуратность введения всех необходимых редуций в результаты этих измерений для перехода на поверхность референц-эллипсоида и на плоскость проекции Гаусса – Крюгера.

Редукция горизонтальных направлений выполняется в два этапа. На первом этапе горизонтальные направления переносятся с земной поверхности на поверхность референц-эллипсоида; на втором – с поверхности референц-эллипсоида на плоскость.

При редуции горизонтальных направлений на поверхность референц-эллипсоида при обработке плановых сетей на ГДП должны быть введены следующие поправки:

поправка за уклонения отвесных линий δ_1

$$\delta_1 = -\xi_i A_{in} - \eta_i \cos A_{in} \sum ctg Z_{in}, \quad (3.15)$$

где ξ_i, η_i – составляющие уклонения отвесной линии соответственно в плоскости меридиана и первого вертикала;

A_{in} – геодезический азимут направления, для которого вычисляют поправку;

Z_{in} – зенитное расстояние наблюдаемой цели.

Для вычисления этой поправки необходимо иметь астрономо-геодезические уклонения отвесной линии на всех пунктах сети. Их определяют методом косвенной интерполяции, используя астрономические определения широт и долгот на трех пунктах сети.

Переход от астрономического азимута к геодезическому осуществляется с использованием уравнения Лапласа

$$A_{in} = \alpha_{in} - \eta_i \operatorname{tg} \varphi_i - \zeta_i \sin A_{in} - \eta_i \cos A_{in} \operatorname{ctg} Z_{in}, \quad (3.16)$$

где A_{in} – геодезический азимут направления in ;

α_{in} – астрономический азимут направления in ;

φ_i – широта наблюдаемого пункта.

Последнее слагаемое в формуле (3.16) учитывает редукцию направления, по которому измерялся астрономический азимут, за уклонение отвеса.

Поправка в направление за высоту наблюдаемой визирной цели над поверхностью референц-эллипсоида

$$\delta_2 = 0''.108 \bar{H} \cdot \cos^2 B \sin 2A_{in}, \quad (3.17)$$

где \bar{H} – высота визирной цели над поверхностью эллипсоида, км; B – средняя широта для ГДП; A_{in} – азимут направления, в которое вводится поправка.

Поправка за переход от нормального сечения к геодезической линии на ГДП не вводится ввиду ее малости при тех длинах сторон, которые имеют плановые сети полигонов (~10-15 км).

Переход в проекцию Гаусса – Крюгера результатов угловых измерений выполняется стандартным способом [52].

Редуцирование наклонных дальностей D на поверхность референц-эллипсоида осуществляется по формуле [38].

$$D_0 = D_1 \left\{ 1 - \frac{\bar{H}_1 + \bar{H}_2}{2R} + \frac{3\bar{H}_1^2 + 3\bar{H}_2^2 + 2\bar{H}_1\bar{H}_2}{8R^2} - \frac{\zeta_1 + \zeta_2}{2R} \right\} - \zeta_2 - \zeta_1 \operatorname{ctg} \alpha_{12}, \quad (3.18)$$

где D_0 – редуцированное на поверхность референц-эллипсоида значение наклонной дальности;

$$D_1 = \sqrt{D^2 - \zeta_2 - \bar{H}_1 \zeta_1}; \quad R = a \left(1 - \frac{1}{2} e^2 \cos^2 B_m \right);$$

\bar{H} – нормальные высоты конечных точек редуцируемой линии 1-2;

α_{12} – угол наклона линии к горизонту;

a, e – параметры референц-эллипсоида Красовского;

ζ_1, ζ_2 – высоты квазигеоида над референц-эллипсоидом Красовского на конечных точках редуцируемой линии.

Из формулы (3.18) видно, что необходимыми данными для редуцирования наклонных дальностей на эллипсоид являются нормальные высоты \bar{H} и высоты квазигеоида ζ . Так как прогностические полигоны располагаются в основном в горных районах, то точность определения этих высот (из тригонометрического нивелирования \bar{H} , из специальных вычислений для каждой конкретной линии по методике астрономо-гравиметрического нивелирования - ζ) в большинстве случаев практики оказывается недостаточной для того, чтобы обеспечить необходимую точность редуцирования сторон. Это обстоятельство является серьезным препятствием для использования сторон при отдельном уравнивании каждого цикла линейно-угловых измерений на ГДП. Однако если указанные высоты определены с достаточной точностью, то методика отдельного уравнивания каждой эпохи линейно-угловых измерений в плановых сетях на ГДП безусловно имеет право на существование.

Редуцирование линий с эллипсоида на плоскость выполняется по обычной методике [6, 52, 53] и не требует дополнительных комментариев.

При уравнивании по разностям измеренных величин необходимость строгого введения перечисленных редуцированных поправок практически отпадает, и при этом подходе автоматически снимаются ограничения на уравнивание плановых сетей на ГДП как линейно-угловых. Поэтому на практике второй подход определения разностей координат одноименных пунктов сети для получения параметров горизонтальных деформаций имеет значительные преимущества перед первым подходом. Он будет рассмотрен ниже.

3.3.2. Проблема выбора исходных данных при уравнивании плановых сетей на ГДП

Выше при рассмотрении схем плановых построений на прогностических ГДП было рекомендовано проектировать сеть таким образом, чтобы тектонически активный участок территории полигона приходился на среднюю часть сети, а ее крайние пункты хотя бы с двух сторон располагались на стабильных структурах земной коры. При проектировании, конечно же, стараются придерживаться этой рекомендации, основываясь в основном на геолого-сейсмологических данных о строении земной коры в исследуемом районе. Выполняя уравнивание плановых сетей на ГДП, казалось бы, логично в качестве исходных выбрать все пункты, расположенные на стабильных

структурах (пункты 1, 2, 3, 4, 5, 6 на рис. 31), считать их взаимное положение неизменным от эпохи к эпохе и уравнивать сеть как несвободную.

Однако на практике такой вроде бы очевидный подход к выбору исходных данных для уравнивания плановых сетей на ГДП не оправдал себя, так как оказалось, что геолого-сейсмологические данные не могут гарантировать неизменность от эпохи к эпохе взаимного положения исходных пунктов с необходимой для геодезии точностью.

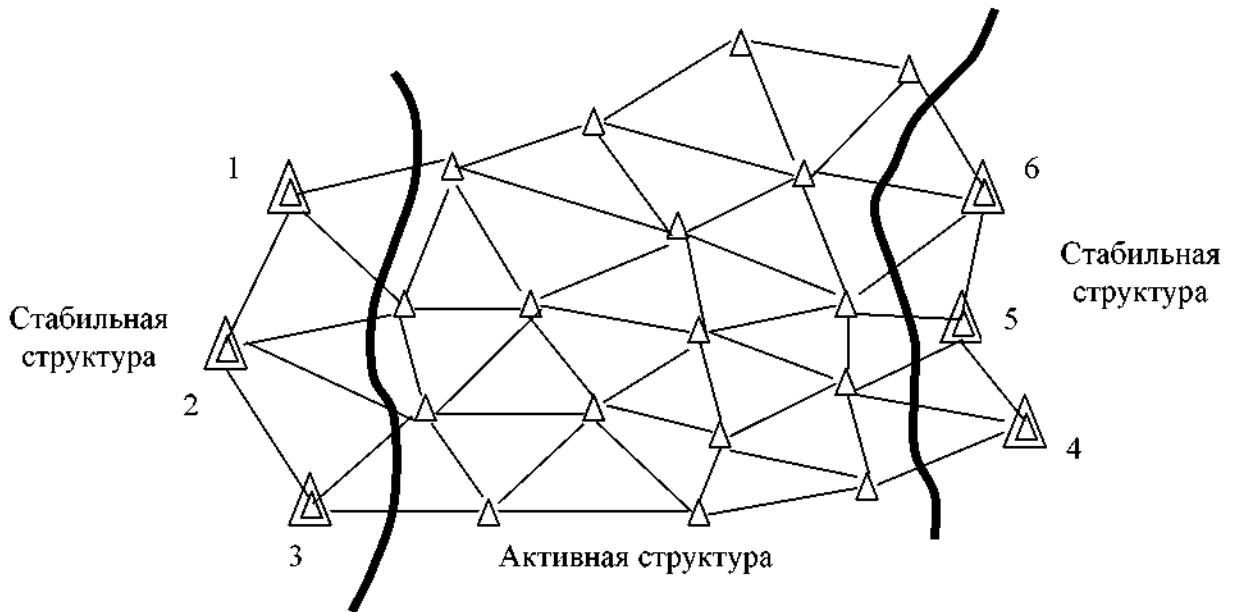


Рис. 31. Выбор исходных пунктов для уравнивания плановой сети на ГДП

Каждый ошибочно выбранный в качестве исходного нестабильный пункт вносит искажения в конечный результат уравнивания по схеме влияния ошибок исходных данных. Чтобы как-то уменьшить вероятность внесения в результаты уравнивания ошибок исходных данных, геодезисты попробовали уравнивать плановые сети на ГДП как свободные в традиционном понимании, т. е. задавая минимально необходимый набор исходных данных: координаты $X_{исх}$, $Y_{исх}$ одного из пунктов сети; исходный дирекционный угол $\alpha_{исх}$; длину исходной стороны $S_{исх}$. При таком подходе вероятность искажения результатов уравнивания из-за фактического изменения во времени взаимного положения исходных пунктов несколько уменьшается, но далеко не до нуля.

Даже при полном отсутствии деформаций земной коры картина расположения векторов горизонтальных смещений центров пунктов на ГДП при уравнивании сети как свободной в традиционном смысле выглядит так, как показано на рис. 32.

Как следует из рис. 32, векторы горизонтальных "смещений" наблюдаются, и их величины возрастают по мере удаления от исходных пунктов. Причина такого расположения векторов горизонтальных смещений, полученных по формулам (43) – (44), общеизвестна и заключается в факте влияния на результаты уравнивания случайных ошибок измерений и ошибок исходных данных. При этом случайные ошибки измерений вызывают искажения уравненных координат пунктов пропорционально $\sqrt{L_i}$, где L_i – расстояние i -того пункта сети в километрах от исходных пунктов, и учитываются в оценке точности при уравнивании по всем используемым на производстве ЭВМ-программам. Таким образом, это влияние не так опасно. Иначе обстоит дело с ошибками исходных данных.

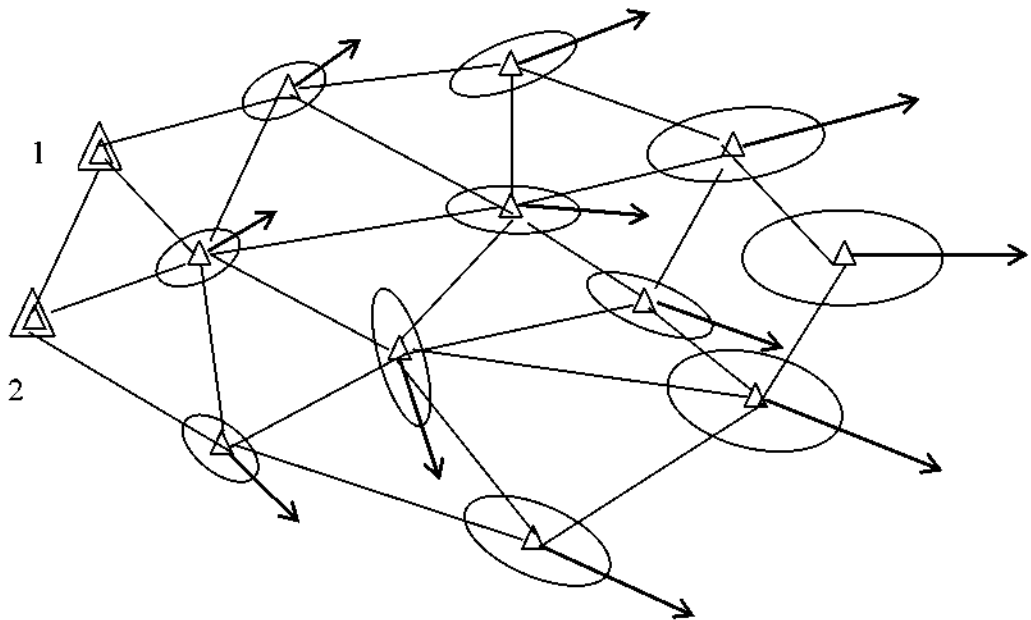



Рис. 32. Схема расположения векторов горизонтальных смещений пунктов плановой сети на ГДП при уравнивании ее как свободной в традиционном смысле:

1, 2 – пункты, принятые при уравнивании за исходные;

 – эллипс погрешностей и вектор горизонтальных смещений.

Опыт показал, что появление ошибок исходных данных при уравнивании плановых сетей на ГДП практически неизбежно и обусловлено двумя причинами:

- погрешностями измерения астрономического азимута, по которому вычисляется дирекционный угол, и базисной стороны;

- изменением во времени взаимного положения исходных пунктов (или длины исходной стороны и ее ориентировки) под влиянием тектонических факторов.

Ошибки исходных данных вызывают искажения уравненных координат пунктов $\div L_i$, где L_i – расстояние в километрах от исходных пунктов, и не учитываются в оценке точности при уравнивании. Поэтому при анализе векторов горизонтальных смещений, полученных по разностям уравненных координат между эпохами, эти искажения могут ошибочно интерпретироваться как деформации земной коры. Таким образом, влияние ошибок исходных данных является чрезвычайно опасным.

Для ослабления влияния ошибок исходных данных на параметры горизонтальных деформаций, найденных из уравнивания плановых сетей на ГДП, к настоящему времени намечено два подхода:

1. Применение метода трансформирования.
2. Уравнивание в нефиксированной системе координат или в системе координат квазистабильных пунктов.

Рассмотрение этих подходов дано в следующих разделах.

3.3.3. Использование метода трансформирования при определении горизонтальных деформаций земной коры

Предложение об использовании метода трансформирования Гельметра – Ризави при определении горизонтальных деформаций земной коры было сделано еще в 1949 году профессором Даниловым [16].

С математической точки зрения указанный метод представляет собой задачу преобразования координат из одной системы в другую. При этом используются следующие известные формулы

$$\left. \begin{aligned} X_i &= a + K_1 x_i - K_2 y_i \\ Y_i &= b + K_1 y_i + K_2 x_i \end{aligned} \right\} \quad (3.19)$$

где x_i, y_i – координаты пунктов в новой системе;

X_i, Y_i – координаты пунктов в старой системе;

a, b, K_1, K_2 – неизвестные параметры трансформирования, из которых a, b – смещения начала новой системы координат относительно старой соответственно по осям X, Y

$$K_1 = m \cos \alpha; \quad K_2 = m \sin \alpha;$$

m – изменение масштаба новой системы координат относительно старой;

α – угол поворота новой системы координат относительно старой.

Поясним это на чертеже (рис. 33)

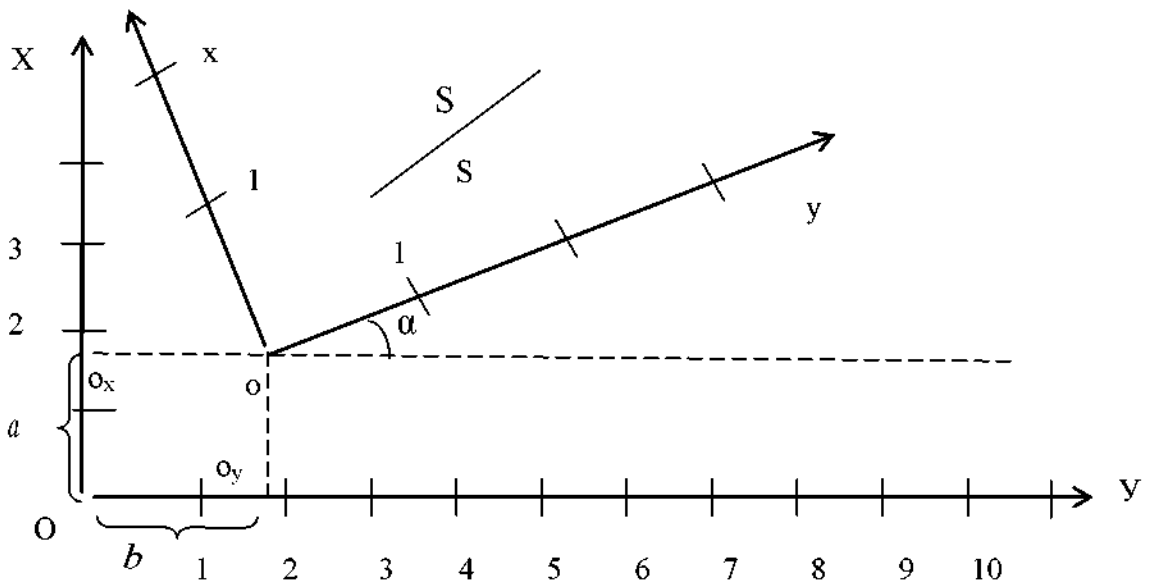


Рис. 33. Преобразование (трансформирование) координат из одной системы в другую: XOY – старая система координат, xoy – новая система координат, $Oo_x = a$ – смещение начала новой системы координат относительно старой по оси X ; $Oo_y = b$ – смещение начала новой системы координат относительно старой по оси Y ; α – угол поворота новой системы координат относительно старой; S – длина отрезка в масштабе старой системы координат; s – длина отрезка в масштабе новой системы координат: $m = \frac{s}{S}$

Обратимся к плановым сетям на ГДП. Как известно, при уравнивании плановых сетей на ГДП исходными служат четыре величины: X_1 , Y_1 , S_{12} , α_{12} (рис. 34).

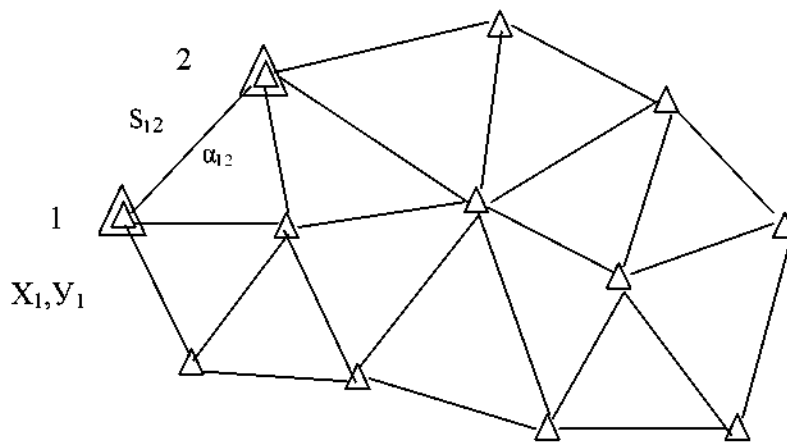


Рис. 34. Схема плановой сети на ГДП

Координаты X_1, Y_1 фиксируют сеть в системе координат; α_{12} задает ее ориентировку; S_{12} – масштаб.

Так как вследствие тектонических движений взаимное положение исходных пунктов 1-2 в течение времени меняется, то во вторую эпоху измерений происходит изменение масштаба сети, изменение ее ориентировки и сдвиг начала координат, которым при решении задачи определения параметров горизонтальных деформаций по разностям уравненных координат в сущности является исходный пункт 1. Учет влияния этих изменений в результатах уравнивания второй эпохи как раз и позволяет произвести метод трансформирования, для чего по формулам (3.19) мы перевычислим координаты второй эпохи, полученные фактически в новой системе координат, в систему координат старой эпохи. Далее параметры горизонтальных деформаций определим по отклонениям этих перевычисленных (трансформированных) координат второй эпохи от координат одноименных пунктов первой эпохи. Так как координаты обеих сравниваемых эпох будут получены в одной системе, то можно ожидать, что влияние ошибок исходных данных на искомые характеристики деформаций будут существенно ослаблены.

Для определения четырех параметров трансформирования, т. е. a, b, K_1, K_2 достаточно иметь координаты лишь двух пунктов сети в старой и новой системах. При большем числе пунктов задача решается по способу наименьших квадратов.

Методика Данилова, впервые применившего метод трансформирования Гельмерта – Ризави для выявления горизонтальных деформаций земной коры, заключается в определении параметров трансформирования по некоторой совокупности стабильных пунктов сети под условием минимума суммы квадратов взаимных уклонений V (или расхождений координат) на этих пунктах при наложении новой сети на старую.

Придерживаясь прежних обозначений, запишем формулы, приведенные в работе Данилова, для вычисления трансформированных координат:

1. Вычисление смещений a и b

$$a = \frac{\sum_{i=1}^r X_i}{r} - \frac{\sum_{i=1}^r x_i}{r}; \quad b = \frac{\sum_{i=1}^r Y_i}{r} - \frac{\sum_{i=1}^r y_i}{r}, \quad (3.20)$$

где r – число стабильных пунктов;

$\sum_{i=1}^r X_i, \sum_{i=1}^r Y_i$ и $\sum_{i=1}^r x_i, \sum_{i=1}^r y_i$ – суммы координат на стабильных пунктах соответственно в старую и новую эпохи измерений.

2. Вычисление редуцированных координат на стабильных пунктах

$$X_{R_i} = X_i - \frac{[K_i \bar{r}]}{r}; \quad x_{R_i} = x_i - \frac{[k_i \bar{r}]}{r} \quad (3.21)$$

$$Y_{R_i} = Y_i - \frac{[l_i \bar{r}]}{r}; \quad y_{R_i} = y_i - \frac{[l_i \bar{r}]}{r}$$

3. Вычисление коэффициентов K_1 и K_2 по редуцированным координатам

$$K_1 - 1 = \frac{[K_{R_i} - x_{R_i}] x_{R_i} \bar{r} + [K_{R_i} - y_{R_i}] y_{R_i} \bar{r}}{[R_{R_i}^2 \bar{r}] + [R_{R_i}^2 \bar{r}]} \quad (3.22)$$

$$K_2 = \frac{[K_{R_i} - y_{R_i}] x_{R_i} \bar{r} - [K_{R_i} - x_{R_i}] y_{R_i} \bar{r}}{[R_{R_i}^2 \bar{r}] + [R_{R_i}^2 \bar{r}]} \quad (3.23)$$

4. Вычисление трансформированных координат

$$\left. \begin{aligned} x'_n &= x_n + a + [K_1 - 1] [x_n - x_0] + K_2 [y_n - y_0] \\ y'_n &= y_n + b + [K_1 - 1] [y_n - y_0] + K_2 [x_n - x_0] \end{aligned} \right\} \quad (3.24)$$

где x'_n, y'_n – окончательные (трансформированные) координаты пунктов плановой сети в новую эпоху; $x_0 = \frac{[k_i \bar{r}]}{r}$; $y_0 = \frac{[l_i \bar{r}]}{r}$; n – номер пункта сети.

Величины векторов горизонтальных смещений R пунктов сети и их направления α_R определяются из выражений

$$R_n = \sqrt{[x'_n - X_n]^2 + [y'_n - Y_n]^2} \quad (3.25)$$

$$\alpha_{R_n} = \arctg \frac{[y'_n - Y_n]}{[x'_n - X_n]} \pm 180^\circ \quad (3.26)$$

Точность трансформирования m_T или точность вставки сети новой эпохи в систему стабильных пунктов сети старой эпохи оценивается по формуле

$$m_r = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^r R_i^2}{r}}, \quad (3.27)$$

где R_i – значения векторов смещений на стабильных пунктах, по координатам которых были определены параметры трансформирования.

Поясним на примере использование формул трансформирования координат по Данилову.

Пусть в сети, показанной на рис. 35, стабильными являются пункты №№ 1, 2, 3, 4, а координаты обеих эпох представлены в виде табл. 8.

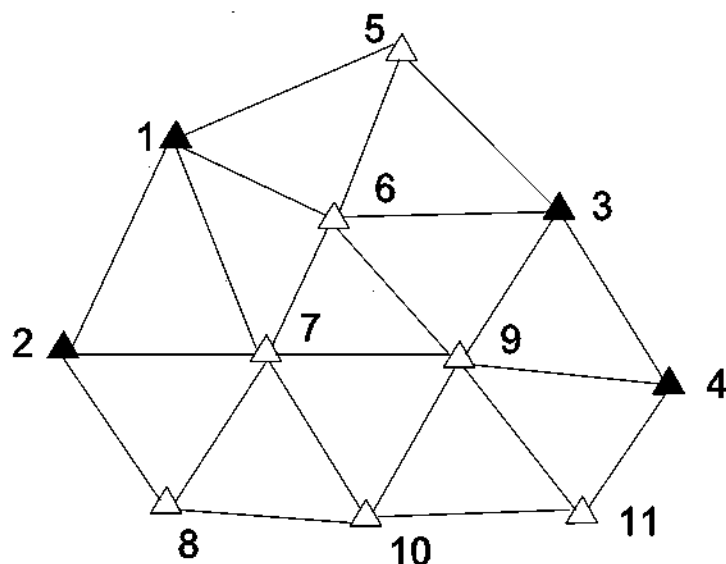


Рис. 35. Иллюстрация к применению формул Данилова:

- ▲ – стабильные пункты
- △ – мобильные пункты

Таблица 8

Данные к сети, изображенной на рис. 35

№№ пунктов	Координаты пунктов			
	Э п о х а 1		Э п о х а 2	
1	X_1	Y_1	x_1	y_1
2	X_2	Y_2	x_2	y_2
3	X_3	Y_3	x_3	y_3
4	X_4	Y_4	x_4	y_4
5
6				
7				
8				
9				
10
11	X_{11}	Y_{11}	x_{11}	y_{11}

Формулы трансформирования для этой сети будут следующими:

1. Вычисление смещений a и b

$$a = \frac{\sum_{i=1}^4 X_i}{4} - \frac{\sum_{i=1}^4 x_i}{4}; \quad b = \frac{\sum_{i=1}^4 Y_i}{4} - \frac{\sum_{i=1}^4 y_i}{4}$$

2. Вычисление редуцированных координат на стабильных пунктах

$$X_{R_i} = X_i - \frac{\sum_{i=1}^4 X_i}{4}; \quad Y_{R_i} = Y_i - \frac{\sum_{i=1}^4 Y_i}{4};$$

$$x_{R_i} = x_i - \frac{\sum_{i=1}^4 x_i}{4}; \quad y_{R_i} = y_i - \frac{\sum_{i=1}^4 y_i}{4}.$$

3. Вычисление коэффициентов K_1 и K_2

$$K_1 - 1 = \frac{\sum_{i=1}^4 (X_{R_i} - x_{R_i}) x_{R_i} + \sum_{i=1}^4 (Y_{R_i} - y_{R_i}) y_{R_i}}{\sum_{i=1}^4 x_{R_i}^2 + \sum_{i=1}^4 y_{R_i}^2};$$

$$K_2 = \frac{\sum_{i=1}^4 (X_{R_i} - y_{R_i}) x_{R_i} - \sum_{i=1}^4 (Y_{R_i} - x_{R_i}) y_{R_i}}{\sum_{i=1}^4 x_{R_i}^2 + \sum_{i=1}^4 y_{R_i}^2}$$

4. Вычисление трансформированных координат x'_n, y'_n , где $n = 1, 2, 3... 11$

$$x'_n = x_n + a + (K_1 - 1) \left(x_n - \frac{\sum_{i=1}^4 x_i}{4} \right) - K_2 \left(y_n - \frac{\sum_{i=1}^4 y_i}{4} \right);$$

$$y'_n = y_n + a + (K_1 - 1) \left(y_n - \frac{\sum_{i=1}^4 y_i}{4} \right) + K_2 \left(x_n - \frac{\sum_{i=1}^4 x_i}{4} \right)$$

5. Вычисление векторов горизонтальных смещений пунктов сети

$$R_n = \sqrt{(X'_n - X_n)^2 + (Y'_n - Y_n)^2},$$

$$\alpha_{R_n} = \arctg \frac{Y'_n - Y_n}{X'_n - X_n} \pm 180^\circ$$

6. Оценка точности трансформирования

$$m_T = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^4 R_i^2}{4}}$$

В методике Данилова первоначальная группа стабильных пунктов выбирается из анализа разностей измеренных величин между эпохами и по геолого-геофизическим признакам. После трансформирования первоначально выбранная группа стабильных пунктов может быть уточнена, а именно: пункты, получившие значительные изменения, исключаются из системы стабильных пунктов и, наоборот, хорошо согласующиеся между собой по координатам сравниваемых эпох пункты могут дополнить исходную стабильную систему.

К сожалению, подход Данилова к выбору системы стабильных пунктов, по которым определяются параметры трансформирования, на практике не всегда оправдывает себя, так как может привести к нескольким фактически равноценным системам стабильных пунктов. При этом параметры трансформирования, полученные по разным системам стабильных пунктов, могут существенно отличаться между собой, что в свою очередь приведет к неоднозначному определению интересующих нас векторов горизонтальных смещений пунктов плановой сети ГДП.

Выход из создавшейся ситуации изложен в работе [47]. Суть его заключается в возможности определения параметров трансформирования на прогностических полигонах по всем пунктам сети, не разделяя их на мобильные и стабильные.

Это связано с тем, что на прогностических полигонах величины горизонтальных смещений земной коры достигают больших значений (дециметров и метров) только в случае расположения полигонов в эпицентральной зоне произошедшего сильного землетрясения. Как известно, сильные землетрясения случаются относительно редко. Поэтому большая часть эпох геодезических измерений на прогностических ГДП выполняется с целью своевременного выявления геодезических предвестников крупных сейсмических событий или средних (аномальных) движений земной коры, величины которых не превышают первые сантиметры. Кроме того, по правилам проектирования таких ГДП (см. пп. 2.4.2.1) их территории должны охватывать не только тектонически активные, но и относительно стабильные структуры. Таким образом, можно констатировать, что на прогностических ГДП в подавляющем большинстве случаев следует ожидать

горизонтальные смещения, не только не превышающие по величине первые сантиметры, но и проявляющиеся не на всей территории полигона, т.е. какие-то пункты сети будут мобильными, а какие-то сохранят свое стабильное положение.

Так как влияние ошибок исходных данных на точность определения координат пунктов из уравнивания подчиняется закономерности ($m_{x,y_i} \div L_i$ км, где L_i – расстояние от исходных пунктов) и достигает значительных величин по мере удаления от исходных данных, то обоснованно ожидать, что при небольшом проценте мобильных пунктов в сети ГДП и незначительных величинах реальных смещений на них параметры трансформирования можно определить по всем пунктам сети, не разделяя их на стабильные и мобильные. Ясно, что для уверенности в обоснованности такого простого подхода в каждом конкретном случае необходимо определить допустимый процент мобильных пунктов от общего числа всех пунктов в сети в зависимости от величин реальных смещений, при котором этими смещениями можно будет пренебречь, не теряя точности конечного результата, т.е. точности определения параметров трансформирования.

Такой расчет рекомендуется выполнить по формуле [47]

$$\frac{m}{n} \leq 0,11 \frac{\sum_{i=1}^n \frac{(X_i^2 + Y_i^2) W_i^2}{n}}{R^2 \frac{\sum_{i=1}^m (X_i^2 + Y_i^2)}{m}}, \quad (3.28)$$

где m – число мобильных пунктов; n – число всех пунктов в сети; X, Y – координаты пунктов; R – средняя величина реальных (вызванных тектоническими причинами) смещений на мобильных пунктах; W – "смещения", вызванные ошибками исходных данных и случайными погрешностями измерений.

Расчеты по формуле (3.28), выполненные для плановых сетей Камчатских ГДП, состоящих в среднем из 25 пунктов, показали, что ввиду малости величин реальных смещений на прогностических полигонах (< 5 см) определение параметров трансформирования по всем пунктам сети является более надежным, чем нахождение этих параметров согласно методике Данилова, т.е. по ограниченной совокупности стабильных пунктов. Однако совершенно очевидно, что если повторные геодезические измерения на ГДП выполнены с целью регистрации последствий сильных землетрясений, то вычисление параметров трансформирования не может быть выполнено по всем пунктам сети, т.е. здесь подход Данилова становится определяющим.

3.3.4. Уравнивание плановых сетей на ГДП в нефиксированной системе координат

Уравнивание плановых сетей на ГДП в нефиксированной системе координат, т.е. без исходных пунктов, подобно методу трансформирования ослабляет влияние ошибок исходных данных на координаты пунктов, а, следовательно, и на параметры горизонтальных деформаций земной коры, вычисляемые по разностям уравненных координат между эпохами. Оно основано на использовании теории уравнивания *свободных сетей* [31, 32, 54, 65, 67, 68] в нетрадиционном понимании этого выражения, т.е. сетей с недостаточным количеством исходных данных, необходимых для установления масштаба, ориентировки и положения сети относительно начала координат.

При отсутствии исходных или фиксированных координат сеть в зависимости от вида имеет определенное количество свободных или недостающих для определения ее местоположения в двумерной системе координат элементов. В случае триангуляции число свободных элементов при уравнивании без исходных пунктов равно 4 (2 перемещения или фиксация сети относительно начала координат по осям x , y ; ориентировка и масштаб), в случае линейно-угловых и трилатерационных построений – 3 (2 перемещения и ориентировка). Масштаб в линейно-угловых и трилатерационных сетях задается измеренными сторонами. В силу наличия свободных элементов система нормальных уравнений при уравнивании сети параметрическим способом вида

$$A^T P A X = A^T P L, \quad (3.29)$$

где X – m – мерный вектор неизвестных параметров (поправок к приближенным координатам);

A – матрица коэффициентов при неизвестных размером $n \times m$;

P – матрица весов;

L – n – мерный вектор наблюдений

имеет вырожденную матрицу коэффициентов $A^T P A = N$ с дефектом $d = m - r$, равным числу свободных элементов сети, где r – ранг матрицы. Данное обстоятельство приводит к получению смещенных оценок параметров.

Традиционный способ освобождения от вырожденности матрицы N и смещенности оценок заключается в фиксации отдельных элементов сети, т.е. в принятии их при уравнивании за "твердые". Однако такой подход,

как было сказано выше, при уравнивании плановых сетей на ГДП неизбежно приводит к проблеме ошибок исходных данных.

Другой путь устранения ранговой недостаточности в системе уравнений (3.29) заключается в использовании теории уравнивания свободных сетей [54], согласно которой система нормальных уравнений решается под двумя условиями: традиционным $V^T P V = \min$ и дополнительным $X^T X = \min$. Подключение к уравниванию дополнительного условия приводит к единственному решению, соответствующему псевдообратной матрице N^+

$$X = -N^+L, \quad (3.30)$$

где $N^+ = (A^T P A)^+$.

В этом случае получаются несмещенные оценки параметров и наилучшие характеристики точности положения пунктов относительно принятой системы отсчета, которая задается известными координатами пунктов сети. При обработке плановых сетей на ГДП координатная система с началом в точке $(X_{cp.}, Y_{cp.})$ задается координатами пунктов сети полигона, полученными из строгого уравнивания начальной эпохи измерений традиционным способом, т.е. с исходными пунктами.

Существующие алгоритмы уравнивания свободных сетей отличаются в основном методами нахождения матрицы N^+ . Так, например, в работах [64, 66, 71] она определяется из выражения

$$N^+ = (N + R^T R)^{-1} - R^T (R \cdot R^T R \cdot R^T)^{-1} R, \quad (3.31)$$

где для линейно-угловых сетей

$$R = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 1 & 0 & \dots & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & \dots & 0 & 1 \\ -Y_1 & X_1 & -Y_2 & X_2 & \dots & -Y_m & X_m \end{vmatrix} \quad (3.32)$$

и для угловых

$$R = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 1 & 0 & \dots & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & \dots & 0 & 1 \\ X_1 & Y_1 & X_2 & Y_2 & \dots & X_m & Y_m \\ -Y_1 & X_1 & -Y_2 & X_2 & \dots & -Y_m & X_m \end{vmatrix} \quad (3.33)$$

В работе [14] N^+ получается при помощи спектрального разложения матриц, которое, как известно, приводит к наиболее устойчивому решению [15]

$$N^+ = \sum_{i=1}^r \lambda_i^{-1} Z_i Z_i^T \quad (3.34)$$

где λ_i – упорядоченные по невозрастанию собственные значения матрицы N с соответствующими им собственными векторами Z_i .

Указанные отличия в определении псевдообратной матрицы относятся к области математики: если математические условия соблюдены (величины коэффициентов N и A уравновешены), то результаты определения N^+ по различным способам будут одинаковы.

Как видно из (3.33), R совпадает с транспонированной матрицей трансформирования. В работе [56] показано, что решение $X = N^+L$ при нахождении N^+ по формуле (3.31) является решением аффинного трансформирования. *Поэтому привлечение аппарата псевдообратных матриц к задаче определения горизонтальной составляющей современных тектонических движений из уравнительных вычислений следует рассматривать не как качественно новый подход, а как решение известной задачи трансформирования с использованием более совершенного математического аппарата.* Исходя из этого, можно сказать, что сделанный в предыдущем параграфе вывод о возможности пренебрежения при определенных условиях реальными смещениями в рассматриваемом случае будет также справедлив. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Таким образом, уравнивая отдельно каждую эпоху геодезических измерений на ГДП без исходных данных по правилам теории уравнивания свободных сетей, получим координаты обеих сравниваемых эпох в единой отсчетной системе. Поэтому есть основания ожидать, что вычисленные по разностям этих координат векторы горизонтальных смещений будут, по крайней мере, не менее достоверны, чем значения этих же векторов, найденные с привлечением метода трансформирования. Кроме того, применение метода трансформирования предполагает наличие координат двух циклов измерений, полученных из отдельного уравнивания каждого цикла (эпохи), а уравнивание в нефиксированной системе координат возможно и по разностям измерений между эпохами, что уже является большим преимуществом перед методом трансформирования.

3.3.5. Совместное уравнивание двух циклов измерений (уравнивание по разностям)

При решении задач, связанных с изучением деформационных процессов, нас интересуют не сами координаты пунктов контролирующих построений, а их изменения между повторными циклами измерений. В п. 3.2 говорилось, что эти изменения можно получить либо из отдельного уравнивания каждой эпохи геодезических измерений, либо из уравнивания разностей непосредственно измеренных элементов сети, минуя промежу-

точные этапы вычисления координат. Последнее предложение было впервые высказано А.А. Изотовым в статье, опубликованной в 1963 г. [21] и реализовано в ЭВМ-программах URAR ЦНИИГАиК и Geodelta М.Д. Герасименко, составленной по заявке ПО "Дальаэрогеодезия" и внедренной в геодезическое производство.

Вектор наблюдений в этих программах представлен разностями горизонтальных направлений, наклонных дальностей и дирекционных углов (если они есть). Каждое уравнение поправок для разностей двух эпох составляется по правилу: уравнение поправок второй эпохи минус уравнение поправок первой эпохи. Нормальные уравнения записываются в виде

$$N\delta x + L = 0, \quad (3.35)$$

где δx – вектор разностей координат двух эпох;

N – матрица коэффициентов нормальных уравнений;

L – матрица свободных членов.

Решение уравнения (3.35) в программе URAR ЦНИИГАиК находится традиционным способом через обратную матрицу N

$$\delta x = -N^{-1}L \quad (3.36)$$

В этом случае остается открытым вопрос влияния ошибок исходных данных на векторы горизонтальных смещений, так как применение метода трансформирования для уменьшения этого влияния становится проблематичным.

Программа Geodelta позволяет получить кроме решения (3.36) решение через псевдообратную матрицу N^+ , т.е. с использованием теории уравнивания свободных сетей, описанной ранее

$$\delta x = -N^+L \quad (3.37)$$

N^+ определяется методом спектрального разложения. Решение (3.37) кроме условия

$$V^T P V = \min \quad (3.38)$$

подчиняется также требованию

$$\delta x^T \delta x = \min \quad (3.39)$$

где V – вектор поправок к результатам измерений;

P – весовая матрица измерений.

Для оценки точности в программе Geodelta применяется общеизвестная методика, основанная на использовании корреляционной матрицы уравненных разностей координат

$$K_{\delta x} = \mu_0^2 N^+, \quad (3.40)$$

где μ_0 – средняя квадратическая ошибка единицы веса, полученная из уравнивания.

Координатная система, в которой оцениваются параметры (разности координат), а, следовательно, и векторы горизонтальных смещений, задается координатами, полученными из строгого уравнивания сети начальной эпохи геодезических измерений в фиксированной системе координат, т. е. с достаточным числом исходных данных. Решение получается относительно точек X_{cp}, Y_{cp}

$$\text{где } X_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}, \quad Y_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}.$$

X_i, Y_i – координаты начальной эпохи, полученные из строгого уравнивания в фиксированной системе координат;

n – число пунктов сети.

Некоторым недостатком такой обработки повторных геодезических измерений является то, что решение находится под условием

$$\delta x^T \delta x = \min,$$

так как это условие накладывает ограничения и на реальные смещения мобильных пунктов, что не совсем корректно. В строгом смысле из-за необходимости выполнения условия (3.39) матрица N^+ должна определяться только по стабильным пунктам и решение находится относительно центра тяжести стабильных пунктов. Поэтому здесь, как и при использовании метода трансформирования, встает проблема выбора системы стабильных пунктов. Если пойти по пути выбора системы стабильных пунктов, то совместное уравнивание двух эпох геодезических измерений в плановых сетях на ГДП рекомендуется выполнять в два этапа, что предусмотрено в программе Geodelta.

1 этап:

а) уравнивать сеть без исходных пунктов и найти решение относительно центра всей сети, т.е. относительно координат X_{cp}, Y_{cp} , найденных как среднее из координат *всех пунктов сети*.

б) сформировать систему стабильных пунктов по критерию $R_i \leq 2m_{Ri}$, где R_i – векторы смещений, полученные из уравнивания в пункте (а); m_{Ri} – средняя квадратическая ошибка вектора смещений.

2 этап:

а) выполнить уравнивание без исходных пунктов и найти решение относительно центра координат стабильных пунктов. В этом случае псевдообратная матрица N^+ определяется только по стабильным пунктам, выбранным в пункте (б) 1-го этапа.

Однако, как показали теоретические и практические исследования [47], в большинстве случаев практики, исключая только периоды измерений после сильных землетрясений, при обработке плановых сетей на ГДП можно ограничиться пунктом (а) 1-го этапа.

В заключение отметим, что методика уравнивания плановых сетей на ГДП в нефиксированной исходными пунктами системе координат по разностям измеренных элементов сети позволяет существенно повысить точность определения разностей координат между эпохами, а, значит, и точность вычисления параметров горизонтальных деформаций, по сравнению с отдельным уравниванием каждой эпохи геодезических измерений традиционным способом с дальнейшим трансформированием координат. Это объясняется тем, что кроме значительного сокращения объема вычислений методика уравнивания по разностям позволяет:

- исключить ошибки редуцирования сторон на поверхность относимости;
- ослабить влияние систематических ошибок измерений на результаты уравнивания;
- ослабить влияние ошибок, допущенных при введении поправок за уклонения отвесных линий в результаты угловых измерений.

При уравнивании по разностям измеренных элементов сети на ГДП всегда имеют дело с линейно-угловыми построениями. Поэтому чрезвычайно важно правильно установить соотношение весов угловых и линейных измерений, что вызывает необходимость получения достоверной оценки точности каждого вида этих измерений. Далее этот вопрос будет освещен подробнее.

3.3.6. Оценка точности измерений в линейно-угловой сети

В плановых сетях на ГДП, как правило, измеряются все стороны и углы треугольников. Достоверность оценки точности угловых измерений по формуле Ферреро (3.41) не вызывает сомнений, и эта формула широко используется на практике

$$m_{\beta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n W_i^2}{3n}}, \quad (3.41)$$

где m_β – СКО измеренного угла; W_i – невязка треугольника; n – число треугольников в сети.

Однако оценить точность линейных измерений несколько сложнее, чем угловых, так как линейной невязки в треугольнике не образуется. Поэтому обычно при уравнивании точность линейных измерений задают, исходя из характеристики точности используемого светодальномера, приведенной в паспорте прибора. Анализ результатов линейных измерений, выполненных, например, такими светодальномерами, как СГ-3 и "Кварц", показывает, что фактическая точность этих измерений часто оказывается выше, чем паспортные характеристики точности измерения линий данными приборами.

Для повышения достоверности оценки точности линейных измерений, выполненных в линейно-угловых сетях, ЦНИИГАиК предлагает [38] методику оценки точности измерения сторон, основанную на сопоставлении измеренных и вычисленных по сторонам треугольников углов. Суть этой методики заключается в следующем.

Пусть в треугольнике 1-2-3, изображенном на рис. 36, в двух циклах наблюдений измерены все углы и стороны.

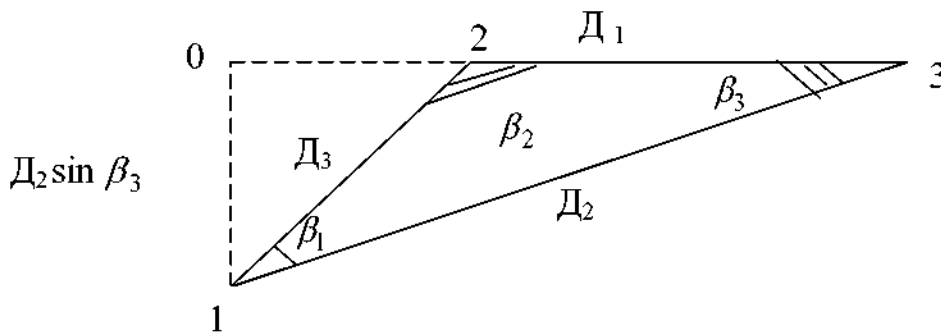


Рис. 36. Треугольник линейно-угловой сети ГДП

Обозначим разности измеренных углов между сравниваемыми циклами через $\Delta\beta_i$, а разности вычисленных по сторонам углов через $\overline{\Delta\beta_i}$. Последние могут быть найдены с помощью соотношения

$$\overline{\Delta\beta_1} = \frac{\rho''}{D_2 \sin \beta_2} (\Delta D_1 - \Delta D_3 \cos \beta_2 - \Delta D_2 \cos \beta_3), \quad (3.42)$$

вытекающего из решения построения, изображенного на рис. 36.

Здесь $\Delta D_1, \Delta D_2, \Delta D_3$ – разности измеренных сторон треугольника сети между эпохами; β_1 – угол, для которого вычисляется его изменение $\overline{\Delta\beta_1}$; β_2 – угол, примыкающий к левому направлению; β_3 – к правому; $\rho'' = 206265''$.

Точность вычисления $\overline{\Delta\beta}$ зависит от формы треугольника и от характера средних квадратических ошибок измерения сторон.

Покажем это, дифференцируя формулу (3.42) и переходя к средним квадратическим ошибкам

$$\overline{m_{\Delta\beta_1}} = \frac{\rho''}{D_2 \sin \beta_3} \sqrt{m_{\Delta D_1}^2 + \cos^2 \beta_2 m_{\Delta D_3}^2 + \cos^2 \beta_3 m_{\Delta D_2}^2} \quad (3.43)$$

Для коротких сторон (до 3 км) средняя квадратическая ошибка измерения в сравниваемых циклах не зависит от их длины. Поэтому $m_{\Delta D_1} = m_{\Delta D_2} = m_{\Delta D_3} = m_{\Delta D}$, а формула (3.43) переписывается в виде

$$\overline{m_{\Delta\beta_1}} = \frac{\rho'' \cdot m_{\Delta D}}{D_2 \sin \beta_3} \sqrt{1 + \cos^2 \beta_2 + \cos^2 \beta_3} = A \cdot m_{\Delta D}, \quad (3.44)$$

где $m_{\Delta D}$ – средняя квадратическая ошибка разностей длин одноименных сторон. Она складывается из ошибок линейных измерений в каждом из сравниваемых циклов, т. е. $m_{\Delta D} = \sqrt{m_{D_1}^2 + m_{D_2}^2}$, где T_1, T_2 – обозначения сравниваемых циклов.

Если $m_{\Delta D}$ выразить в сантиметрах, а $\overline{m_{\Delta\beta}}$ оставить в угловых секундах, что удобно для практического использования, то множитель A будет иметь вид

$$A = \frac{206265'' \sqrt{1 + \cos^2 \beta_2 + \cos^2 \beta_3}}{D_2 (\text{см}) \cdot 10^5 \cdot \sin \beta_3} = \frac{2''063 \sqrt{1 + \cos^2 \beta_2 + \cos^2 \beta_3}}{D_2 (\text{см}) \sin \beta_3} \quad (3.45)$$

Для равностороннего треугольника со сторонами D и $\beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = 60^\circ$ имеем $A = \frac{2''92}{D (\text{см})}$.

На прогностических ГДП длины сторон составляют (10-15) км, и они, как правило, измеряются с одинаковой относительной ошибкой, т.е. $\frac{m_{\Delta D}}{D} = const$. Выведем формулу для $\overline{m_{\Delta\beta}}$, касающуюся этого случая. Исходной для данного вывода опять будет формула (3.43).

Обратимся вновь к рис. 33 и выразим катет $O1$, входящий в выражение (3.43) как $D_2 \sin \beta_3$, через стороны D_1 и D_2 . Из рисунка видно, что

$$01 = D_2 \sin \beta_3 = D_3 \sin \beta_2 = \frac{D_1 \sin \beta_3 \sin \beta_2}{\sin \beta_1} \quad (3.46)$$

Далее, подставляя (3.46) в (3.43), получим

$$\overline{m}_{\Delta\beta_1} = \rho'' \sqrt{\frac{m_{\Delta D_1}^2 \cdot \sin^2 \beta_1}{D_1^2 \sin^2 \beta_3 \sin^2 \beta_2} + \frac{m_{\Delta D_3}^2 \cos^2 \beta_2}{D_3^2 \sin^2 \beta_2} + \frac{m_{\Delta D_2}^2 \cos^2 \beta_3}{D_2^2 \sin^2 \beta_3}} \quad (3.47)$$

Учитывая, что $\frac{m_{\Delta D_1}}{D_1} = \frac{m_{\Delta D_2}}{D_2} = \frac{m_{\Delta D_3}}{D_3} = \frac{m_{\Delta D}}{D} = \text{const}$, запишем

$$\overline{m}_{\Delta\beta_1} = \rho'' \cdot \frac{m_{\Delta D}}{D} \sqrt{\frac{\sin^2 \beta_1}{\sin^2 \beta_3 \sin^2 \beta_2} + \text{ctg}^2 \beta_2 + \text{ctg}^2 \beta_3} \quad (3.48)$$

Так как

$$\sin \beta_1 = \sin (80^\circ - \beta_2 + \beta_3) \approx \sin \beta_2 + \beta_3 \approx \sin \beta_2 \cos \beta_1 + \cos \beta_2 \cdot \sin \beta_1, \quad (3.49)$$

то, подставив (3.49) в (3.48) и выполнив очевидные преобразования, получим

$$\overline{m}_{\Delta\beta_1} = \rho'' \frac{m_{\Delta D}}{D} \sqrt{2 \text{ctg}^2 \beta_2 + 2 \text{ctg} \beta_2 \cdot \text{ctg} \beta_3 + 2 \text{ctg}^2 \beta_3} \quad (3.50)$$

Обозначив $\frac{m_{\Delta D}}{D}$ через $\mu \cdot 10^{-6}$ и вынося $\sqrt{2}$ за скобку, запишем в

окончательном виде

$$\overline{m}_{\Delta\beta_1} = 0''292 \sqrt{\text{ctg}^2 \beta_2 + \text{ctg} \beta_2 \text{ctg} \beta_3 + \text{ctg}^2 \beta_3} \cdot \mu = B \cdot \mu, \quad (3.51)$$

где

$$B = 0''292 \sqrt{\text{ctg}^2 \beta_2 + \text{ctg} \beta_2 \text{ctg} \beta_3 + \text{ctg}^2 \beta_3} \quad (3.52)$$

Ясно, что для равностороннего треугольника $B = 0''292$. В (3.51) μ – коэффициент, характеризующий относительную ошибку определения разностей сторон между циклами.

Разности измеренных углов между сравниваемыми циклами $\Delta\beta_i$ и разности вычисленных по сторонам углов $\overline{\Delta\beta}_i$ при их согласованности в пределах возможных ошибок измерений отражают происшедшие в линейно-угловой сети деформации. Их разности $\delta\beta_i = \beta_i - \overline{\Delta\beta}_i$ свободны от влияния этих деформаций и будут отличаться от нуля только за счет ошибок, с которыми они получены, т.е. за счет суммарных ошибок угловых и линейных измерений в сравниваемые эпохи. Поэтому разности $\delta\beta_i$ могут быть использованы для оценки точности выполненных линейных измерений, так как из них можно вычесть ошибку измерения горизонтальных углов, которая достаточно надежно оценивается по невязкам треугольников (формула Ферреро – 3.41).

Обозначим средние квадратические ошибки разностей $\delta\beta_i$ через σ_i . Ошибки σ_i складываются из ошибок $m_{\Delta\beta}$ угловых измерений величин $\Delta\beta_i$ и ошибок $\overline{m_{\Delta\beta}}$ величин $\overline{\Delta\beta_i}$, вычисленных по результатам линейных измерений. Так как $m_{\Delta\beta}$ и $\overline{m_{\Delta\beta}}$ взаимно независимы, то будем иметь

$$\sigma_i^2 = m_{\Delta\beta}^2 + \overline{m_{\Delta\beta}}^2 \quad (3.53)$$

В (3.53) $m_{\Delta\beta} = m_{\beta_{T_1}}^2 + m_{\beta_{T_2}}^2$, где $m_{\beta_{T_1}}, m_{\beta_{T_2}}$ – средние квадратические ошибки измеренных углов в каждом из сравниваемых циклов T_1 и T_2 , найденные по формуле (3.41).

Раскрыв $\overline{m_{\Delta\beta}}$ по одной из формул (3.44) или (3.51) (например, по последней из них, отвечающей наиболее часто встречаемому на практике случаю), будем иметь

$$\sigma_i^2 = m_{\Delta\beta}^2 + B_i^2 \mu^2 \quad (3.54)$$

В (3.54) первое из слагаемых является постоянной, заранее известной величиной; второе слагаемое при фиксированной точности линейных измерений μ существенно зависит от формы каждого конкретного треугольника. Следовательно, в общем случае дисперсии σ_i^2 будут различны и индивидуальны для каждой разности $\delta\beta_i$. Другими словами, имеющаяся в нашем распоряжении выборка величин $\delta\beta_i$ неравноточна и с этим нужно считаться при ее использовании для получения обоснованных выводов. С достаточным основанием такую выборку можно рассматривать как объединение случайных величин, подчиняющихся нормальным законам распределения с нулевыми математическими ожиданиями, но с различными дисперсиями. Для дальнейшего существенно, что все эти дисперсии являются функциями одного неизвестного параметра μ . В результате задача оценки дисперсий сводится к определению этого параметра. Его удобно искать, применяя метод наибольшего правдоподобия. Функция правдоподобия, т.е. вероятность совместного появления имеющегося набора величин $\delta\beta_i$, при сделанных допущениях равна

$$L = \frac{1}{\left(\sqrt{2\pi}^n \prod \sigma_i\right)} \exp\left(-\sum_1^n \frac{\delta\beta_i^2}{2\sigma_i^2}\right) \quad (3.55)$$

где $\prod \sigma_i$ – произведение дисперсий всех анализируемых разностей $\delta\beta_i$ (общим числом n).

В соответствии с теорией метода в качестве решения должны быть взяты те значения σ_i , которые соответствуют максимуму функции L . При этом нужно учесть зависимость σ_i от μ .

Переходя к логарифмической функции правдоподобия

$$\ln L = -n \ln(2\pi) - \sum_1^n \ln \sigma_i - \sum_1^n \frac{\beta_i^2}{2\sigma_i^2} \quad (3.56)$$

и находя ее экстремум по переменной μ по правилу дифференцирования сложной функции, получим

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \mu} = \frac{\partial}{\partial \sigma_i} \cdot \frac{\partial \sigma_i}{\partial \mu} = -\sum_1^n \frac{1}{\sigma_i} \cdot \frac{B_i^2}{\sigma_i} + \sum_1^n \frac{\beta_i^2}{\sigma_i^3} \cdot \frac{B_i^2}{\sigma_i} = 0 \quad (3.57)$$

или окончательно

$$\sum_1^n \left(\frac{B_i^2}{\sigma_i} \cdot \left(\frac{\beta_i^2}{\sigma_i^2} - 1 \right) \right) = 0 \quad (3.58)$$

С учетом (3.54) запишем

$$\sum_1^n \left(\frac{B_i^2}{m_{\Delta\beta}^2 + B_i^2 \mu^2} \cdot \left(\frac{\beta_i^2}{m_{\Delta\beta}^2 + B_i^2 \mu^2} - 1 \right) \right) = 0 \quad (3.59)$$

Левая часть полученного уравнения (3.59) является функцией интересующего нас параметра μ . Аналитическое решение уравнения невозможно, но оно легко может быть решено численно.

Алгоритм решения достаточно очевиден: при некотором исходном значении $\mu = \mu_0$ вычисляется левая часть уравнения (3.59); далее вычисления циклически повторяются с заданным шагом $\Delta\mu$ в направлении уменьшения абсолютной величины результата и прекращаются при первом изменении знака функции. Искомое значение μ лежит между двумя его последними значениями. При достаточно малом шаге $\Delta\mu$ за окончательное значение μ можно взять среднее из этих двух значений.

Обычно точность линейных измерений на ГДП бывшего Союза составляет величину порядка $1 \cdot 10^{-6}$. Поэтому удобно μ_0 принять равным 1,0 или 1,5, а шаг $\Delta\mu = 0,1$. Шаг $\Delta\mu = 0,1$ удобен тем, что позволяет с требуемой точностью выбрать μ без какой-либо интерполяции.

Изложенная процедура позволяет определить безразмерный параметр μ , характеризующий относительную ошибку линейных измерений. При коротких сторонах, когда средняя квадратическая ошибка не зависит от длины измеряемой линии и, следовательно, $\overline{m_{\Delta\beta}}$ вычисляется по формуле (3.44), искомым параметром в аналогичной процедуре будет величина $m_{\Delta l}$. Результат будет получаться в сантиметрах. В качестве исходного значения $m_{\Delta l}$ и шага его изменения можно выбрать 0,5 см и 0,1 см.

Таким образом, изложенная методика ЦНИИГАиК дает возможность по разностям угловых и линейных измерений в двух сравниваемых циклах достаточно надежно оценить точность линейных измерений.

Нетрудно видеть, что эту методику можно применять также и для оценки точности линейных измерений, выполненных совместно с угловыми *в единичном цикле*. Это становится понятным, если обратить внимание на то, что в данном случае в качестве $\Delta\beta_i$ могут быть взяты разности измеренных углов и их точных значений

$$\Delta\beta_i = \beta_i - \beta_{точ.} \quad (3.60)$$

и аналогично для $\overline{\Delta\beta_i}$

$$\overline{\Delta\beta_i} = \overline{\beta_i} - \beta_{точ.} \quad (3.61)$$

где $\overline{\beta_i}$ – значение горизонтального угла, вычисленное по измеренным линиям.

Отсюда

$$\Delta\beta_i - \overline{\Delta\beta_i} = \beta_i - \overline{\beta_i} \quad (3.62)$$

Таким образом, исходными данными здесь будут разности измеренных и вычисленных по линиям горизонтальных углов. Соответствующие коэффициенты А и В должны вычисляться по тем же формулам, что и ранее. Искомые величины m_d и μ будут определять точность линейных измерений единичного цикла (в предыдущем случае точность разностей длин линий между сравниваемыми циклами).

Нужно особо подчеркнуть, что в последнем варианте оценки точности линейных измерений правильный результат будет получен только тогда, когда в угловые и линейные измерения введены все необходимые редукции для перехода на поверхность относимости. В первом варианте такого жесткого требования не возникало.

3.3.7. Построение схем векторов горизонтальных смещений пунктов плановых сетей на ГДП. Достоинства и недостатки векторных схем

Векторные схемы в плановых сетях на ГДП строятся по материалам уравнивания. Так для построения векторных схем в результате уравнивания по программе Geodelta на печать выдаются следующие величины:

№ пункта	Разности координат, см	Параметры эллипса погрешностей, см
1	$\Delta X = -3,0$ $\Delta Y = +4,0$	$a = 2,1$ (большая полуось) $b = 1,6$ (малая полуось) $\alpha = 30,0^\circ$

По указанным величинам в системе координат сети строится вектор смещений (рис. 37). Масштаб для вектора выбирается таким образом, чтобы общая схема векторов горизонтальных смещений пунктов для всей сети была наглядной и хорошо читаемой.

Эллипс погрешностей строится в масштабе вектора. Направление большой полуоси эллипса погрешностей откладывается от направления оси X (направление на север).

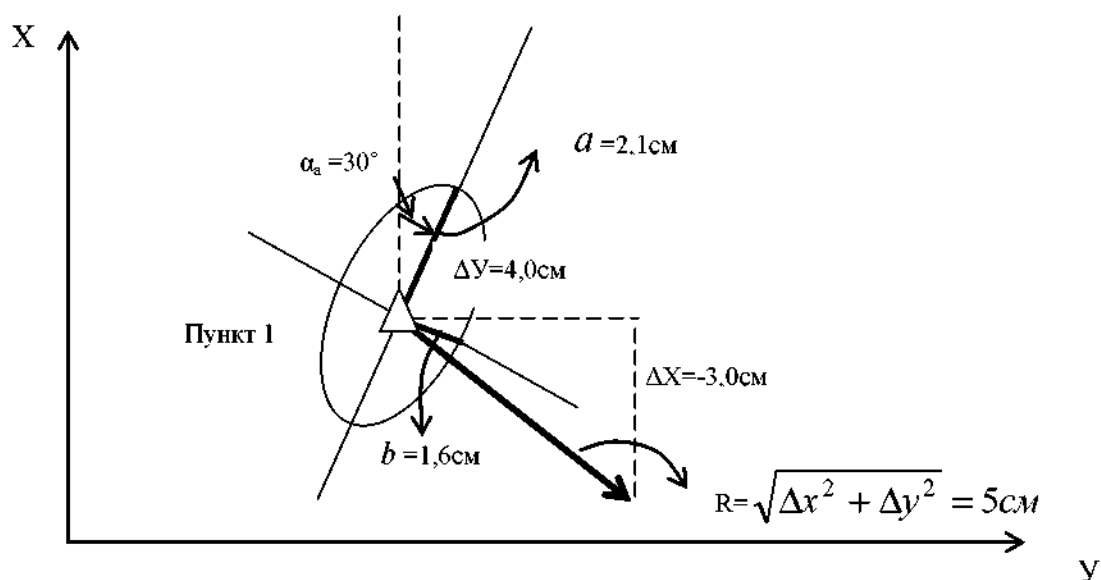



Рис. 37. Пример построения вектора горизонтального смещения пункта № 1

Масштаб вектора  (см)

Пример векторной схемы для ГДП приведен на рис. 38.

Достоинства и недостатки векторных схем

К *достоинствам* векторных схем следует отнести простоту их построения, наглядность и информативность. Они оказываются полезными при изучении тектонических разломов и установлении взаимных перемещений отдельных блоков земной коры.

Основным *недостатком* векторных схем является их относительность, т.е. зависимость векторов горизонтальных смещений от выбранной системы координат, исходных данных и систем стабильных пунктов. Это часто приводит к сложности сопоставления векторных схем не только для различных ГДП, но и для различных периодов одного и того же ГДП.

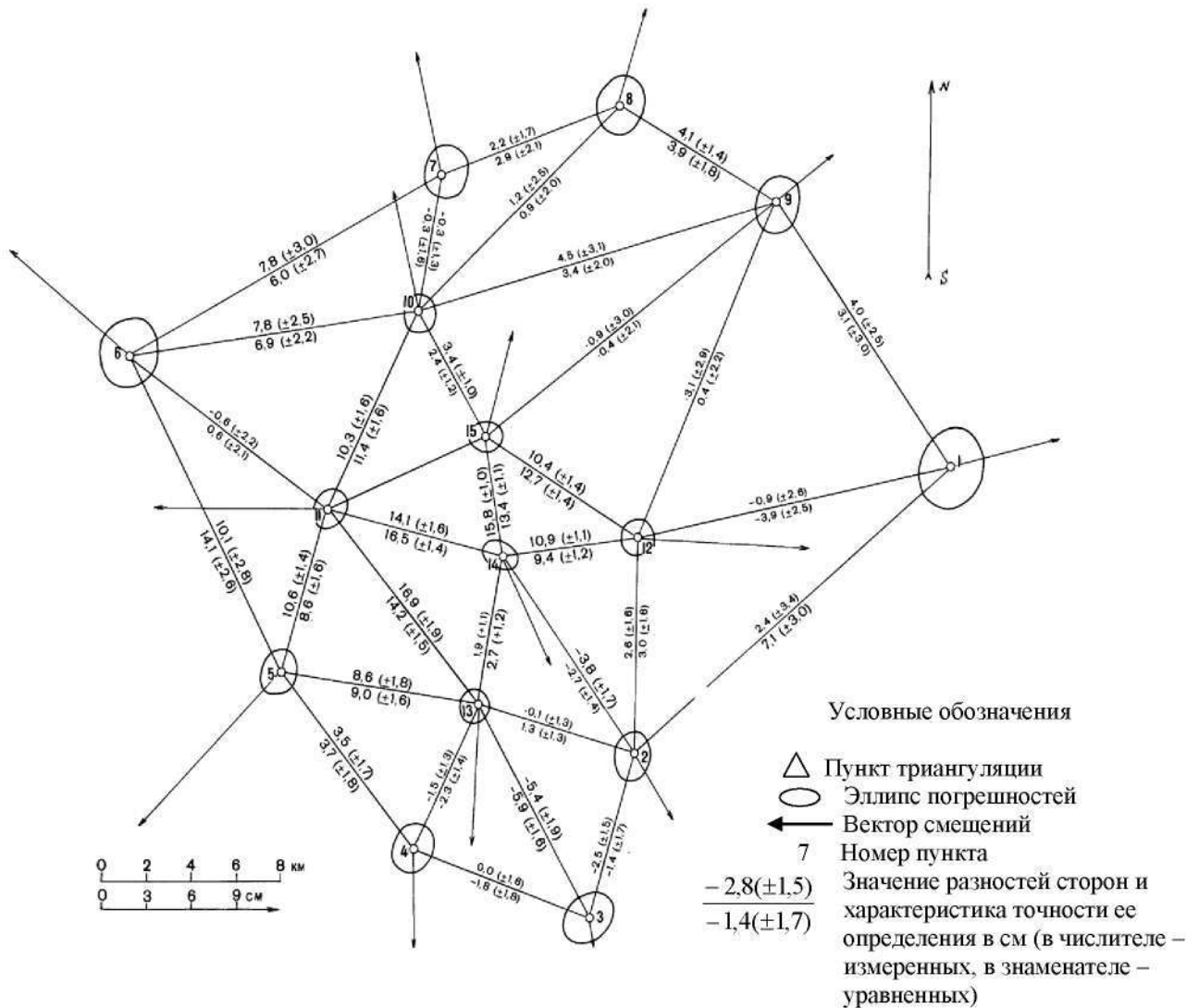


Рис. 38. Схема векторов горизонтальных движений пунктов и разностей сторон на Крымском ГДП за период 1975 – 1988 гг.

3.3.8. Применение теории деформации при анализе результатов геодезических исследований современных движений земной коры

Недостаток векторных схем, связанный с зависимостью векторов горизонтальных смещений пунктов от точки отсчета, заставил геодезистов искать дополнительные формы представления результатов повторных геодезических измерений на ГДП. Так как центры геодезических пунктов жестко связаны с земной поверхностью, то было высказано предположение, что изменение их взаимного положения с течением времени вызвано, прежде всего, деформациями этой поверхности. Поэтому при анализе результатов повторных геодезических измерений на ГДП представилось логичным применить методы дифференциального описания деформации сплошной среды, используемые в теории упругости, которые позволяют получить инвариантные или не зависящие от системы отсчета характеристики деформаций.

Впервые методика определения двумерных деформаций по геодезическим данным на основе теории упругости была разработана в конце 20-х годов XX столетия японскими геодезистами и в дальнейшем развита в работах Франка [60], Н.П. Есикова [18, 19], В.А. Шульмана [50], В.К. Кучая и др.

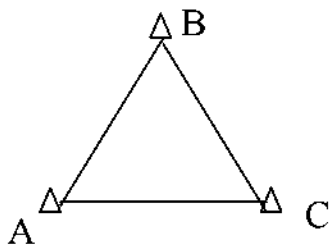
Методика основана на предположении о существовании непрерывно меняющегося во времени поля деформаций земной коры и ее поверхностной части, согласно которому каждой точке земной поверхности ставится в соответствие относящийся к определенному моменту времени тензор деформаций, получаемый по геодезическим данным о современных движениях.

Метод определения инвариантных характеристик современных движений земной поверхности по данным повторных геодезических измерений наиболее подробно разработан Н.П. Есиковым [19]. Теоретической базой для его разработки послужил принцип Коши – Гельмгольца [1], согласно которому тектонические движения рассматриваются как суперпозиция (результатирующий эффект) трех основных видов движения: параллельного переноса участков земной коры, вращения этих участков как абсолютно твердых тел и чистой деформации.

Техническим аппаратом служит метод конечных элементов [20, 37], в качестве которых применяются треугольники геодезической сети. При решении предполагается, что деформация в пределах каждого конечного

элемента является однородной, т.е. смещения точек земной поверхности являются линейными функциями координат. При выполнении этого условия степень деформированности участка земной поверхности, охваченного треугольником геодезической сети (или конечным элементом), полностью характеризуется следующими величинами, называемыми *компонентами деформации*:

1. **Дилатация Q** , под которой понимают относительное изменение площади конечного элемента (треугольника сети).



Если обозначим через S_1 площадь ΔABC в первую эпоху измерений, а через S_2 площадь ΔABC во вторую эпоху измерений, то

$$Q = \frac{S_2 - S_1}{S_1} \quad (3.63)$$

Как следует из формулы (3.63), дилатация Q является безразмерной величиной. Обычно она выражается в единицах $10^{-5} - 10^{-6}$ и может быть как положительной, так и отрицательной.

Значение дилатации относится к центру треугольника геодезической сети. На схеме ее показывают в виде изолиний.

Пример схемы распределения дилатации на Карымском геодинамическом полигоне показан на рис. 39.

2. Направления максимального φ_{E1} и минимального φ_{E2} растяжений. Максимальное $E1$ и минимальное $E2$ растяжения.

Согласно теории деформации любой участок поверхности, находящийся в состоянии однородного деформирования, характеризуется двумя взаимно перпендикулярными направлениями, деформации по которым экстремальны. Эти направления называются направлениями максимального φ_{E1} и минимального φ_{E2} растяжений.

Для уяснения этого понятия представим, что мы растягиваем кусок прямоугольной резины в направлении AB (рис. 40). Стрелками на рисунке показаны направления действия силы. Ясно, что резина будет максимально растягиваться в направлении приложения усилий, т. е. в направлении AB .

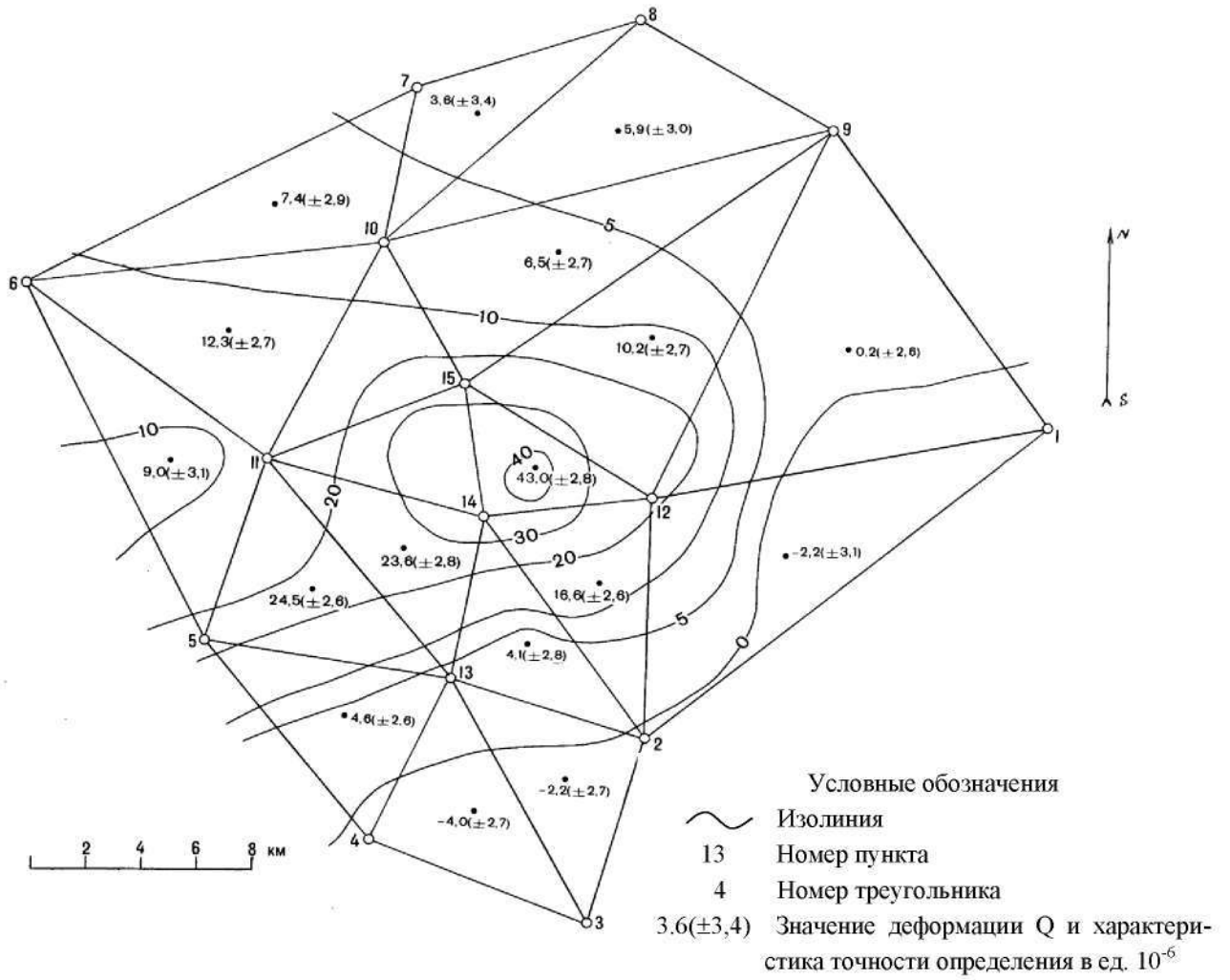


Рис. 39. Схема распределения дилатации Q на Крымском ГДП за период 1975 - 1988 гг.

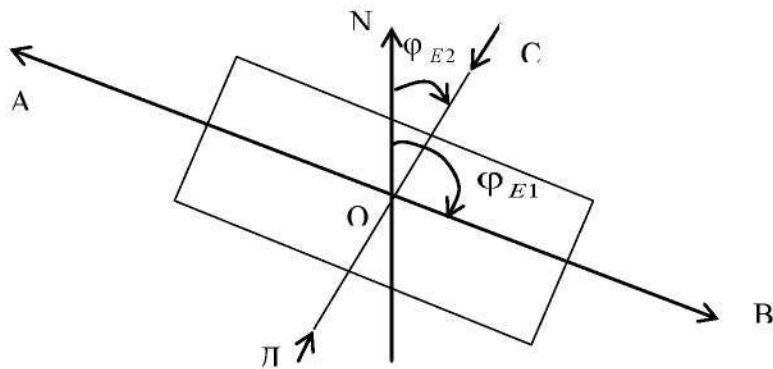


Рис. 40. Пример, иллюстрирующий два взаимно перпендикулярных направления φ_{E1} , φ_{E2} с экстремальными значениями деформаций.

Если обозначим через ON направление на север, то $\varphi_{E1} = \angle NOB + 180 \cdot n$, где $n = 0, 1$, будет направлением максимального растяжения. В направлении CD, перпендикулярном направлению AB, резина будет минимально растягиваться (в нашем случае сжиматься). Направление $\varphi_{E2} = \varphi_{E1} - 90^\circ = \angle NOC + 180 \cdot n$, где $n = 0, 1$, называется направлением минимального растяжения.

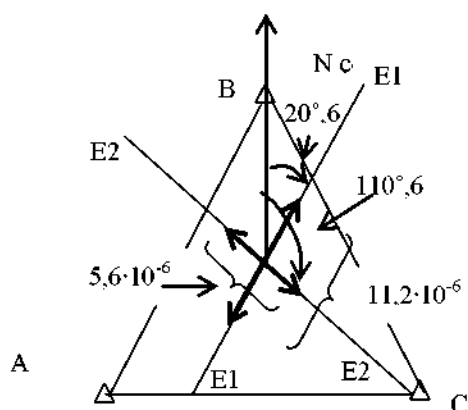
Величина деформации в направлении φ_{E1} называется максимальным растяжением и обозначается E1; деформация в направлении φ_{E2} называется минимальным растяжением и обозначается E2. Под максимальным E1 и минимальным E2 растяжениями следует понимать относительные изменения длин отрезков во вторую эпоху по сравнению с первой, расположенных соответственно в направлениях φ_{E1} и φ_{E2} . Поэтому E1 и E2 также являются безразмерными величинами и выражаются в ед. 10^{-6} .

Максимальное и минимальное растяжения на схемах показывают следующим образом (рис. 41). Для каждого треугольника сети из вычислений имеют значения φ_{E1} , E1 и E2. Например, для ΔABC , показанного на рис. 41,

$$\varphi_{E1} = 20,6^\circ$$

$$E1 = 11,2 \cdot 10^{-6}$$

$$E2 = 5,6 \cdot 10^{-6}$$



Далее через центр ΔABC проводим направление на север и от него откладываем углы $\varphi_{E1} = 20,6^\circ$ и $\varphi_{E2} = 110,6^\circ$. Затем в выбранном масштабе показываем E1 и E2.

Рис. 41. Иллюстрация к изображению на схеме E1 и E2

Пример распределения максимального и минимального растяжений на территории ГДП дан на рис. 42.

3. Максимальный сдвиг γ_m

Сдвиговой компонент деформации, как правило, обозначается буквой γ_m и характеризует формоизменение конечного элемента (треугольника геодезической сети). Максимальный сдвиг всегда положительный. При нанесении на схему числовая характеристика максимального сдвига также относится к центру треугольника. Подобно дилатации, сдвиг изображается в виде изолиний, проведенных, как правило, через $5 \cdot 10^{-6}$.

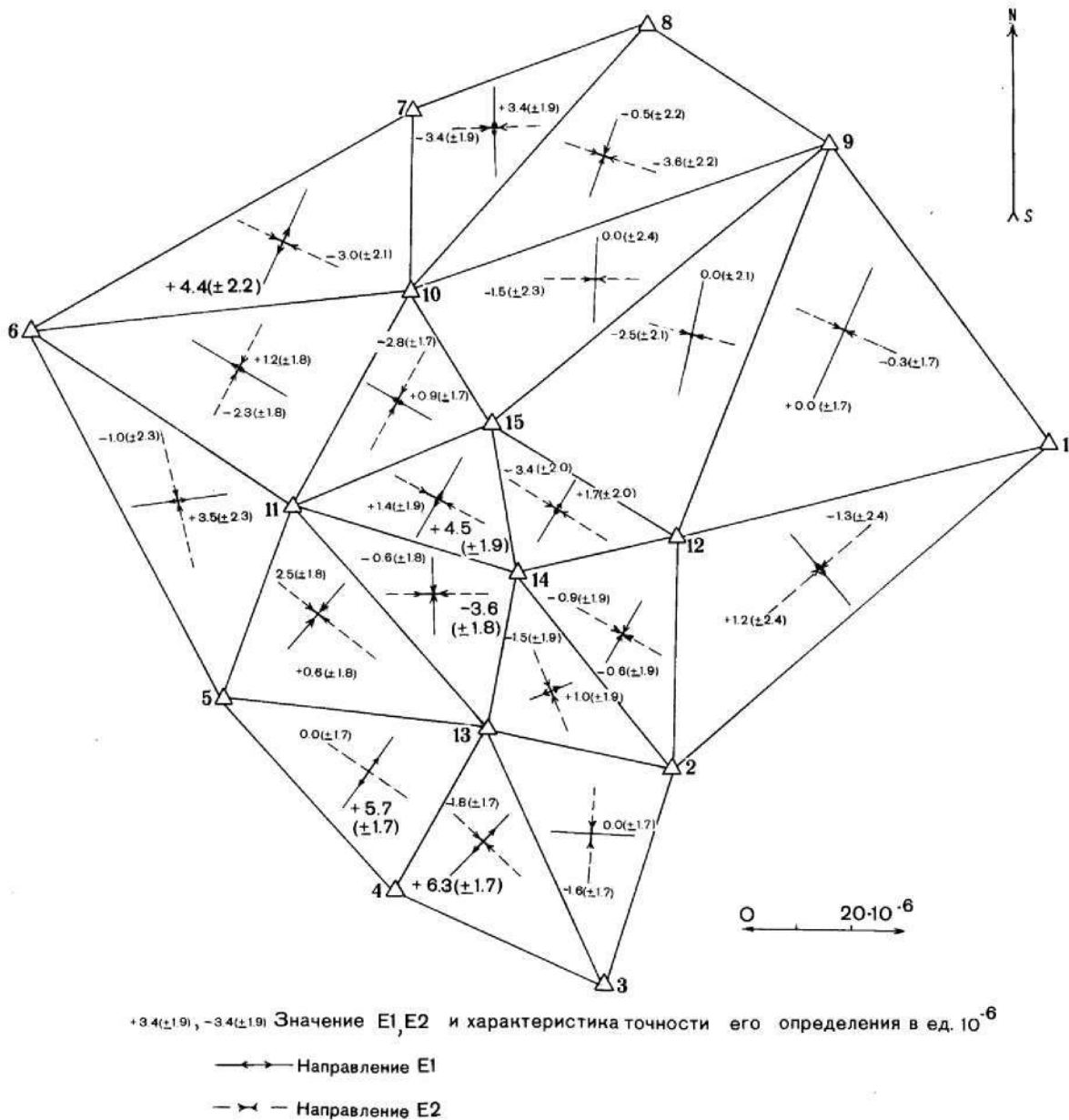


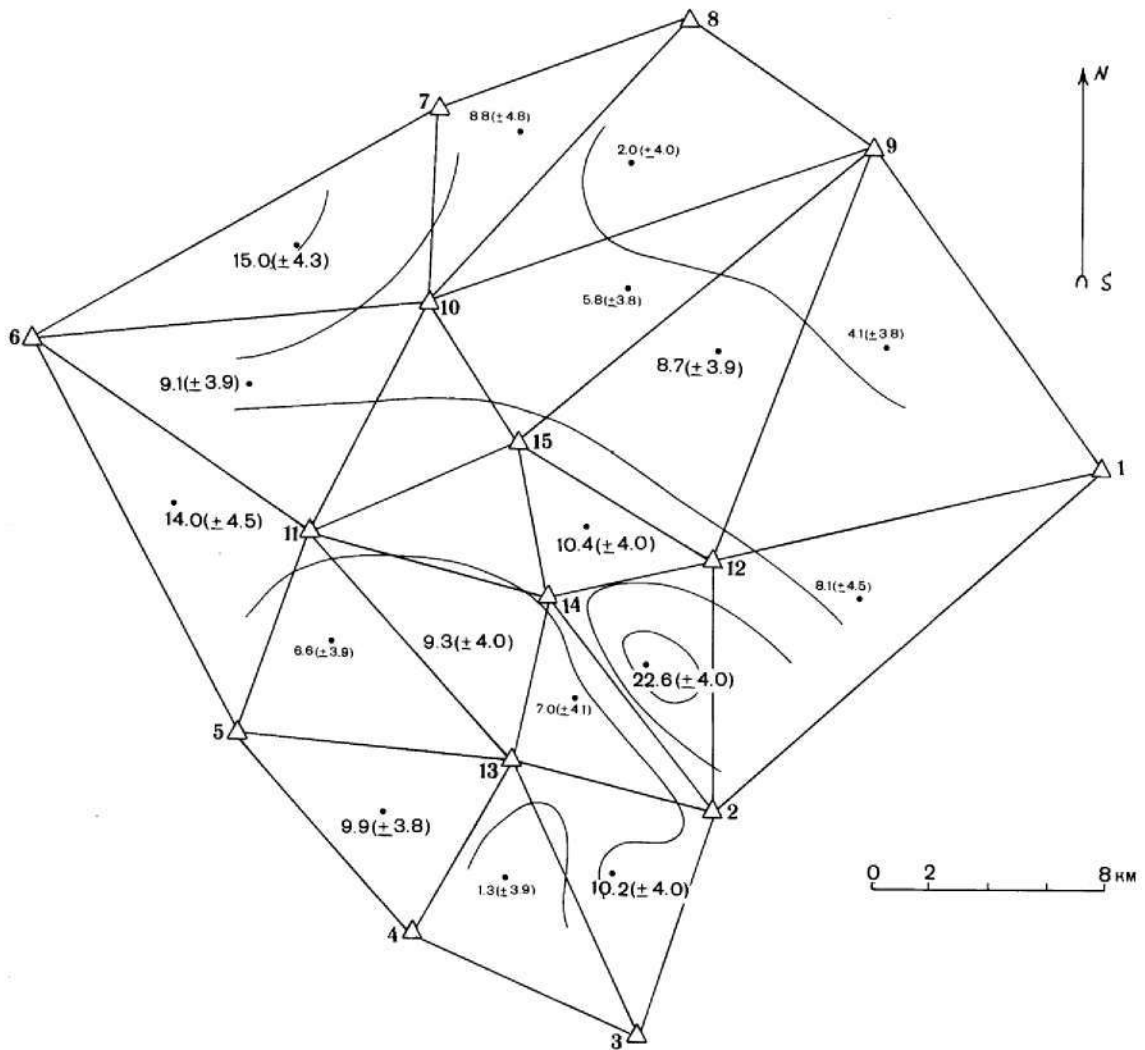
Рис. 42. Распределение максимального и минимального растяжений E_1, E_2 на Карымском полигоне за период 1981 – 1983 гг.

Пример отображения сдвигового компонента на схеме плановой сети ГДП показан на рис. 43.

Точность определения Q, E_1, E_2, γ_m по геодезическим данным составляет примерно $5 \cdot 10^{-6}$, т. е. на современном уровне точности наземных геодезических измерений можно уверенно фиксировать деформации, начиная от 10^{-5} . Повышение точности исходных геодезических данных позволит, соответственно, повысить и точность определения компонентов деформации.

4. Вращение ω

Данный компонент деформации характеризует вращение участка земной коры, охваченного треугольником геодезической сети, как абсолютно твердого тела. Вращение ω , вызванное СДЗК, составляет несколько дуговых секунд. Поэтому современный уровень точности наземных геодезических измерений не позволяет определить его достаточно надежно, в связи с чем вращение ω , вычисленное по результатам повторных геодезических измерений, практически не участвует при интерпретации этих измерений.



+8,8(±4,8) – значение γ_m и характеристика точности его определения в ед. 10^{-6}

— — — — — изолинии

Рис. 43. Распределение максимального сдвига γ_m на Карымском ГДП за период 1975 – 1988 гг.

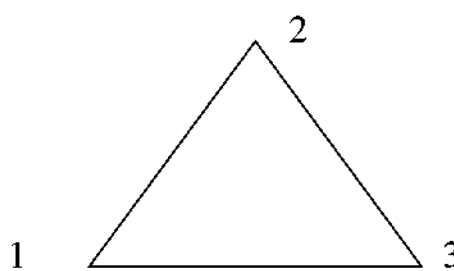
3.3.9. Определение компонентов деформаций для двумерного пространства

Все перечисленные компоненты деформаций – $Q, E_1, E_2, \varphi_{E_1}, \varphi_{E_2}, \gamma_m, \omega$ – могут быть определены по разностям уравненных координат, а также по измеренным величинам. Рассмотрим последовательно каждое определение.

3.3.9.1. Определение компонентов деформаций по разностям уравненных координат

Из геодезических измерений в плановых сетях на ГДП нам известны координаты пунктов X_i, Y_i и их изменения $\Delta X_i, \Delta Y_i$ в последующую эпоху. Принимая в качестве конечного элемента треугольник геодезической сети и с учетом малости величин реальных деформаций земной поверхности ($10^{-4} - 10^{-6}$) рассматривая деформацию в его пределах как однородную, запишем смещения $\Delta X_i, \Delta Y_i$ в виде линейных функций координат X_i, Y_i .

Для каждого отдельного треугольника сети, например, $\Delta 1\ 2\ 3$, можно составить систему из шести линейных уравнений



$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta X_1 = X_1 e_{11} + Y_1 e_{12} + a \\ \Delta Y_1 = X_1 e_{21} + Y_1 e_{22} + b \\ \Delta X_2 = X_2 e_{11} + Y_2 e_{12} + a \\ \Delta Y_2 = X_2 e_{21} + Y_2 e_{22} + b \\ \Delta X_3 = X_3 e_{11} + Y_3 e_{12} + a \\ \Delta Y_3 = X_3 e_{21} + Y_3 e_{22} + b \end{array} \right. \quad (3.64)$$

где a, b – величины поступательного перемещения по осям X, Y .

Из решения этой системы определяется тензор второго ранга на плоскости с матрицей из четырех компонентов, относящийся к центру треугольника

$$|T_{ij}| = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{vmatrix}, \quad (3.65)$$

Различные сочетания компонентов тензора деформаций дают возможность определить искомые компоненты деформации по формулам

$$Q = \frac{e_{11} + e_{22}}{2}, \quad (3.66)$$

$$E1 = Q + \frac{1}{2} \sqrt{\epsilon_{11} - e_{22}}^2 + \epsilon_{12} + e_{21}}^2 \quad (3.67)$$

$$E2 = Q - \frac{1}{2} \sqrt{\epsilon_{11} - e_{22}}^2 + \epsilon_{12} + e_{21}}^2 \quad (3.68)$$

$$\gamma_m = E1 - E2 = \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2}, \quad (3.69)$$

где γ_m – максимальный сдвиг;

$\gamma_1 = \epsilon_{11} - e_{22}$ и $\gamma_2 = \epsilon_{12} + e_{21}$ – компоненты сдвига.

С использованием компонентов сдвига вычисляются направления главных осей деформаций $\varphi_{E1}, \varphi_{E2}$

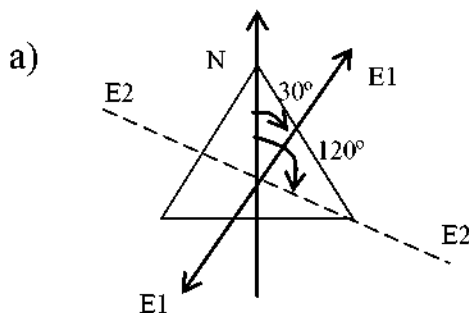
$$\varphi_{E1, E2} = \frac{1}{2} \arctg\left(-\frac{\gamma_2}{\gamma_1}\right) + A^0 \quad (3.70)$$

Для однозначного определения φ руководствуются следующим правилом [38]: если $\gamma_1 > 0$, то $A = 90^\circ$; если $\gamma_1 < 0$, то $A = 0$. Найденное таким образом направление будет направлением максимального растяжения, т. е. φ_{E1} . Исключение составляет случай, когда дилатация отрицательна и по абсолютной величине превосходит γ_m . Здесь определенное по формуле (3.70) направление будет направлением минимального растяжения.

Значение $\varphi_{E1, E2}$, найденное по формуле (3.70), откладывают от направления на север по ходу часовой стрелки, если знак $\varphi_{E1, E2}$ положительный, и против хода часовой стрелки, если знак $\varphi_{E1, E2}$ отрицательный.

Продemonстрируем использование правила вычисления $\varphi_{E1}, \varphi_{E2}$ на числовом примере.

Пусть для треугольника сети получены следующие компоненты деформации и компоненты сдвига:

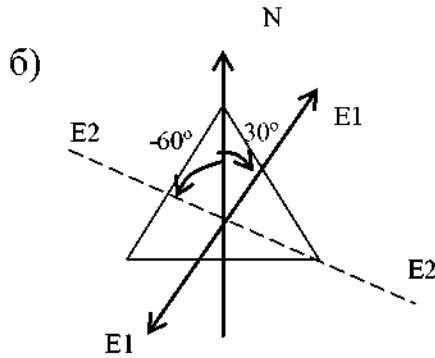


$$\begin{aligned} Q &= 5 \cdot 10^{-6} \\ \gamma_m &= 2 \cdot 10^{-6} \\ \gamma_1 &= 1 \cdot 10^{-6} \\ \gamma_2 &= \sqrt{3} \cdot 10^{-6} \end{aligned}$$

Так как $\gamma_1 > 0$, и $Q > 0$, то $A = 90^\circ$ и по формуле (3.70) определяем

$$\varphi_{E1} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(-\frac{\sqrt{3} \cdot 10^{-6}}{1 \cdot 10^{-6}} \right) + 90^\circ = -60^\circ + 90^\circ = 30^\circ$$

$$\varphi_{E2} = \varphi_{E1} + 90^\circ = 120^\circ$$



$$Q = -5 \cdot 10^{-6}$$

$$\gamma_m = 2 \cdot 10^{-6}$$

$$\gamma_1 = 1 \cdot 10^{-6}$$

$$\gamma_2 = \sqrt{3} \cdot 10^{-6}$$

Так как $\gamma_1 > 0$, а Q отрицательна и по абсолютной величине превосходит γ_m , то $A = 0^\circ$ и по формуле (3.70) определяем φ_{E2}

$$\varphi_{E2} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(-\frac{\sqrt{3} \cdot 10^{-6}}{1 \cdot 10^{-6}} \right) + 0^\circ = -60^\circ$$

$$\varphi_{E1} = -60^\circ + 90^\circ = 30^\circ$$

Вращение принятого конечного элемента как абсолютного твердого тела вычисляется как

$$\omega = \frac{1}{2} \langle e_{12} - e_{21} \rangle \quad (3.71)$$

3.3.9.2. Определение компонентов деформации по непосредственно измеренным величинам

К настоящему времени в литературе можно встретить три группы формул, позволяющие вычислить компоненты деформаций по результатам непосредственных измерений.

1. **Формулы Франка** [60] (триангуляционные) для вычисления главного сдвига γ_m и его компонентов γ_1 и γ_2 , а также направлений главных осей деформации по изменениям двух углов в треугольнике

$$\gamma_1 = \frac{\frac{\delta A''}{\sin A} \cdot \sin \langle \alpha_a + \alpha_c \rangle - \frac{\delta B''}{\sin B} \cdot \sin \langle \alpha_b + \alpha_c \rangle}{\rho'' \sin C} \quad (3.72)$$

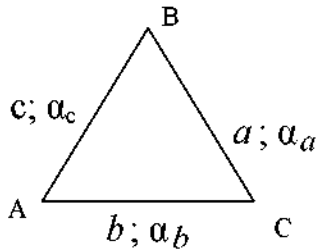
$$\gamma_2 = \frac{\frac{\delta A''}{\sin A} \cdot \cos(\alpha_a + \alpha_c) - \frac{\delta B''}{\sin B} \cos(\alpha_b + \alpha_c)}{\rho'' \sin C} \quad (3.73)$$

$$\gamma_m = \frac{\sqrt{\left(\frac{\delta B''}{\sin B}\right)^2 + \left(\frac{\delta A''}{\sin A}\right)^2 + 2 \frac{\delta B''}{\sin B} \cdot \frac{\delta A''}{\sin A} \cdot \cos C}}{\rho \sin C} \quad (3.74)$$

$$\varphi_{E1} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(\frac{\frac{\delta A''}{\sin A} \cdot \cos(\alpha_a + \alpha_c) - \frac{\delta B''}{\sin B} \cdot \cos(\alpha_b + \alpha_c)}{\frac{\delta A''}{\sin A} \cdot \sin(\alpha_a + \alpha_c) - \frac{\delta B''}{\sin B} \cdot \sin(\alpha_b + \alpha_c)} \right) \quad (3.75)$$

$$\varphi_{E2} = \varphi_{E1} + 90^\circ$$

Формулы (3.72) – (3.75) записаны для ΔABC со следующими обозначениями:



$A, B, C, \delta A'', \delta B'', \delta C''$ – значения углов в 1-ю эпоху и их изменения во 2-ю эпоху в ΔABC ;

$\alpha_a, \alpha_b, \alpha_c$ – дирекционные углы сторон.

2. Формулы Н.П. Есикова [18] (трилатерационные)

$$Q = \frac{P_2 \cos(\alpha_2 - \alpha_a) \cos(\alpha_2 - \alpha_b) \cos(\alpha_2 - \alpha_c)}{P_1 \cos(\alpha_1 - \alpha_a) \cos(\alpha_1 - \alpha_b) \cos(\alpha_1 - \alpha_c)} - 1 \quad (3.76)$$

$$\gamma_1 = \frac{2\Delta b}{b} - Q - 1, \quad (3.77)$$

$$\gamma_2 = \frac{\left(1 + \frac{\Delta c}{c_1}\right) \left(\frac{b_2^2 + c_2^2 - a_2^2}{2c_2 b_2}\right) - \left(1 + \frac{\Delta b}{b_1}\right) \left(\frac{b_1^2 + c_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1}\right)}{1 - \left(\frac{b_1^2 + c_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1}\right)^2} \quad (3.78)$$

$$\gamma_m = \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \quad (3.79)$$

$$\varphi_{E1} = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\left(1 + \frac{\Delta c}{c_1}\right) \left(\frac{b_2^2 + c_2^2 - a_2^2}{2c_2 b_2}\right) - \left(1 + \frac{\Delta b}{b_1}\right) \left(\frac{b_1^2 + c_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1}\right)}{\left(2 \frac{\Delta b}{b_1} - Q - 1\right) \left(1 - \frac{b_1^2 + c_1^2 - a_1^2}{2c_1 b_1}\right)^{1/2}} \quad (3.80)$$

где $a_1, b_1, c_1, a_2, b_2, c_2, \Delta a, \Delta b, \Delta c$ – стороны треугольника соответственно для первой и второй эпохи и их изменения; P_1, P_2 – полупериметр треугольника в первую и вторую эпохи измерений.

Обозначения компонентов деформаций прежние.

3. Линейно-угловые формулы Шульмана – Шароглазовой [50] для вычисления компонентов деформаций $Q, E1, E2, \gamma_m, \varphi, \omega$ по двум сторонам, углу между ними и их изменениям, согласно которым первые четыре компоненты деформаций совершенно не зависят от системы координат, а две последние зависят от ее ориентировки

$$Q = \left(\frac{\Delta c}{c_1} + \frac{\Delta b}{b_1} + \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1 \right) / 2; \quad (3.81)$$

$$E1 = Q + \frac{\sqrt{K_S^2 + K_\alpha^2}}{2 \sin A_1}, \quad E2 = Q - \frac{\sqrt{K_S^2 + K_\alpha^2}}{2 \sin A_1} \quad (3.82)$$

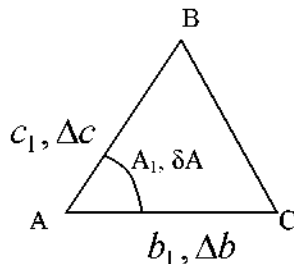
$$\gamma_m = \frac{\sqrt{K_S^2 + K_\alpha^2}}{\sin A_1} \quad (3.83)$$

$$\varphi_{E1} = \alpha_c + \alpha_b + \operatorname{arctg} \left(\frac{K_S}{K_\alpha} \right) \quad (3.84)$$

$$\omega = - \frac{K_S \operatorname{ctg} A_1 + \left(\frac{\Delta \alpha_c''}{\rho''} + \frac{\Delta \alpha_b''}{\rho''} \right)}{2} \quad (3.85)$$

где $b_1, c_1, \Delta b, \Delta c$ – первоначальные значения сторон треугольника и их изменения;

$A_1, \delta A''$ – первоначальное значение угла треугольника и его изменение



$\alpha_c, \alpha_b, \Delta \alpha_c'', \Delta \alpha_b''$ – первоначальные значения дирекционных углов сторон c, b и их изменения;

$$K_S = \frac{\Delta c}{c_1} - \frac{\Delta b}{b_1}; \quad K_\alpha = \frac{\delta A''}{\rho''} \quad (3.86)$$

3.3.10. Оценка точности компонентов деформации

Выше было показано, что компоненты деформации являются функциями либо координат и их изменений, либо непосредственно измеренных величин и их изменений. Поэтому в общем виде формулу для оценки точности компонентов деформации, найденных по независимым параметрам, можно представить следующим образом

$$m_{KD}^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial \langle KD \rangle}{\partial x_i} \right)^2 \cdot m_{x_i}^2, \quad (3.87)$$

где KD – компонент деформации;

m_{KD} – ошибка определения компонента деформации;

m_{x_i} – средняя квадратическая ошибка определения аргументов.

Выведем формулы для оценки точности компонентов деформации для последней группы соотношений, т. е. (3.81) – (3.85).

а) Дилатация Q .

Дифференцируя формулу $Q = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta c}{c_1} - \frac{\Delta b}{b_1} - \frac{\delta A''}{\rho''} \operatorname{ctg} A_1 \right)$ и переходя к средним квадратическим ошибкам, запишем

$$m_Q = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{m_{\Delta c}^2}{c_1^2} + \frac{m_{\Delta b}^2}{b_1^2} + \frac{m_{\delta A}^2}{\rho''^2} \operatorname{ctg}^2 A_1 + \frac{\langle \delta A \rangle^2 m_{A_1}^2}{\rho^4 \sin^4 A_1}} \quad (3.88)$$

Пренебрегая последним членом в формуле (3.88) ввиду малости, запишем окончательно

$$m_Q = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{m_{\Delta c}^2}{c_1^2} + \frac{m_{\Delta b}^2}{b_1^2} + \frac{m_{\delta A}^2}{\rho''^2} \operatorname{ctg}^2 A_1}, \quad (3.89)$$

где $m_{\Delta c}, m_{\Delta b}, m_{\delta A}$ – средние квадратические ошибки определения разностей сторон и углов между эпохами.

б) Максимальный сдвиг γ_m

Дифференцируя формулу $\gamma_m = \frac{\sqrt{K_S^2 + K_\alpha^2}}{\sin A_1}$ и переходя к средним квадратическим ошибкам, будем иметь

$$m_{\gamma_m} = \frac{1}{\sqrt{q} \sin A_1} \sqrt{K_S^2 m_{K_S}^2 + K_\alpha^2 m_{K_\alpha}^2 + \operatorname{ctg}^2 A_1 \cdot q \cdot \frac{m_{A_1}^2}{\rho^2}}, \quad (3.90)$$

где $q = K_S^2 + K_\alpha^2$

С учетом равенств

$$m_{K_S}^2 = \frac{m_{\Delta c}^2}{c_1^2} + \frac{m_{\Delta b}^2}{b_1^2}, \quad m_{K_\alpha}^2 = \frac{m_{\delta A}^2}{\rho^2} \quad (3.91)$$

получим в окончательном виде

$$m_{\gamma_m} = \frac{1}{\sqrt{q} \sin A_1} \sqrt{K_S^2 \left(\frac{m_{\Delta c}^2}{c_1^2} + \frac{m_{\Delta b}^2}{b_1^2} \right) + K_\alpha^2 \frac{m_{\delta A}^2}{\rho^2} + \frac{\text{ctg}^2 A_1 \cdot q}{\rho^2} m_{A_1}^2} \quad (3.92)$$

где m_{A_1} – средняя квадратическая ошибка измерения угла в первую эпоху.

в) Максимальное и минимальное растяжения $E1, E2$

Выразим $E1, E2$ через Q и γ_m

$$E1 = Q + \frac{\gamma_m}{2}, \quad E2 = Q - \frac{\gamma_m}{2} \quad (3.93)$$

Отсюда легко получается следующая формула

$$m_{E1} = m_{E2} = \sqrt{m_Q^2 + 0.25 \cdot m_{\gamma_m}^2} \quad (3.94)$$

г) Направление главной оси деформации максимального растяжения φ_{E1}

Запишем формулу (3.84)

$$\varphi_{E1} = \alpha_c + \alpha_b + \text{arctg} \left(\frac{K_S}{K_\alpha} \right),$$

Продифференцируем ее и перейдем к средним квадратическим ошибкам

$$m_{\varphi_{E1}} = \rho'' \sqrt{\frac{m_{\alpha_c}^2}{\rho^2} + \frac{m_{\alpha_b}^2}{\rho^2} + \frac{1}{\left(K_\alpha^2 + K_S^2 \right)} \left(K_\alpha^2 \cdot m_{K_S}^2 + K_S^2 \cdot m_{K_\alpha}^2 \right)} \quad (3.95)$$

И с учетом равенств (3.91), (3.86) и обозначения $\left(K_\alpha^2 + K_S^2 \right) \frac{A^2}{q} = q$, получим

$$m_{\varphi_{E1}} = \sqrt{m_{\alpha_c}^2 + m_{\alpha_b}^2 + \frac{A^2}{q^2} + \left(\frac{m_{\Delta c}^2}{c^2} + \frac{m_{\Delta b}^2}{b^2} \right) + \frac{K_S^2}{q^2} \cdot m_{\delta A}^2} \quad (3.96)$$

д) Вращение ω

Среднюю квадратическую ошибку m_ω получаем из дифференцирования формулы

$$\omega = - \frac{K_S \cdot \operatorname{ctg} \alpha + \left(\frac{\Delta \alpha_c''}{\rho''} + \frac{\Delta \alpha_b''}{\rho''} \right)}{2}$$

$$m_\omega = \frac{1}{2} \sqrt{\operatorname{ctg}^2 A \left(\frac{m_{\Delta c}^2}{c^2} + \frac{m_{\Delta b}^2}{b^2} \right) \rho'' + \frac{K_S^2}{\sin^4 A} \cdot m_A^2 + m_{\Delta \alpha_c}^2 + m_{\Delta \alpha_b}^2}, \quad (3.97)$$

где m_A – средняя квадратическая ошибка измерения угла в первую эпоху;
 $m_{\Delta \alpha_c}, m_{\Delta \alpha_b}$ – средние квадратические ошибки определения изменений дирекционных углов α_c и α_b .

Анализ приведенных формул по оценке точности компонентов деформаций позволяет сделать следующие выводы:

1. В настоящее время наземными геодезическими методами могут быть реально зафиксированы горизонтальные деформации порядка $1 \cdot 10^{-5}$ и более ($m_\alpha = \pm 0,7''$; $\frac{m_D}{D} = 1,5 \cdot 10^{-6}$).

2. При определении компонентов деформаций по двум сторонам, углу между ними и их изменениям в последующую эпоху в треугольнике (формулы 3.81 – 3.85) при одинаковой точности измерения углов предпочтение следует отдавать углу, ближе всего отстоящему от 90° .

3. Точность определения компонентов деформаций в настоящее время регламентируется, прежде всего, ошибками угловых измерений.

3.3.11. Эффект от трансформирования координат при вычислении компонентов деформации

Как говорилось выше, трансформирование координат пунктов плановой сети ГДП выполняется с целью ослабления влияния ошибок геодезических измерений, складывающихся из ошибок исходных данных и случайных погрешностей измерений, на разности урavnенных координат между эпохами, по которым определяются характеристики деформаций земной поверхности.

Ошибки в разностях координат между эпохами, возникающие в результате переноса начала координат второй эпохи относительно первой, не искажают значения компонентов деформаций. Ошибки в исходных базисе и дирекционном угле оказывают гораздо меньшее влияние [18] на компоненты деформаций, чем на векторы горизонтальных смещений. Причем их действие на компоненты деформаций неодинаково. Так главный сдвиг

(γ_m) совсем не затрагивается ошибками исходных базиса и дирекционного угла, что отражает факт зависимости γ_m только от изменений углов в треугольниках. Дилатация (Q) и значения максимального и минимального растяжений (E1 и E2) несут в себе постоянную, не зависящую от удаленности от исходных пунктов ошибку, равную $\pm \frac{2\Delta b_0}{b_0}$, где b_0 и Δb_0 – исходный базис и неучтенное изменение его в последующую эпоху, а вращение (ω) и направления главных деформаций ($\varphi_{E1}, \varphi_{E2}$) – постоянную ошибку от неучтенного изменения исходного дирекционного угла ($\Delta\alpha''_0$), равную $\frac{\Delta\alpha''_0}{\rho''}$.

Так как сущность метода трансформирования заключается в выполнении линейных преобразований координат, в результате которых масштаб и ориентировка сети второй эпохи приводятся к первой эпохе, то следует ожидать, что вышеприведенные выводы о действии изменений исходных базиса и дирекционного угла сети на компоненты деформации окажутся справедливыми при анализе компонентов деформаций, вычисленных по трансформированным координатам. Следовательно, значения деформаций сдвига, найденные как по трансформированным, так по нетрансформированным координатам, будут совпадать между собой, а величины всех остальных компонентов – отличаться от определенных по нетрансформированным координатам на некоторые постоянные величины в соответствии с вышеизложенным свойством компонентов деформации разделять действие ошибок измерений.

Поскольку значения координат, полученные после трансформирования, не являются их истинными значениями, то факт существенно меньшего влияния ошибок исходных данных на компоненты деформации по сравнению с векторами горизонтальных смещений вызывает предположение, что определение компонентов деформаций по трансформированным координатам может ухудшить результаты. Для проверки эффекта от трансформирования координат при вычислении компонентов деформаций были выполнены [47] экспериментальные исследования на примере плановой сети, состоящей из 37 пунктов, в которой задавались различные модели деформаций и моделировались 25 вариантов случайных погрешностей угловых измерений в соответствии с требующейся на ГДП точностью. Компоненты деформации, вычисленные по разностям трансформированных и разностям нетрансформированных координат, сравнивались с их истинными значениями, полученными согласно заданной модели деформации.

Анализ результатов исследований позволил сделать следующие выводы:

1. Как и ожидалось, главный сдвиг γ_m не подвержен влиянию изменения масштаба и ориентировки сети и является абсолютным инвариантом к такому линейному преобразованию как трансформирование Гельмерта – Ризави, а также ошибкам исходных данных. Таким образом, из всех шести компонентов деформаций $(Q, E1, E2, \gamma_m, \varphi_{E1, E2}, \omega)$ главный сдвиг определяется наиболее точно по результатам геодезических измерений, что делает его среди них основным.

2. При отсутствии ошибок исходных данных характеристики точности определения компонентов деформаций, полученных по разностям трансформированных координат, улучшились в 1,2 – 1,9 раза по сравнению с характеристиками точности определения этих компонентов, найденных по разностям нетрансформированных координат. При наличии ошибок исходных данных степень улучшения повысится тем сильнее, чем больше величины этих ошибок. Поэтому в общем случае, если компоненты деформации определяются по разностям уравненных координат, следует пользоваться значениями трансформированных координат или величинами смещений, найденными из уравнивания разностей измеренных величин в нефиксированной системе координат (п. 3.6)

3. Точность определения направлений главных осей деформаций низка ($\sim 50^\circ$) и трансформирование практически не повышает ее.

4. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

4.1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

С запуском в Советском Союзе 4 октября 1957 года первого в мире искусственного спутника Земли (ИСЗ) появилась возможность создавать космические геодезические построения, основанные на наблюдениях ИСЗ. Космическая геодезия стала бурно развиваться как эффективное средство решения традиционных и новых задач геодезической науки, включая и геодинамику.

Наземные геодезические методы оказались неэффективными при определении тектонических деформаций на больших расстояниях (например, при исследовании движений литосферных плит или взаимных перемещений региональных тектонических структур) по таким причинам, как быстрое накопление ошибок по мере удаления от начальных пунктов при измерении этих деформаций с помощью протяженных светодальномерных траверсов, необходимость наличия прямой видимости между соседними пунктами этого траверса, а также высокая стоимость работ. Изучение проявлений крупномасштабной тектонической активности стало возможным с применением космической техники, которая давно используется в геодезии и геофизике для различных целей, но только в последние 20-25 лет появились методы, удовлетворяющие по точности требованиям геодинамических исследований. Они разрабатывались в США, Нидерландах, Германии, Японии и СССР. В США большая часть таких работ проводилась под руководством Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (НАСА) в рамках его геодинамической программы.

При выполнении геодинамических исследований применяют такие методы наблюдений спутниковой геодезии, как *длиннобазисная радиointерферометрия, светолокация или лазерная локация Луны и ИСЗ, спутниковая альтиметрия*, а также *автономные высокоточные методы определения координат* точек земной поверхности, основанные на наблюдениях за спутниками, образующими связанную систему, подобную навигационным системам США NAVSTAR (более известна как GPS – Глобальная сис-

тема определения местоположения) и России ГЛОНАСС (Глобальная навигационная спутниковая система). Первые два метода используют при исследовании глобальных и крупномасштабных геодинамических явлений. Наблюдения за спутниками систем GPS и ГЛОНАСС могут быть успешно применены и при работах на геодинамических полигонах, рассмотренных в главе 2.

Приведем некоторые сведения из спутниковой геодезии об указанных системах и методах.

4.2. ОБЗОР МЕТОДОВ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

4.2.1. Общие сведения

Методы спутниковой геодезии основаны на наблюдениях искусственных спутников Земли, Луны (естественный спутник Земли) и космических летательных аппаратов (КЛА). Теория этих методов изложена в учебниках по космической [3, 22, 29] и теоретической [34, 40] геодезии.

Сведения о практических результатах помещены в ряде научных и научно-технических периодических изданий, включая журнал "Геодезия и картография". Обширная литература по современным спутниковым средствам измерений и результатам геодинамических исследований с использованием этих средств дана в специальных разделах реферативного журнала "Геодезия и аэросъемка".

Наблюдаемые объекты спутниковой геодезии, прежде всего ИСЗ, играют роль либо подвижных визирных целей, на которые выполняются засечки с наземных пунктов, либо носителей высокоточных геодезических координат, т. е. подвижных опорных геодезических пунктов, когда появляется возможность решения обратной задачи по определению координат наземных пунктов по известным координатам спутников.

В первом случае (рис. 44), имея два опорных пункта i_1, i_2 и один определяемый j , с помощью синхронных наблюдений со всех трех пунктов на положения спутника K_1 и K_2 можно определить координаты пункта j . Методика решения обратной задачи, когда координаты наземных пунктов ($i_1, i_2, j \dots$) находятся по известным координатам спутника, также ясна из

рис. 44. В этом случае с каждого определяемого наземного пункта нужно подсечь как минимум два положения спутника и определить координаты наземного пункта по правилу решения обратной засечки. Для контроля и с целью повышения точности нахождения координат наземного пункта число наблюдаемых положений спутника увеличивается.

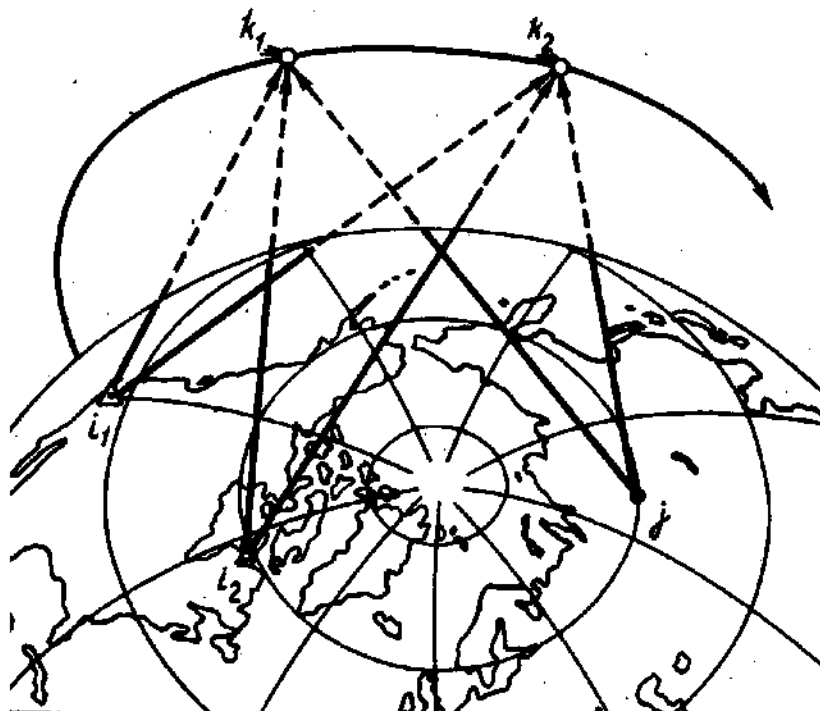


Рис. 44. Пространственная засечка для определения координат наземных пунктов из спутниковых измерений

Ясно, что координаты наземных пунктов будут получены в той системе, в которой известны координаты спутника (геоцентрической, геодезической, топоцентрической и т. д.). Обычно координаты спутника даны в геоцентрической системе или в геодезической WGS84, отличающейся от геоцентрической тем, что за Землю здесь принят общий земной эллипсоид WGS84. Для перевода найденных из спутниковых измерений координат наземных пунктов в местную систему необходимо выполнить соответствующие математические преобразования, основанные на известных формулах перевычисления координат из одной системы в другую.

Изложенные подходы к определению координат наземных пунктов лежат в основе двух методов космической геодезии: *геометрического и динамического*.

4.2.2. Идея геометрического метода

Геометрический метод основан на синхронном фотографировании ИСЗ на фоне звездного неба минимум с двух пунктов поверхности Земли. Такая организация наблюдений позволяет определить направление вектора (стороны), соединяющего эти пункты. Множество таких векторов образует векторную пространственную сеть – *космическую триангуляцию*. Уравнивание и обработка ее дает возможность определять координаты новых пунктов в системе координат опорных.

Достоинство геометрического метода, в котором спутник является очень высокой визирной целью, перемещающейся со значительной скоростью (до нескольких градусов в секунду), заключается в возможности исключить из рассмотрения теорию движения ИСЗ, а вместе с ней такие трудно учитываемые факторы, как возмущения орбит, вызванные аномальным гравитационным полем планеты, сопротивлением атмосферы, притяжением спутника Луной и Солнцем и др.

Однако в геометрическом методе определяются лишь относительные положения новых пунктов, т. е. на практике в системе исходных координат опорных пунктов. При этом вопросы автономного определения координат пунктов и привязки космической триангуляции к центру масс Земли (геоцентрическая система) остаются открытыми. Поэтому крайне полезным оказалось развитие идей динамического метода.

4.2.3. Идея динамического метода

Динамический метод, в противоположность геометрическому, основан на изучении эволюции орбит ИСЗ во времени. Для реализации динамического метода необходимо располагать адекватной моделью движения ИСЗ. Математическая модель движения ИСЗ в инерциальной системе прямоугольных координат записывается в виде системы трех нелинейных дифференциальных уравнений второго порядка. В их правых частях содержатся члены, учитывающие ускорение от всех сил, действующих на ИСЗ в полете. Таким образом, точность результатов, получаемых динамическим методом, в значительной степени зависит от точности учета возмущающих ускорений, вызываемых всеми силами, действующими на ИСЗ.

К ним относятся: сила тяжести, сопротивление атмосферы, притяжение ИСЗ Луной, Солнцем и другими планетами, давление солнечного излучения, а также ряд иных сил, учитываемых сравнительно редко. В самой общей постановке динамического метода предполагается совместное определение координат наземных пунктов, элементов орбит ИСЗ, а также уточнение параметров моделей возмущающих сил, т. е. все эти величины являются неизвестными в системе уравнений. При этом получается своего рода замкнутый круг: для того, чтобы точно проинтегрировать дифференциальные уравнения движения, необходимо заранее знать параметры моделей возмущающих сил, в то же время эти параметры необходимо уточнить в результате применения динамического метода. Выходом из этого положения является применение метода последовательных приближений, в процессе которого закрепляются определенные группы параметров и уточняются другие параметры, которые затем также закрепляются и на их основании уточняются ранее закрепленные параметры и т. д. Этот процесс неизбежно сходится к истинным значениям уточняемых параметров, поскольку непрерывно возрастают точность и состав орбитальных измерений.

Динамический метод космической геодезии позволяет получить положение пунктов в единой для всей планеты системе координат с началом в центре масс Земли и определить гравитационное поле Земли в этой же системе координат. Таким образом, именно совершенствование и развитие динамического метода позволит успешно решить главные задачи геодезии и глобальной геодинамики.

Однако динамический метод намного сложнее геометрического, так как он связан с трудными задачами создания адекватных моделей движений ИСЗ, моделей измерений и моделей сил, действующих на ИСЗ в его орбитальном движении. По мере уточнения моделей сил, действующих на ИСЗ в полете, все большее значение приобретает *орбитальный* метод, который является частным случаем динамического, если предположить, что модели сил, действующих на ИСЗ, построены с необходимой точностью и не уточняются в процессе решения.

В орбитальном методе на основании измерений, выполненных на наземных пунктах или непосредственно со спутника, совместно определяются координаты пунктов и элементы орбит. Наконец, часто полагают, что элементы орбит на моменты измерений также известны. В этом случае неизвестными являются только координаты пунктов, которые и определяют путем обратных пространственных засечек, как было показано выше. Эта процедура получила название *упрощенного орбитального метода*.

4.2.4.Спутниковые системы и аппаратура, применяемые при работах на ГДП

Реализация рассмотренных методов космической геодезии потребовала разработки методов наблюдений ИСЗ и их математической обработки, создания аппаратуры для производства этих наблюдений, а также запуска спутников, технически оснащенных под разработанные методы наблюдений. С целью обеспечения возможности автономного определения координат наземных пунктов были созданы спутниковые системы GPS и ГЛОНАСС, получившие в настоящее время широчайшее распространение при производстве различных видов навигационных и геодезических работ, включая и геодинамические исследования.

Системы GPS и ГЛОНАСС представляют собой созвездия спутников, вращающихся на нескольких орбитальных плоскостях (рис. 45).

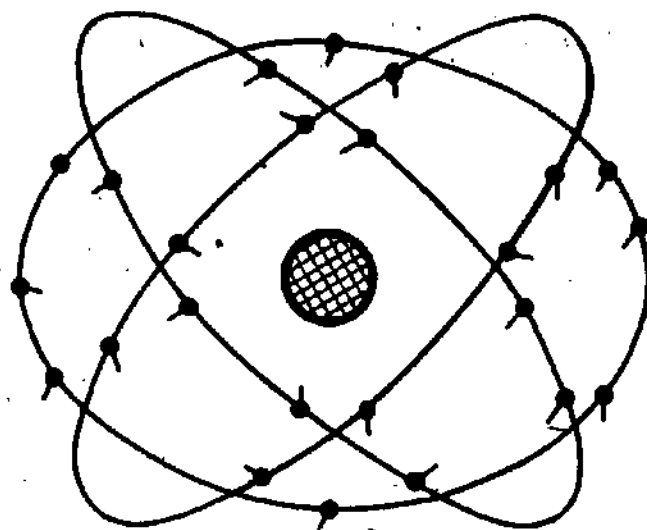


Рис. 45. Система ГЛОНАСС (Россия)

В составе ГЛОНАСС функционируют 21 основной и 3 резервных навигационных спутника. Число орбитальных плоскостей – три. Спутники движутся по круговым орбитам, высота которых над поверхностью Земли равна 19100 км, наклонение $64,8^\circ$.

В состав космического комплекса системы GPS входят не менее 18 спутников (с резервными 24), вращающихся по почти круговым орбитам с высотой 20165 км и периодом обращения 12 часов в шести плоско-

стях (по 3 спутника в каждой плоскости). Наклоны орбит составляют $\sim 55^\circ$, сдвиг орбитальных плоскостей по долготе $\sim 60^\circ$.

В настоящее время эти системы уже начинают использоваться совместно.

Движение спутников в системах GPS и ГЛОНАСС достаточно хорошо изучено и для ряда практических задач, когда не требуется высокая точность, имеющиеся эфемериды наблюдаемых ИСЗ позволяют решить обратную задачу по определению координат наземных пунктов. Чрезвычайно важно, что большая высота орбит спутников в этих системах позволяет рассматривать движение наблюдаемых ИСЗ свободным от возмущающих влияний гравитационного поля Земли.

Однако при выполнении геодинимических исследований точностные требования к производству геодезических измерений очень высоки и их невозможно достичь использованием упрощенного орбитального метода (см. пп. 4.2.3.). Для достижения необходимой точности геодезической информации в методиках наблюдений космических навигационных станций (КНС), т. е. ИСЗ, входящих в системы GPS и ГЛОНАСС, используются различные приемы динамического метода по уточнению элементов орбит КНС, а также учету ионосферных, тропосферных и других поправок в результатах измерений. Среди этих приемов широкое распространение в настоящее время получили так называемые *дифференциальные методы навигации* [46].

Дифференциальные методы дают возможность потребителю, работающему на спутниковом приемнике в дифференциальном режиме, корректировать результаты наблюдений путем использования информации от наземной контрольно-корректирующей станции (ККС). Одним из вариантов ККС является псевдоспутник (ПС), передающий потребителю дифференциальные поправки, т. е. ионосферные, тропосферные и эфемеридные коррекции, параллельно с излучением навигационного сигнала с борта космического аппарата.

К настоящему времени основным направлением развития дифференциального метода является создание дифференциальных подсистем с использованием КНС ГЛОНАСС и GPS (NAVSTAR). В целом дифференциальные подсистемы имеют общие принципы построения на различные каналы корректирующей информации. Это дает возможность создавать аппаратуру потребителя, работающую одновременно по системам GPS и ГЛОНАСС как в стандартном, так и в дифференциальном режиме.

Под дифференциальной подсистемой навигационных определений (ДПС) понимается комплекс дополнительных средств контроля и коррекции информации с космических аппаратов спутниковой навигационной системы. В результате применения специальной методики наблюдений и последующей математической обработки измерений этот комплекс позволяет повысить точность определения координат неподвижного потребителя (например, центра геодезического пункта) до сантиметров и даже миллиметров (при длительном интервале наблюдений от часов до суток).

Создание дифференциальной подсистемы в GPS и ГЛОНАСС привело к существенному повышению точности геодезической информации и значительно расширило спектр использования этих систем в геодинاميке – от исследования глобальных и крупномасштабных геодинاميческих явлений (движение земных полюсов, вращение Земли, движение литосферных плит и т.д.), которые будут рассмотрены ниже, до изучения СДЗК на геодинاميческих полигонах, описанных во главе 2.

При работах на ГДП широкое применение нашли радиотехнические спутниковые приемники системы GPS типа Trimble 4000SDT, 4000SSI, 4000SST (двухчастотные) и 4000SL, 4000SELSII (одночастотные); WILD-SYSTEM 200 (двухчастотный) концерна "Leica"; "Makrometr" и др. При исследованиях на Петропавловск-Камчатском ГДП в 1996 г. [27] использовался также спутниковый приемник "Землемер Л1".

Основным производителем высокоточных спутниковых приемников являются зарубежные фирмы "Leica", "Ashtech", "Trimble".

В основу работы приемников, применяемых на ГДП, в подавляющем большинстве случаев положен интерференционный принцип одновременных измерений с двух пунктов фаз несущей частоты электромагнитных колебаний, поступающих со спутника.

Если один из приемников установить в пункте с известными координатами, а другой – в пункте, подлежащем определению, то можно получить пространственные координаты второго пункта. Если оба приемника установлены в пунктах с неизвестными координатами, то в результате наблюдений спутников можно определить разности координат пунктов ($\Delta X = X_2 - X_1$; $\Delta Y = Y_2 - Y_1$; $\Delta Z = Z_2 - Z_1$) и вычислить расстояние между ними (наклонную дальность), а также превышение и направление. Для производства вычислений спутниковые приемники снабжаются компьютерами и программными комплексами.

Все спутниковые измерения на ГДП выполняют в дифференциальном режиме и по возможности двухчастотными приемниками, что позволяет свести к минимуму ошибки за влияние внешних условий.

Наиболее объективным параметром при оценке точностных возможностей, характерных для дифференциальных спутниковых измерений, являются наклонные дальности D , соединяющие в пространстве центры геодезических пунктов, на которые установлены спутниковые приемники, и вычисляемые по формуле

$$D = \sqrt{\Delta X^2 + \Delta Y^2 + \Delta Z^2} \quad (4.1)$$

Эти наклонные дальности в точности совпадают с понятием наклонных дальностей, определяемых традиционными наземными методами (см. пп. 2.4.3.7), что удобно, если сравниваемые циклы геодезических измерений выполнены разными методами, т. е. один цикл произведен традиционными наземными методами, а другой – спутниковыми. Кроме того, при определении параметров горизонтальных деформаций это позволяет использовать приемы уравнивания плановых сетей на ГДП по разностям измеренных величин между эпохами (см. п. 3.6), что, как известно, существенно повышает точность искомых параметров, так как позволяет уменьшить влияние на них ошибок редуцирования и систематических ошибок измерений.

Стандартная точность GPS-измерений, т. е. достигнутая по стандартной методике, равна $1 \cdot 10^{-6}$ [2, 11, 12, 45]. При этом под стандартной методикой понимаются [12] спутниковые измерения двухчастотным приемником в дифференциальном режиме "Статика" при длительности сеанса наблюдений порядка 1 часа, отслеживании в течение всего сеанса не менее четырех спутников и регистрации результатов измерений через каждые 15 секунд. Применение специальных методик полевых измерений (увеличение числа сеансов, спутников и удлинение сеанса до нескольких часов и суток) повышает точность до $1 \cdot 10^{-8}$ [17].

В заключение отметим, что использование GPS-технологий на геодинимических полигонах открывает перспективу не только резкого повышения точности, но и не менее резкого повышения производительности труда при снижении материальных затрат. Последнее связано, прежде всего, с отсутствием необходимости в постройке и восстановлении дорогостоящих наружных знаков, а также во всепогодности полевых спутниковых радиотехнических измерений.

4.2.5. Понятие о методах космической геодезии, применяемых при исследовании глобальных и крупномасштабных геодинамических явлений

Прогресс новейших средств космической геодезии привел в последние годы к быстрому развитию исследований глобальных и крупномасштабных геодинамических явлений, о которых мы говорили во введении при рассмотрении вопроса их классификации, а также в п. 1.2, посвященном гипотезе тектоники плит. Впечатляющие результаты к настоящему времени уже получены при исследованиях движений земных полюсов, неравномерности вращения Земли, вариаций гравитационного поля Земли (геопотенциала) во времени, изменений уровня и поверхности морей и океанов, движений литосферных плит. Осуществление перечисленных исследований производится методами GPS-измерений, спутниковой альтиметрии, лазерной локации ИСЗ и Луны, а также радиointерферометрии со сверхдлинной базой (РСДБ), позволившими не только повысить точность определения динамических параметров Земли по сравнению с традиционными методами, но и существенно увеличить оперативность их получения.

Метод светолокации или лазерной локации Луны заключается в измерении расстояний импульсными лазерными дальномерами до уголкового отражателя (рис. 46), доставленных на поверхность Луны американскими и советскими космическими летательными аппаратами.

В этом отношении Луна оказалась уникальным объектом для наблюдений, так как она всегда обращена к Земле одной и той же стороной, из-за чего экваториальные координаты точек на поверхности Луны меняются довольно медленно. Это позволяет с помощью лазерного телескопа, установленного в точке земной поверхности, практически непрерывно отслеживать лунный отражатель, накапливая сигналы целой серии импульсов, в пределах которой с высокой точностью учитываются изменения расстояния до отражателя.

Основным геодезическим результатом светолокации Луны является определение положения наземных станций локации в мгновенных геоцентрических системах координат. Изменения этих положений во времени позволяют выйти на движение земных полюсов, вариации вращения Земли, движение литосферных плит и блоков земной коры.

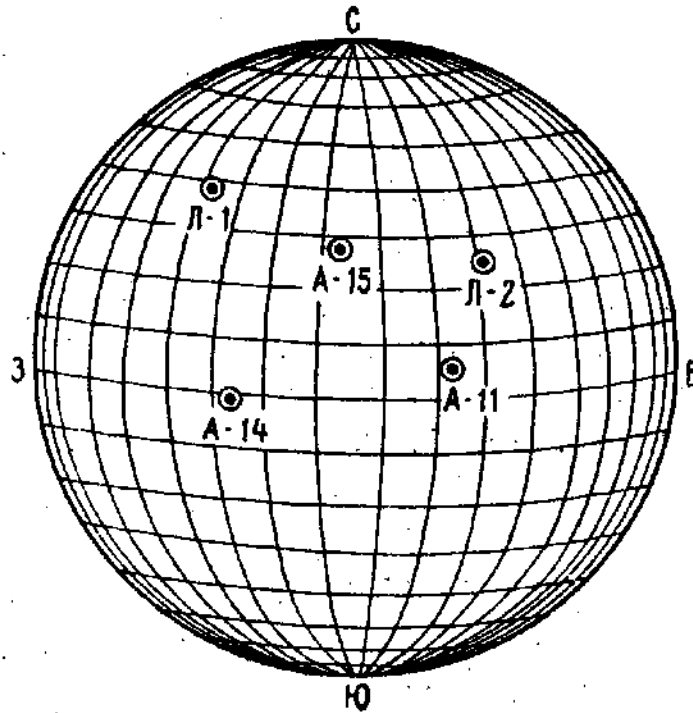


Рис. 46. Расположение уголковых отражателей на поверхности Луны

Даже при наличии лишь одной станции локации можно с удовлетворительной точностью изучать неравномерность вращения Земли. Так, например, по измерениям на обсерватории Макдональд в США скорость вращения Земли определена с точностью порядка $0,6 \cdot 10^{-8}$ при использовании лишь суточных сеансов наблюдений. Для определения координат полюса надо располагать как минимум двумя станциями локации с оптимальной разностью долгот около 90° , так как каждая из станций дает составляющую полярного движения лишь в направлении по меридиану станции. Изучение движений плит и другие геодинамические задачи требуют еще дополнительного числа станций.

Метод лазерной локации используется не только при наблюдениях Луны, но и ИСЗ, на которых установлены уголковые отражатели. Так, согласно международному проекту США и западноевропейских стран в течение 11 лет (1978 – 1988) на 22 обсерваториях, расположенных на всех материках, выполнялась лазерная локация ИСЗ Lageos для определения расстояний между обсерваториями (длин хорд) с точностью $0,5 \cdot 10^{-8}$, которая дала ценные научные результаты.

Суть метода *длинно-базисной радиоинтерферометрии* (РСДБ) состоит в том, что два радиотелескопа с полноповоротными антеннами диаметром 30 м и более, расположенные на пунктах, удаленных друг от друга на большие расстояния (соизмеримые с размерами Земли), регистрируют одновременно излучение естественного радиоисточника, находящегося за пределами нашей Галактики. Такими внегалактическими источниками являются квазары – квазизвездные источники мощного электромагнитного излучения. Они были открыты в 1960 г. как звездообразные источники радиоизлучения с очень малыми угловыми размерами (меньше $10''$) и малой визуальной звездной величиной (порядка $16 - 18^m$).

Принцип использования радиоинтерферометрических наблюдений квазаров в геодезических целях основан на том, что сигналы от квазаров на антенны радиотелескопов, находящихся друг от друга на большом расстоянии, поступают не одновременно, а с некоторым запаздыванием τ , обусловленным разностью расстояний от базисных пунктов радиоинтерферометрии (РИ) до квазара.

В пунктах расположения радиотелескопов мощные магнитофоны регистрируют радиосигналы, поступающие от квазаров. Анализ магнитофонных записей радиосигналов, осуществленных на пунктах наблюдений, позволяет определить временную задержку τ и частоту интерференции. Эти величины в дальнейшем рассматриваются в качестве результатов измерений.

Временная задержка и частота интерференционных полос математически строго зависят от длины базы (расстояние между радиотелескопами), ее ориентировки, скорости вращения Земли и координат радиоисточника. Поэтому при наблюдении достаточного числа радиоисточников РСДБ позволяет определять (или уточнять) координаты радиоисточников, длины и направления хорд, соединяющих пункты наблюдений, осуществлять синхронизацию часов, находящихся в удаленных друг от друга пунктах.

В геодинатике метод РСДБ является эффективным средством для определения параметров вращения Земли, движений земных полюсов, нутации и тектонических движений континентов.

Точность метода характеризуется [29] ошибками $0.001 - 0.0001''$ (направление), несколько сантиметров (длина хорды, координаты пункта, координаты полюса), $0,15$ мс в сутки (вариации скорости вращения Земли).

Метод спутниковой альтиметрии (спутникового нивелирования) заключается в том, что при движении ИСЗ по орбите выполняются измерения высот спутника над водной поверхностью с помощью установленно-

го на борту радиовысотомера или лазерного высотомера. Этот высотомер посылает импульсы на Землю, которые, отразившись от водной поверхности (в принципе и от суши), принимаются спутником (рис. 47). В результате высота h спутника над земной поверхностью определяется по формуле

$$h = \frac{ct}{2}, \quad (4.2)$$

где c – скорость света;

t – время, за которое импульс проходит расстояние от спутника до Земли и обратно.

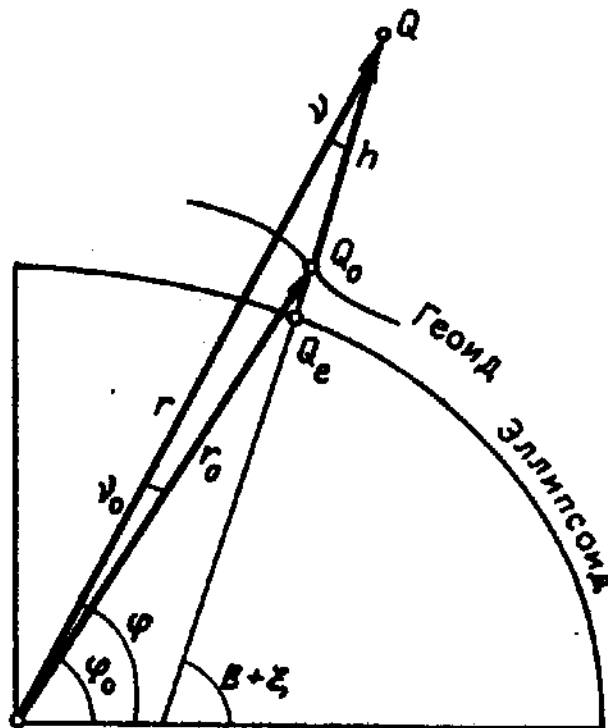


Рис. 47. Геометрия спутникового нивелирования

Обозначения: r, φ – геоцентрические радиус и широта спутникового высотомера Q ; r_0, φ_0 – геоцентрические радиус и широта подспутниковой точки на поверхности геоида (моря); B – геодезическая широта спутникового высотомера; ξ – составляющая уклонения отвеса в плоскости меридиана точки Q ; $Q_0Q = h$ – высота спутникового высотомера над геоидом (поверхностью моря); $Q_0Q_e = \zeta$ – аномалия высоты, т. е. высота геоида (квазигеоида) над отсчетным эллипсоидом; W_0 – действительный потенциал силы тяжести на поверхности геоида.

Согласно рис. 47 векторное уравнение спутникового нивелирования имеет вид

$$\bar{r} = \bar{r}_0 + \bar{h} \quad (4.3)$$

Так как геоцентрические координаты спутника известны, то геоцентрический вектор \bar{r} в уравнении (4.3) также известен, а \bar{h} получен из альтиметрических измерений. Значит можно получить и геоцентрический вектор точек поверхности геоида

$$\bar{r}_0 = \bar{r} - \bar{h} \quad (4.4)$$

Из последнего следует, что спутниковая альтиметрия позволяет определить геоцентрические координаты точек Q_0 , расположенных на поверхности геоида, а, следовательно, саму поверхность геоида, его высоты над эллипсоидом ζ практически с сантиметровой точностью и потенциал W_0 [8] на эпоху измерений, что имеет важное значение для решения фундаментальных геодезических и геодинамических задач.

Повторные спутниковые нивелировки, которые можно выполнять с достаточно большой частотой и на больших территориях вплоть до обще-земного масштаба, дают представительную статистику изменения геоида во времени, а также данные для установления на каждую эпоху планетарной геоцентрической системы геодезических координат, адекватной состоянию внешнего гравитационного поля Земли. Таким образом, спутниковое повторное нивелирование позволяет решить задачу оперативного определения быстрых изменений кривизны и высот геоида, проявляющихся перед или в момент землетрясений, извержений вулканов, цунами, что вносит неоценимый вклад в решение задачи прогноза этих природных катастроф.

4.3. СВЕДЕНИЯ О РЕЗУЛЬТАТАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПОЛУЧЕННЫХ МЕТОДАМИ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

Изложенные методы космической геодезии нашли применение при выполнении исследований практически всего спектра геодинамических явлений – от глобальных до локальных. Практика показывает, что в одних случаях они прекрасно дополняют традиционные повторные наземные геодезические измерения, в других – доминируют над ними, а в третьих при изучении глобальных и крупномасштабных геодинамических явлений становятся единственными.

В последние два десятилетия геодинамические исследования с применением космических технологий ведутся по международным и национальным геодинамическим программам, в которых активно работают США, западноевропейские страны, Япония, Китай, Россия, Киргизия и др. Здесь, прежде всего, следует отметить программы Международной геодинамической службы (International Geodynamic Service – IGS).

В период 1978 – 1990 гг. IGS построены две глобальные сети по наблюдениям ИСЗ Lageos (22 обсерватории) и квазаров (88 обсерваторий), наблюдения в которых выполнялись в течение 13 лет методами РСДБ и лазерной локации [73, 78].

В 1993 – 1996 гг. по программе IGS была создана глобальная сеть из 114 обсерваторий, расположенных на шести материках (Австралия – 4, Антарктида – 4, Африка – 5, Евразия – 39, Северная Америка – 32, Южная Америка – 8) и на 22 островах в Мировом океане. Глобальная сеть Международной геодинамической службы (Global Net International Geodynamic Service – GNIGS) составлена, в основном, из лазерных и радиоинтерферометрических обсерваторий [69], входящих в вышеупомянутые геодинамические сети 1978 – 1990 гг. Измерение хорд в этих сетях выполнено с относительной ошибкой 10^{-8} – 10^{-9} [73, 78].

Результаты анализа данных РСДБ-наблюдений геодинамической сети 1978 – 1990 гг. даны в работе [39], фрагменты из которой представлены на рис. 48, 49.

На рис. 48 показаны результаты изучения смещений литосферных плит, расположенных по обе стороны от Срединного океанического хребта Атлантики. Местоположения пунктов РСДБ на плитах даны цифрами (1, 2, . . .), отнесенными к началу вектора. Полученные из наблюдений векторы скоростей движений этих пунктов показаны в приведенном на рисунке масштабе. Точность определения векторов указана на концах векторов в виде эллипса тройных средних квадратических ошибок. Для сравнения приведены априорные векторы скоростей смещений, которые представлены в каждом пункте без эллипсов ошибок. Априорные векторы получены на основе модели NUVEL движений литосферных плит [58]. Векторы 1 и 2, расположенные на западе США, приняты в качестве исходных при определении скоростей и направлений смещений.

Изображенная на рис. 48 векторная схема убедительно демонстрирует факт "разбегания" Северо-Американского континента и Западной Европы со скоростью порядка 4,5 см/год, что является веским аргументом в пользу гипотезы тектоники плит.

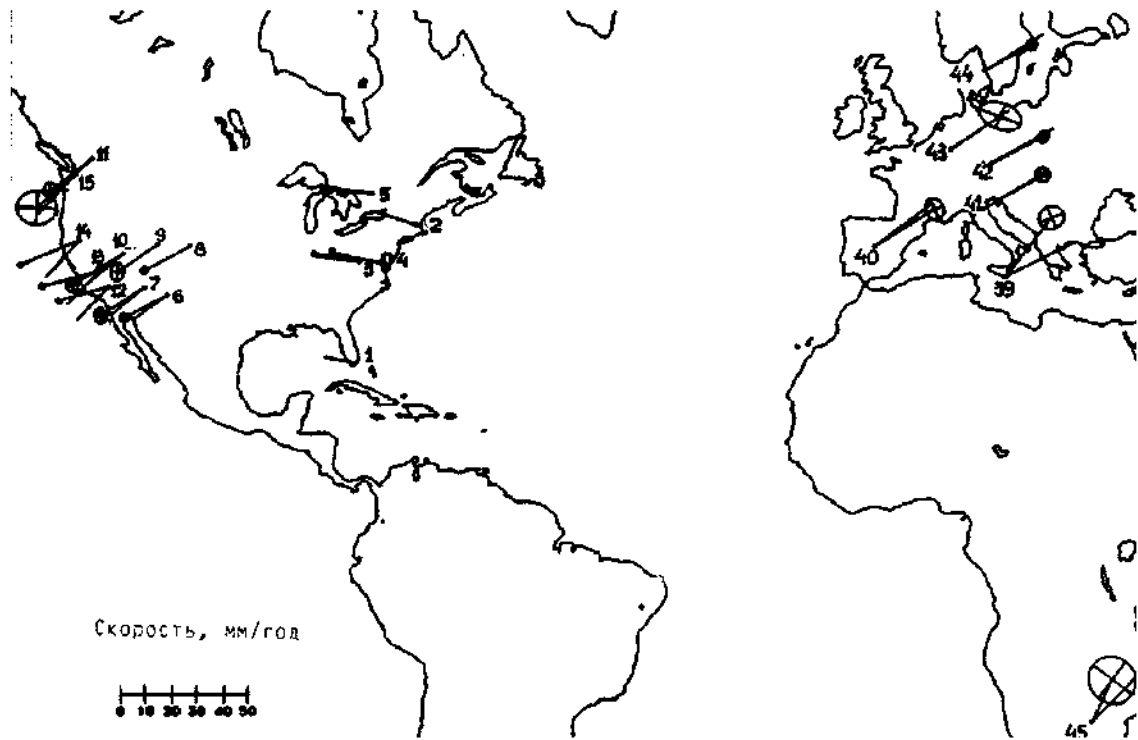


Рис. 48. Векторы скоростей пунктов РСДБ Атлантического региона:

• 1, • 2, • 3 ... – местоположения пунктов РСДБ на плитах (цифры отнесены к началу вектора));

1 — вектор скорости движения пунктов РСДБ с эллипсом тройной СКО его определения (на конце вектора);

1 — априорный вектор скорости движения пунктов, полученный на основе модели NUVEL движений литосферных плит

Согласие теоретических и экспериментальных векторов говорит о соответствии геофизической модели NUVEL реальному природному процессу для территории США и Западной Европы, согласно которой Северо-Американский континент в настоящее время дрейфует преимущественно в западном направлении со скоростью около 2 см/год, в то время как Западная Европа смещается в восточном направлении со скоростью около 2,5 см/год.

На рис. 49 приведены данные о смещениях Тихоокеанской, Северо-Американской, Евразийской и Австралийской литосферных плит. Исходные данные и обозначения те же, что и на рис. 48.

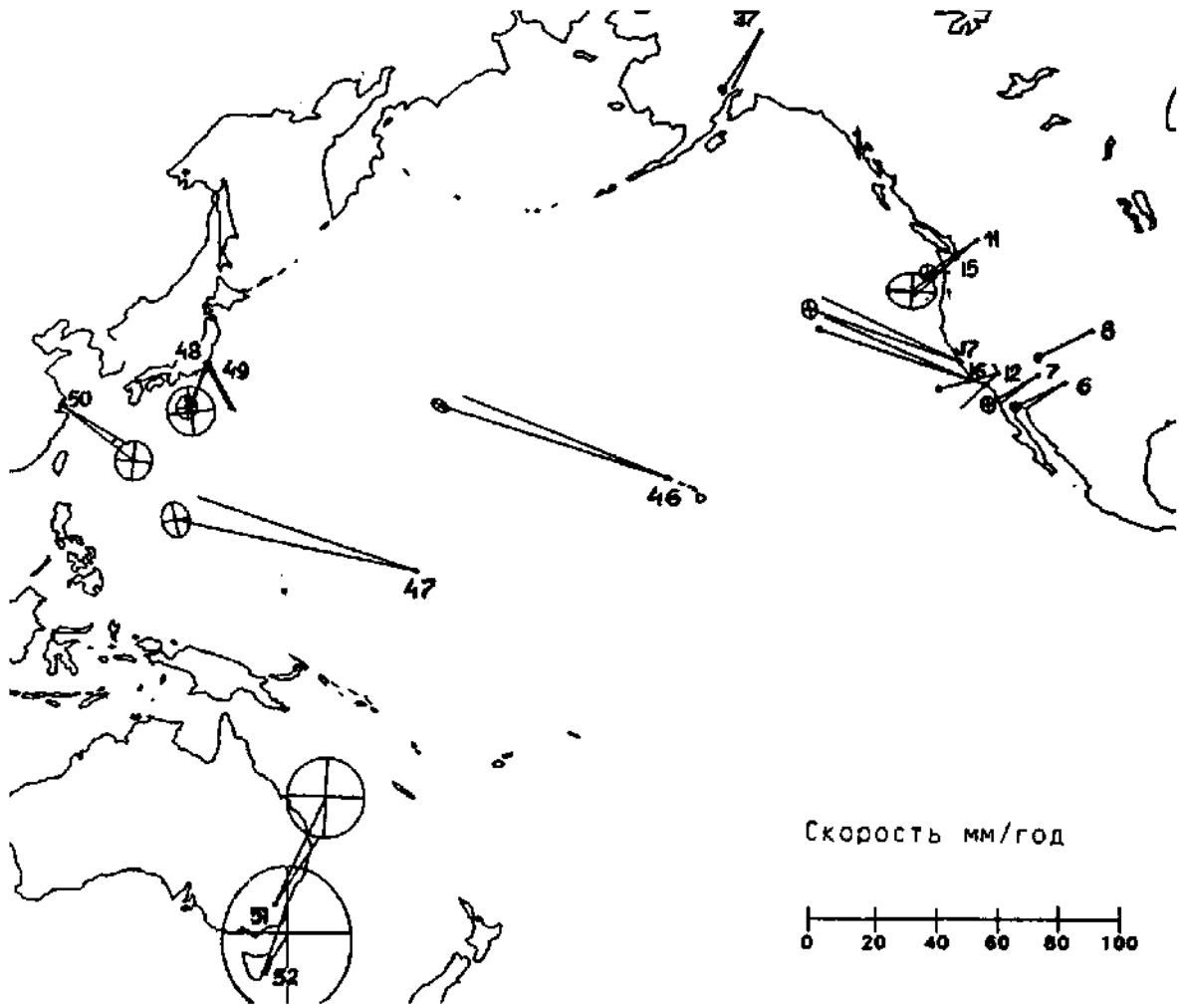


Рис. 49. Векторы скоростей пунктов РСДБ Тихоокеанского региона
Обозначения см. на рис 48

Наиболее впечатляющими являются данные о смещениях Тихоокеанской плиты, которые убедительно показывают, что центральная часть этой плиты движется в западо-северо-западном направлении со скоростью более 7,5 см/год. Столь же однозначно можно говорить о том, что прибрежная часть Калифорнии является частью Тихоокеанской плиты, а граница контакта Тихоокеанской и Северо-Американской плит проходит по территории Калифорнии вдоль разлома Сан-Андреас. Скорость западо-северо-западного смещения Калифорнийской части Тихоокеанской плиты составляет около 5 см/год.

Азиатский материк (пункт 50), являющийся восточной частью Евразийской плиты, перемещается навстречу Тихоокеанской плите со скоростью 3 см/год.

В целом выполненный в работе [39] анализ экспериментальных данных, полученных методом РСДБ-наблюдений, позволяет сделать вывод,

что составленная по ним схема движений литосферных плит полностью соответствует гипотезе тектоники плит (п. 1.2).

Изучение движения полюса и параметров вращения Земли выполняется по программе Space 96, которая предусматривает использование практически всех методов космической геодезии [55].

Непрерывные наблюдения за вращением Земли осуществляются по программе CORE в международной геодезической РСДБ-сети, координируемой Годдардовским центром космических полетов [62]. До 2001 года РСДБ-наблюдения здесь производились с частотой четыре серии в месяц, начиная с 2001 года – непрерывно 24 часа в сутки и ежедневно. Для повышения точности определения параметров вращения Земли некоторые серии наблюдений по программе CORE производят одновременно с наблюдениями национальной службы вращения Земли (NEOS). В результате достигнуто существенное повышение достоверности определения параметров вращения Земли.

Метод РСДБ является дорогостоящим и маломобильным. Для его реализации требуются полноповоротные антенны больших диаметров. Необходимость использования столь громоздкого оборудования существенно ограничивает возможности широкого применения метода РСДБ при изучении смещений и деформаций земной коры, особенно при исследованиях, требующих большого числа точек наблюдений. Поэтому доминирующую роль при изучении геодинамических явлений спутниковыми методами в последнее время начинают играть глобальные навигационные системы GPS/ГЛОНАСС (п. 4.2.4). Тем не менее, необходимо отметить, что при исследовании движений литосферных плит признано [75] весьма эффективным сочетание на станциях разных космических методов (лазерной локации ИСЗ, РСДБ, GPS, доплеровских наблюдений DORIS), обеспечивающих непрерывные ряды наблюдений положений станции по трем координатам.

Анализ результатов обработки всего комплекса измерений позволяет не только сравнить положения полученных полюсов вращения плит с предсказанными какой-либо геофизической моделью (NUVEL, NUVEL-1A и т. д.), но и зафиксировать напряжения в литосфере. Примерами использования глобальных навигационных систем в геодинамических исследованиях может служить следующее.

В рамках международной программы IGS в 1995 г. сразу же после Северосахалинского разрушительного землетрясения ($M = 7.0$) создана Дальневосточная GPS-сеть, станции непрерывных GPS-измерений которой установлены на периферии Охотского моря: Камчатка, Сахалин, Приморье, Хабаровск, остров Хоккайдо. В работе [59] сообщаются первые результаты

измерений с августа 1995 г. по июнь 1996 г. Получены поля скоростей движений для Сахалина, Хоккайдо, северо-востока Азии. Анализ результатов позволил уточнить границы более мелких плит, входящих в Евразийскую тектоническую плиту. Делается предположение, что Сахалин и Корея относятся к Амурской плите, в то время как восточные окраины Японских островов можно отнести к Охотоморской плите. Тектоническая граница между плитами проходит по северной части острова Хоккайдо. Этот вывод согласуется с сейсмичностью региона, но не согласуется с разломным механизмом последнего (1997 г.) землетрясения на юго-западе Сахалина.

Активно используют GPS-технологии при наблюдениях за тектоническим режимом в Японии. Так, Институт географических съемок Японии создал [63] обширную сеть для глобального определения местоположения, насчитывающую более 1000 станций, которая продуктивно применяется при геодинимических исследованиях. На базе этой сети Институт геологических съемок развернул систему мониторинга землетрясений GOMOS-G2, которая включает 110 станций наблюдений с Центром управления в г. Цукуба. Сеть предназначена для слежения за деформациями земной коры, оценки сейсмической активности в регионе и регистрации всех тектонических нарушений в масштабе реального времени. В эксплуатации GOMOS-G2 участвуют многие научные организации и университет Японии. Получаемые данные оперативно поступают в Internet.

В Швеции также создана постоянно действующая GPS-сеть (SWEDOS) [61], которая состоит из 20 GPS-станций, равномерно распределенных по всей территории страны, и служит, прежде всего, для мониторинга постледниковых деформаций земной коры и тектонических движений в этом регионе. Станции сети закреплены бетонными пилонами, на которых с помощью металлических плит различной формы и крепежа смонтированы антенные системы Dorne-Margolin (DM) GPS-приемников Turbo-Rogue (SNR-8000) и Ashtech Z12. Благодаря принятым методикам наблюдений и обработки достигнута сверхвысокая точность определения координат пунктов (1 – 2 мм в плане и 3 – 15 мм по высоте).

Аналогичные конкретные примеры, свидетельствующие о все более расширяющемся применении GPS-технологий при выполнении геодинимических исследований во всем мире, можно привести для США, Канады, Китая, России, европейских стран и т. д.

В России GPS-наблюдения выполняются на Байкальском, Московском, Петропавловск-Камчатском и других ГДП. Кроме того, идет создание полигонов для GPS-наблюдений в районах с интенсивно развитой

промышленностью: Урал, Кольский полуостров, Кузбасс, а также на газовых и нефтяных месторождениях Самотлор, Тенгиз, Астраханском конденсатном. Приведем пример использования GPS-технологий на Петропавловск-Камчатском ГДП, представляющем значительный интерес при решении прогностических задач.

Петропавловск-Камчатский ГДП (рис. 50) расположен на восточном побережье полуострова Камчатка, находящегося на стыке континентальной Евразийской и Тихоокеанской плит.

К данному стыку приурочена зона сейсмофокальных наиболее сильных землетрясений, происходящих в Тихоокеанском регионе.

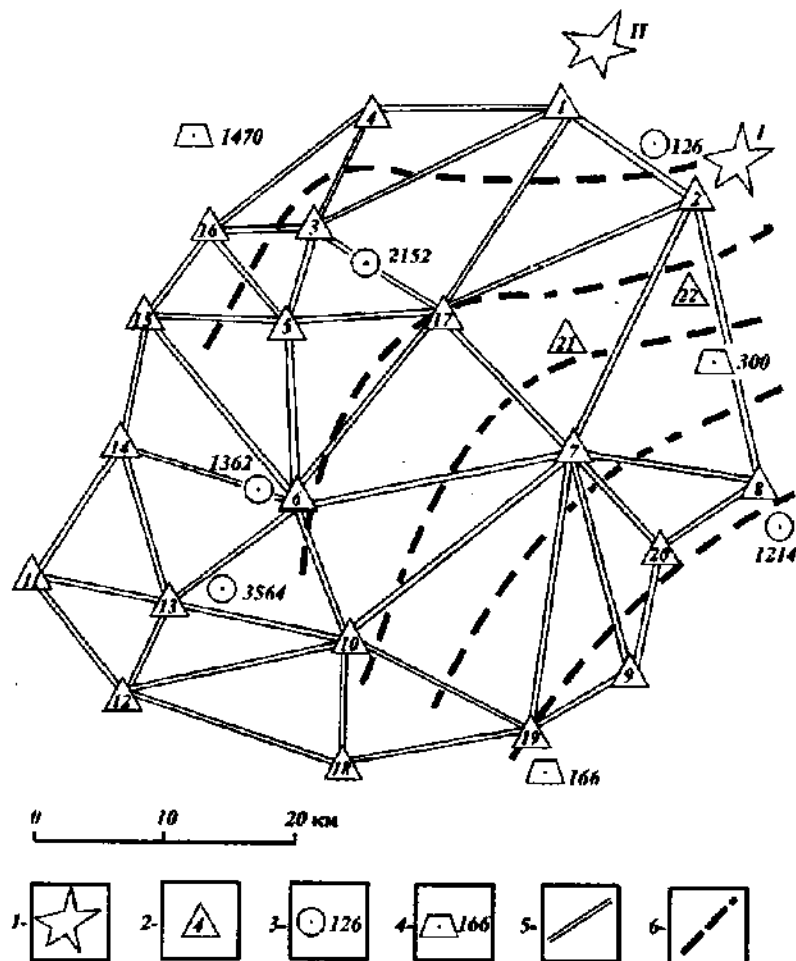


Рис. 50. Схема сети Петропавловск-Камчатского ГДП:

1 – вулканы (1 – Авачинский, 11 – Корякский); 2 – пункт спутниковой сети; 3, 4 – грунтовые и фундаментальные реперы нивелирной сети 1 класса; 5 – сторона традиционной линейно-угловой сети; 6 – линия равных высот квазигеоида

Рассматриваемый полигон охватывает территорию г. Петропавловска-Камчатского и его окрестностей. Для этого района особенно остро стоит вопрос сейсмической опасности на Камчатке, так как город, в котором проживает около 300 тысяч человек и сосредоточено большинство крупнейших промышленных предприятий и сооружений полуострова, постоянно подвергается опасности землетрясений и извержений вулканов. Город Петропавловск-Камчатский находится в зоне девятибалльных землетрясений, а в 20 – 30 км от него располагаются два активных вулкана – Авачинский и Корякский.

Начиная с 1974 г., на Петропавловск-Камчатском ГДП выполнено 7 циклов измерений: 5 наземных линейно-угловых и 2 спутниковыми приемниками [27]. В 1995 г. наблюдения произведены приемниками Wild GPS System 200, а в 1996 г. после контрольных измерений на базисе использовались спутниковые приемники "Землемер Л1". При работе приемниками Wild продолжительность измерений составила 1,5 часа, при использовании приемника "Землемер Л1" – 2,5 часа (для линий 10 – 15 км).

Обработка результатов каждого цикла (1995 г. и 1996 г.) спутниковых измерений выполнялась на объекте с помощью персонального компьютера по программному комплексу SKI в следующей последовательности: вычисление приращений пространственных координат и средневесовых значений неоднократно измеренных приращений координат; оценка точности измерений по абсолютным и относительным невязкам треугольников и замкнутых полигонов, а также по свободным членам полюсных условий; уравнивание приращений пространственных координат параметрическим способом с использованием ковариационных матриц, получаемых при вычислении приращений координат; редуцирование уравненных наклонных дальностей на плоскость.

В 1995 г. относительные невязки в треугольниках получены в пределах 1:520000 – 1:21000000, в полигонах – 1:620000 – 1:5500000. В 1996 г. невязки соответственно составили 1:980000 – 1:18000000 и 1:1400000 – 1:14000000). Уравнивание каждого цикла измерений выполнялось с одними и теми же значениями координат исходного пункта 7.

По результатам уравнивания цикла 1995 г. максимальные поправки в измеренные приращения получены по оси Z и составили 0,0492 м (по линии 4 – 16), 0,0420 м (1 – 4) и 0,0298 м (7 – 9). Наибольшие ошибки положения относительно исходного пункта получены на пунктах 4 (19,5 мм), 1 (18,6 мм) и 11 (18,0 мм).

При уравнивании цикла 1996 г. максимальные поправки в приращения координат получены также по оси Z и составили 0,0179 м (по линии 13 – 14), 0,0162 м (2 – 17) и 0,0162 м (6 – 14). Наибольшие ошибки положения относительно исходного пункта получены на пунктах 11 (10,6 мм), 18 (10,5 мм), 19 (9,8 мм). Редуцирование уравненных наклонных дальностей на плоскость выполнено в обоих циклах с одними и теми же отметками и плановыми координатами пунктов с использованием эллипсоида Красовского.

Компоненты горизонтальных деформаций для каждого треугольника сети (п. 3.9.2) вычислены по разностям линий, редуцированных на плоскость.

Приведенные характеристики точности измеренных и уравненных величин на Петропавловском ГДП убедительно свидетельствуют, что GPS-технология может успешно заменить традиционные наземные линейно-угловые измерения на прогностических полигонах. Большим преимуществом ее использования является наличие реального резерва повышения точности за счет увеличения продолжительности серий наблюдений и числа используемых спутников, а также совершенствования математической обработки. Очевидно, что для каждого ГДП должна быть разработана оптимальная методика работ.

Приведем пример использования спутниковых систем на техногенных ГДП, исследования на которых с каждым годом становятся все более актуальными из-за расширяющихся масштабов вмешательства человека в состояние земной коры, вызывающего техногенные катастрофы. Известно, что первенство в провоцировании таких катастроф утвердилось за гидротехническими сооружениями, затем землетрясениями проявила себя добыча нефти и газа на месторождениях Лак (Франция), Газли, Старогрозненское, полезных ископаемых на Урале. Повышение сейсмичности наблюдается и в районе Верхнекамского месторождения, расположенного в Пермской области (Россия).

Территория Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (ВКМКС) богата также промышленными запасами нефти и газа. В то же время она является тектонически активной, имеющей ярко выраженное блоковое строение земной коры. Ведущаяся на этой территории интенсивная добыча соли, нефти и газа не могла не нарушить природное равновесие в земной коре и уже породила техногенные сейсмические явления. Поэтому в районе ВКМКС весьма остро стоит проблема контроля за развивающимися геодинамическими процессами, что обусловило создание здесь техногенного ГДП.

Проектирование Верхнекамского ГДП [26] произведено в 1999 г. на основе топографических и геолого-тектонических карт, а также схем разработки месторождения. При проектировании было учтено запланированное производство измерений на ГДП спутниковыми методами, что требует расположения пунктов полигона в местах, где отсутствуют препятствия на пути приема спутниковых сигналов.

Схема геодезической сети Верхнекамского ГДП (рис. 51) состоит из 31 пункта и охватывает территорию общей площадью 3192 км². Его пункты равномерно распределены по району ВКМКС, сгущаясь в местах нефтяных месторождений, шахтных полей калийных рудников, на территориях крупных городов. Общее число измеряемых сторон (векторов) – 69. В качестве элемента геодезического построения в основном использован треугольник, как наиболее жесткая геометрическая фигура; в некоторых случаях (в местах близкого сосредоточения пунктов) – четырехугольник.

Циклы спутниковых измерений на Верхнекамском ГДП выполнены в 1999 г. и 2000 г. Векторы полигона в каждом цикле измерены двухчастотными приемниками Wild GPS System 300 фирмы "Leica". Каждая сторона (вектор) сети измерялась при непосредственном нахождении одновременно работающих станций на пунктах, ограничивающих эту сторону. Измерения проводились в режиме "статика" при длительности эпохи накопления 15 с и продолжительности сеансов наблюдений в 1999 г. 0,5 – 1 часа, в 2000 г. – не менее 2 часов на вектор, что позволило повысить точность определения приращений координат в 2 – 3 раза по сравнению с предыдущим годом. Тщательное планирование наблюдений дало возможность провести все измерения векторов в хороших окнах, когда значение геометрического фактора (GDOP) находилось в пределах 2 – 4.

При производстве полевых работ особое внимание уделялось центрированию приемных антенн и измерению высоты фазового центра антенны над центром пункта, что является слабым местом при измерениях без использования устройств принудительного центрирования. До начала полевых работ были поверены оптические центриры на наличие отклонений, превышающих 1 мм, а для надежного определения высоты фазового центра антенны над центром пункта она измерялась дважды: до и после окончания сеанса наблюдений. Несовпадение геометрического и электронного центров антенн устранялось в процессе измерений однотипной ориентации в азимутальной плоскости.

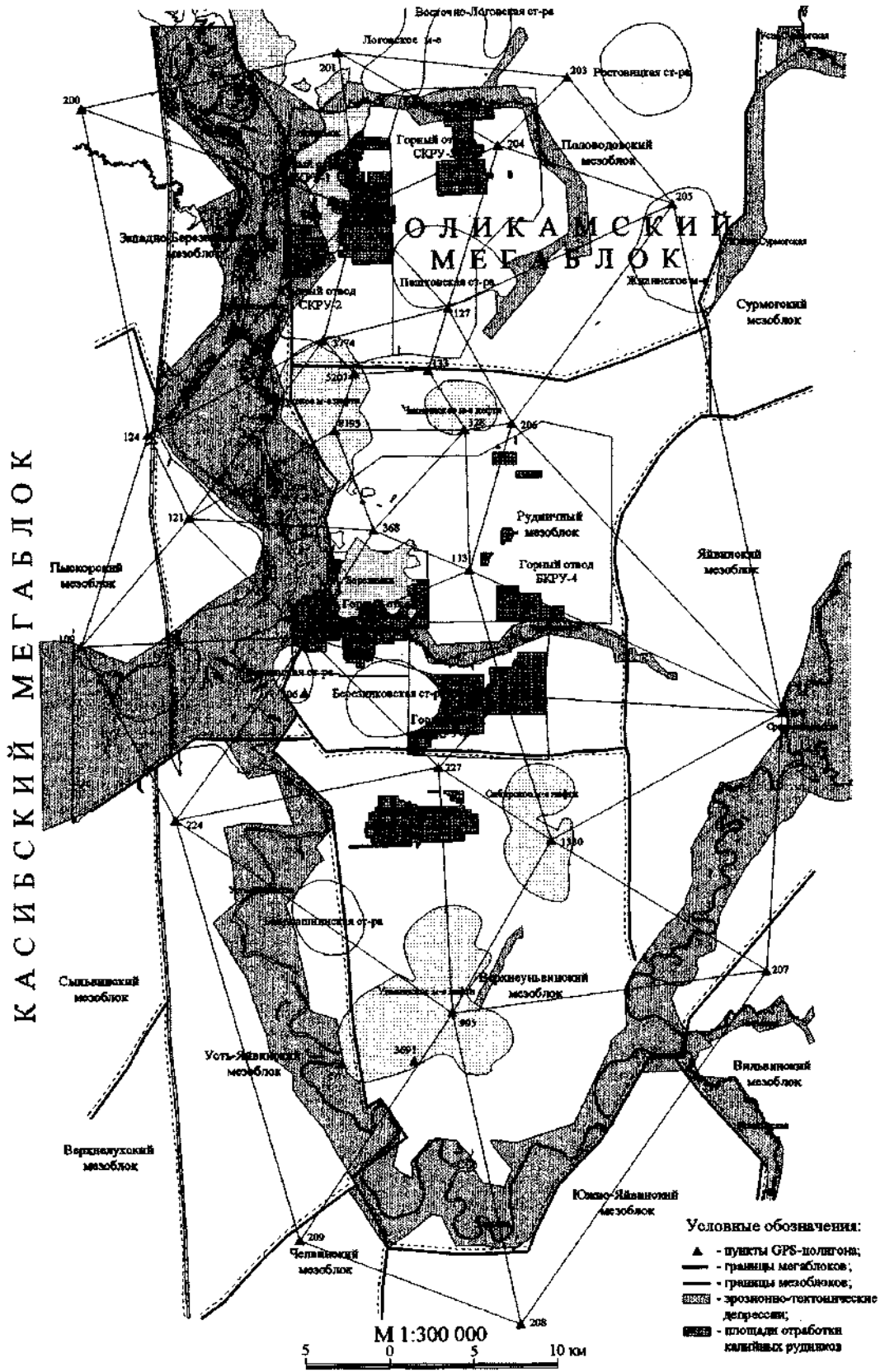


Рис. 51. Схема геодезической сети Верхнекамского ГДП

Невязки фигур (треугольников и четырехугольников) в относительной мере получились равными в 1999 г. $1/500\ 000 - 1/1000000$, в 2000 г. – $1/900000 - 1/5000000$.

Математическая обработка результатов спутниковых измерений выполнялась по программному комплексу SKI фирмы "Leica". В качестве параметров обработки всех векторов были приняты установки по умолчанию. Ионосферное влияние устранялось путем обработки на двух частотах. Влияние тропосферы минимизировалось использованием стандартных моделей атмосферной рефракции и исключением из обработки низких спутников (угол отсечки 15°).

Ошибки, вызванные явлением многолучевости, которое обусловлено отражением поступающих от спутников радиосигналов близрасположенными объектами (деревьями, ЛЭП, металлическими конструкциями знаков), уменьшались путем осреднения результатов продолжительных наблюдений, что возможно из-за их циклического характера. Для получения наивысшей точности вычисление векторов проводилось как по коду, так и по фазе с использованием уточненных эфемерид навигационных спутников. Итогом предварительных вычислений стала сеть, в которой для каждого вектора была разрешена неоднозначность.

Уравнивание сети проведено по методу наименьших квадратов с помощью блока Adjustment программного комплекса SKI.

Векторы смещений пунктов ГДП (п. 3.2) получены в геоцентрической системе координат относительно пунктов 109 и 198 как наиболее удаленных от района техногенных нагрузок. Для более наглядного представления геоцентрические смещения каждого пункта пересчитаны в плановые и высотные, по которым построена схема вертикальных и горизонтальных смещений. Полученные векторные схемы дают представление о площадном распределении деформаций на территории ВКМКС.

В заключение отметим, что использование GPS-технологий при работе на геодинамических полигонах позволило повысить оперативность получения информации и точность измеренных величин. Однако на этапе математической обработки здесь также встают проблемы выбора исходных данных для уравнивания и системы стабильных пунктов при определении векторов смещений. Из этого можно сделать вывод, что приемы, использованные в программном комплексе GEODELTA (пп. 3.3.5), а также методы дифференциального описания деформаций (пп. 3.3.8; 3.3.9) могут быть применены и при определении параметров деформаций по результатам повторных спутниковых измерений.

5. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ГЕОДИНАМИКА

5.1. СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С ГЛОБАЛЬНЫМИ И КРУПНОМАСШТАБНЫМИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Из курса гравиметрии мы знаем, что сила тяжести, а, значит, и гравитационное поле изменяются во времени, так как создающие их притягивающие массы не могут оставаться постоянными. Текущее состояние гравитационного поля Земли, зависящее, прежде всего, от изменения масс внутри Земли и на ее поверхности, а также от расположения планет Солнечной системы по отношению к нашей планете, напрямую связано с геодинамическими явлениями.

Теоретическое обоснование возможных изменений силы тяжести глобального характера было дано в работах проф. Барта. Расчеты, выполненные Н.Н. Парийским [70] и М.С. Молоденским, показали, что если изменения силы тяжести связаны с процессами, вызывающими неравномерность вращения Земли, то они могут достигать первых десятков мкГал/год.

Влияние годового и чандлеровского движений полюсов Земли вследствие свободной нутации в средних широтах может достигать нескольких мкГал [57].

Перемещения масс, вызываемые суммой геодинамических явлений, могут привести к перемещению центра масс Земли на величину порядка 10 мм, что, в свою очередь, может привести к изменению силы тяжести на поверхности Земли на величину порядка 2 – 3 мкГал/год [76, 77].

Движение литосферных плит (п. 1.2) вызвано обширными тепловыми конвекционными потоками вещества в подлитосферных слоях [72]. В соответствии с современными толкованиями гипотезы тектоники плит, объединяющей в себе теорию континентального дрейфа и расширения океанического дна. Дно океанов в настоящее время расширяется по обе стороны от системы срединно-океанических хребтов с характерными осевыми рифтовыми долинами, повышенным тепловым потоком и сейсмичностью. Плиты перемещаются относительно друг друга по поверхности более теплой астеносферы, обладающей низкой вязкостью. На границах растяжения, т. е. на срединно-океанических хребтах магма поднимается из астеносферы и формирует новую океаническую кору (рис. 52).



Рис. 52.. Механизм движения литосферных плит

Движение, вызванное формированием новой коры, приводит к столкновениям и горообразованию на границах сжатия. Более холодная тяжелая океаническая плита изгибается и опускается (происходит *субдукция*), углубляясь на 800 – 900 км в менее плотную мантию (*зона субдукции*), где и разрушается. Так формируются глубоководные желоба и островные дуги, которым присущи высокая сейсмическая и вулканическая активность (например, Тихоокеанский желоб и Курило-Камчатская островная дуга), а также высокие горы (например, Перуанско-Чилийский желоб и Анды). При столкновении двух континентальных плит образуются горные цепи (система Альпы – Гималаи), а на границах скольжения плит существуют *трансформные* разломы (например, разлом Сан-Андреас в Калифорнии).

Таким образом, перемещение литосферных плит вызывается и сопровождается непрерывными изменениями масс внутри Земли, а, следовательно, и вариациями гравитационного поля (ВГП), которые на современном уровне точности гравиметрических измерений пока трудно определяются. Однако установлено, что между параметрами гравитационного поля и структурами плитовой тектоники существуют корреляционные связи переменной интенсивности [43]. Поэтому при создании модели динамики плит учитывают не только теорию изостазии, скорости перемещения плит, но и параметры гравитационного поля Земли и, по возможности, их изменения во времени.

Современные тектонические процессы на границах литосферных плит являются предметом наиболее широкого мониторинга, одним из направлений которого являются повторные измерения силы тяжести, а также

повторные альтиметрические измерения (п. 4.2.4), дающие информацию об изменениях поверхности геоида. Повторные измерения силы тяжести выполняются, например, на гравиметрическом профиле в Северной Исландии, расположенном в районе границы расходящихся литосферных плит и пересекающей рифтовую зону молодого вулканизма, а также в регионах с большой вероятностью землетрясений на границах столкновения плит и трансформных разломов. Примером последнего может служить полуостров Кии в районе Кинки в Японии, где наблюдаются медленные опускания и землетрясения через каждые 100 – 150 лет. С 1971 года здесь осуществляется мониторинг ежегодными измерениями с гравиметрами Ла Коста – Ромберга [74].

Сети для гравиметрического мониторинга созданы также в зонах столкновения тектонических плит для наблюдений орогенных процессов. Примером могут служить исследования в Индии и Китае, приуроченные к Гималайской зоне субдукции, которая характеризуется столкновением Индийской и Евразийской литосферных плит, активными разломами и высокой сейсмической активностью. Приведенные примеры показывают, что во всем мире проводятся широкие исследования по установлению корреляции между изменениями силы тяжести и глобальными крупномасштабными геодинамическими явлениями. Однако вплоть до настоящего времени нельзя уверенно сказать, что данные этих исследований подтверждают указанную корреляцию. Основной трудностью выполнения подобных исследований является то, что величины глобальных и крупномасштабных изменений силы тяжести очень малы и составляют, в большинстве случаев, первые микрогалы в год.

5.2. ИЗМЕНЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

При изучении деформаций земной коры методом повторных геодезических измерений на геодинамических полигонах серьезное внимание должно быть обращено на факторы, искажающие реальную картину деформаций. Поскольку результаты геодезических измерений зависят от состояния гравитационного поля, к таким факторам следует отнести и вариации гравитационного поля (ВГП) во времени, в результате которых сравниваемые циклы геодезических измерений на ГДП окажутся выполненными при различных состояниях гравитационного поля.

Как известно, ВГП могут быть вызваны изменением взаимного положения планет Солнечной системы относительно Земли, прежде всего, Луны и Солнца, миграцией подземных вод, перемещением масс в результате крупных вулканических извержений, а также техногенными перемещениями масс на земной поверхности.

Наиболее ощутимо искажения за ВГП могут проявиться при анализе результатов повторного нивелирования [51], так как геометрическое нивелирование дает расстояние между уровнями поверхностями потенциала силы тяжести, проходящими через точки стояния нивелира и реек. С изменением значений силы тяжести изменяются и положения уровней поверхностей, а, следовательно, превышения при повторном нивелировании также изменяются (рис. 53). *Важно, что эти изменения превышений могут возникнуть даже при абсолютной неподвижности земной коры.*

Для правильного анализа результатов повторных нивелировок необходимо иметь в виду, что *данные геометрического нивелирования зависят от пути нивелирования между исследуемыми точками и имеют ясный физический смысл только в том случае, если они обрабатываются совместно с результатами измерения силы тяжести g вдоль нивелирных линий.* Покажем это с помощью следующих рассуждений.

Разность потенциалов W силы тяжести в некоторой точке A земной поверхности и точке O начала счета высот у уровня моря можно представить формулой

$$W_0 - W_A = \int_{OA} g dh \approx \sum_{OA} g \Delta h, \quad (5.1)$$

где dh – элементарное нивелирное превышение;

Δh – превышение между некоторыми промежуточными реперами на пути от точки O начала счета к точке A .

Криволинейный интеграл или сумма в формуле (5.1) должны быть вычислены вдоль пути нивелирования. Если между эпохами нивелирования произошло изменение разности потенциалов, то из этой же формулы данное изменение можно представить как

$$\delta(W_0 - W_A) \approx \int_{OA} \delta g \cdot dh + g \cdot \delta dh \approx \sum_{OA} \delta g \cdot \Delta h + g \cdot \delta \Delta h, \quad (5.2)$$

где $\delta(W_0 - W_A)$ – изменение разности потенциалов силы тяжести;

δg – изменение силы тяжести;

δdh и $\delta \Delta h$ – изменение соответствующих превышений.

Из (5.2) следует, что изменение разности потенциалов силы тяжести, наблюдаемое между эпохами нивелирования, может быть вызвано как изменениями силы тяжести (δg), так и изменениями превышений ($\delta \Delta h$).

В равнинных районах при наблюдаемых изменениях нивелирных превышений и силы тяжести преобладающее влияние на изменение потенциалов окажет последний член под знаком суммы в формуле (5.2). Действительно, при $\delta \Delta h = 5$ мм, $\delta g = 0,03$ мГал, $g = 1000000$ мГал, $\Delta h = 5 \cdot 10^5$ мм этот член равен $5 \cdot 10^6$ мГал·мм, а первый член под знаком суммы этой формулы равен $0,015 \cdot 10^6$ мГал·мм. Только в высоких горах при $\delta g = 0,1$ мГал (на Северном Кавказе обнаружено изменение δg , равное $0,08$ мГал/год [44]), и $\Delta h = 6$ км первый член может приблизиться по порядку своей величины ко второму, достигнув $0,6 \cdot 10^6$ мГал·мм.

Из приведенных расчетов следует, что для равнинных районов, например, Беларуси (при условии отсутствия техногенных перемещений масс), формулу (5.2) можно упростить и переписать как

$$\delta (V_O - W_A) \approx \sum_{OA} g \cdot \delta \Delta h \quad (5.3)$$

Следовательно, вертикальные перемещения земной коры здесь будут соответствовать изменению разности потенциалов, выявляемому из повторных нивелировок, и в этом случае не надо заботиться о повторных измерениях силы тяжести.

Однако в строгом смысле, исходя из формулы (5.2), можно сказать, что *только при неизменном гравитационном поле результаты повторных нивелировок будут соответствовать изменению высот.*

На практике же при обработке результатов повторного нивелирования следует иметь в виду, что поправки за изменения взаимного положения Земли, Луны и Солнца, так называемые приливные поправки, достигают существенной величины только в ходах большой протяженности. Поэтому вопрос об учете этих поправок в результатах повторного нивелирования на ГДП (глава 2) обычно не возникает.

Однако неприливные ВГП, т. е. обусловленные техногенными перемещениями масс, извержениями вулканов, землетрясениями, миграцией подземных вод и т. д., могут достичь значительных величин и вызвать существенные искажения в исследуемых деформациях, если не учесть их в результатах повторных геодезических измерений.

Вопросу изучения неприливных изменений силы тяжести на ГДП во всем мире уделяется большое внимание. В Японии этот вопрос исследуется с помощью повторных гравиметрических измерений, начиная с 50-х го-

дов прошлого столетия. Широко распространены подобные исследования в Северной Исландии, Мексике, США, Германии, странах бывшего Союза и еще в ряде других государств мира. В последние годы к ним активно привлекается спутниковая альтиметрия (п. 4.2.4), позволяющая фиксировать высоты геоида (квазигеоида), а, следовательно, и их изменения, с точностью в несколько сантиметров.

Выполненные исследования изменений силы тяжести на геодинамических полигонах показали, что величины этих изменений могут составлять десятки мкГал/год [7]. Уверенно зафиксированы изменения силы тяжести, вызываемые совокупностью явлений, предвещающих или сопровождающих извержения вулканов. В ряде случаев зафиксировано изменение гравитационного поля до и после происшедших землетрясений большой силы, вызвавших большие вертикальные перемещения земной поверхности. Поэтому сведения об изменениях локального гравитационного поля, полученные с помощью повторных гравиметрических и спутниковых альтиметрических измерений, могут рассматриваться как один из видов предвестников землетрясений и извержений вулканов.

Наибольшие изменения силы тяжести на нашей планете зафиксированы вследствие перемещений масс, обусловленных деятельностью человека. Доступные измерения вариации силы тяжести наблюдаются при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, геотермальных полей, откачке воды, добыче угля, а также заполнении и спуске водохранилищ. По величине эти изменения могут достигнуть нескольких мГал.

Так, например, конкретные расчеты, выполненные для Саяно-Шушенского водохранилища, показали [10], что вариации силы тяжести, обусловленные изменением уровня воды от 225 до 250 м, вблизи береговой линии могут достигать 1 мГал, а вариации уклонов отвесных линий при этом могут составить $0,2''$ и при выполнении высокоточных геодезических измерений ими нельзя пренебрегать. Поэтому на техногенных ГДП при вычислении характеристик деформаций земной поверхности поправки за изменение гравитационного поля в результатах повторных геодезических измерений должны быть учтены.

Рассмотрим, как учитывается изменение локального гравитационного поля в результатах геодезических измерений на ГДП ГЭС.

5.2.1. Учет изменений гравитационного поля, вызванных заполнением водохранилища и колебанием его уровня в период эксплуатации, при обработке данных повторного нивелирования на геодинимических полигонах ГЭС

Источником вариаций гравитационного поля (ВГП) в районах водохранилищ ГЭС являются массы воды в водохранилище при его заполнении и изменение уровня воды в нем в период эксплуатации.

Как известно, на ГДП ГЭС (см. пп. 2.4.2.2) линии повторного нивелирования прокладываются по периметру водохранилища и перпендикулярно к нему (рис. 53). Вследствие гравитационного притяжения масс воды водохранилища направления отвесных линий меняются таким образом, что превышения вдоль нивелирных ходов, идущих в направлении к водохранилищу, будут больше, чем до его заполнения, т. е. возникает ложный эффект опускания ложа водохранилища. Этот эффект будет наибольшим при сравнении результатов нивелирования, выполненного до и после заполнения водохранилища. Однако он будет замечен также при сравнении нивелировок, выполненных уже после заполнения, из-за колебания уровня, обусловленного режимом расхода воды при эксплуатации ГЭС.

Таким образом, результаты высокоточного нивелирования на каждом ГДП ГЭС должны приводиться к некоторому стандартному уровню наполнения водохранилища. Методика вычисления соответствующих поправок разработана в ЦНИИГАиК [38]. Она различает два случая: учет изменения всей массы воды водохранилища (при сравнении нивелировок, выполненных до и после его заполнения) и учет влияния колебаний уровня воды.

Поскольку указанный эффект проявляется в сравниваемых превышениях вследствие небольших изменений направлений отвесных линий, то его можно оценить, определив упомянутые изменения уклонения отвеса для реперов анализируемой линии и умножив их на расстояние между реперами. Однако в этом случае, как известно [36], каждая эпоха нивелирования должна сопровождаться гравиметрической съемкой, что трудоемко и дорого. Для удешевления работ ЦНИИГАиК предлагает учесть тот факт, что источник изменения гравитационного поля в районах водохранилища известен, так как службы ГЭС ведут практически непрерывные наблюдения за уровнем воды водохранилища.

Исходным теоретическим положением методики ЦНИИГАиК является то, что при нивелировании в результате изменения окружающих масс происходит радиальное смещение уровенных поверхностей (поверхностей одинакового потенциала), проходящих через каждый репер. Поясним это с помощью чертежа (рис. 53).

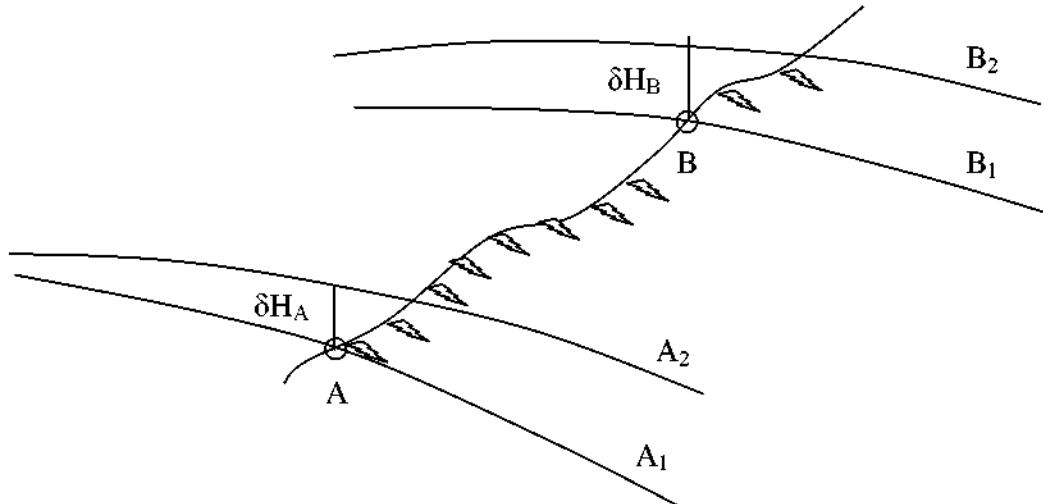


Рис. 53. Радиальное смещение уровенных поверхностей реперов А, В вследствие изменения масс воды в водохранилище

Если до заполнения водохранилища уровенные поверхности реперов А и В занимали положения A_1 и B_1 , то после его заполнения (или после изменения его уровня в период эксплуатации ГЭС) они займут положение A_2 и B_2 . Это неизбежно будет наблюдаться, так как вследствие изменения окружающих масс произойдет изменение характеристик локального гравитационного поля, что выразится в изменении направлений отвесных линий, проходящих через репера А и В, а, следовательно, и в изменении положений перпендикулярных этим направлениям уровенных поверхностей до положения A_2 , B_2 . Показанные на рис. 53 отрезки δH_A и δH_B как раз и будут характеризовать радиальные смещения уровенных поверхностей на реперах А и В, вызванные заполнением или изменением уровня водохранилища. Кроме того, разность $(\delta H_B - \delta H_A)$ будет равна поправке в измеренное превышение h_{AB} в эпоху T_2 за изменение гравитационного поля. Величины δH_i и их разности для соседних реперов $(\delta H_{i+1} - \delta H_i)$ могут быть вычислены без особых затруднений, исходя из следующих соображений.

Из теории потенциала известно, что изменение потенциала тяготения в точке земной поверхности на величину ΔV приводит к радиальному

смещению δH проходящей через нее уровенной поверхности, вычисляемому по формуле

$$\delta H = \frac{\Delta V}{\gamma}, \quad (5.4)$$

где γ – нормальное значение силы тяжести в данной точке, т. е. известная величина.

При заполнении водохранилища изменение потенциала ΔV создается массой воды, объем и плотность которой известны, так как за уровнем водохранилища ведутся непрерывные наблюдения. Поэтому величина ΔV может быть вычислена по известной формуле

$$\Delta V = f \cdot \rho \iiint_{\tau} \frac{d\tau}{r}, \quad (5.5)$$

где f – гравитационная постоянная ($f = 6.673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$);

ρ – плотность воды ($\rho = 1 \text{ г/см}^3$);

τ – объем воды в водохранилище;

$d\tau$ – элементарный объем воды в водохранилище;

r – расстояние от репера, в котором вычисляется величина ΔV , до элемента объема воды $d\tau$.

Предусматриваемое формулой (5.5) интегрирование выполняется численно. Для этого используется известная круговая палетка Еремеева. Она строится в масштабе карты, на которой нанесены водохранилище и нивелирная сеть ГДП ГЭС. Вид требуемой палетки и радиусы ее зон даны на рис. 54.

При использовании круговых палеток операция интегрирования соответствует суммированию отдельных вкладов вертикальных столбов (призм) воды, горизонтальные сечения которых задаются отсеками применяемой палетки, в изменение потенциала тяготения, то есть

$$\Delta V = \sum_{i=F}^{IV} \sum_{K=1}^{16} \delta V_{iK}, \quad (5.6)$$

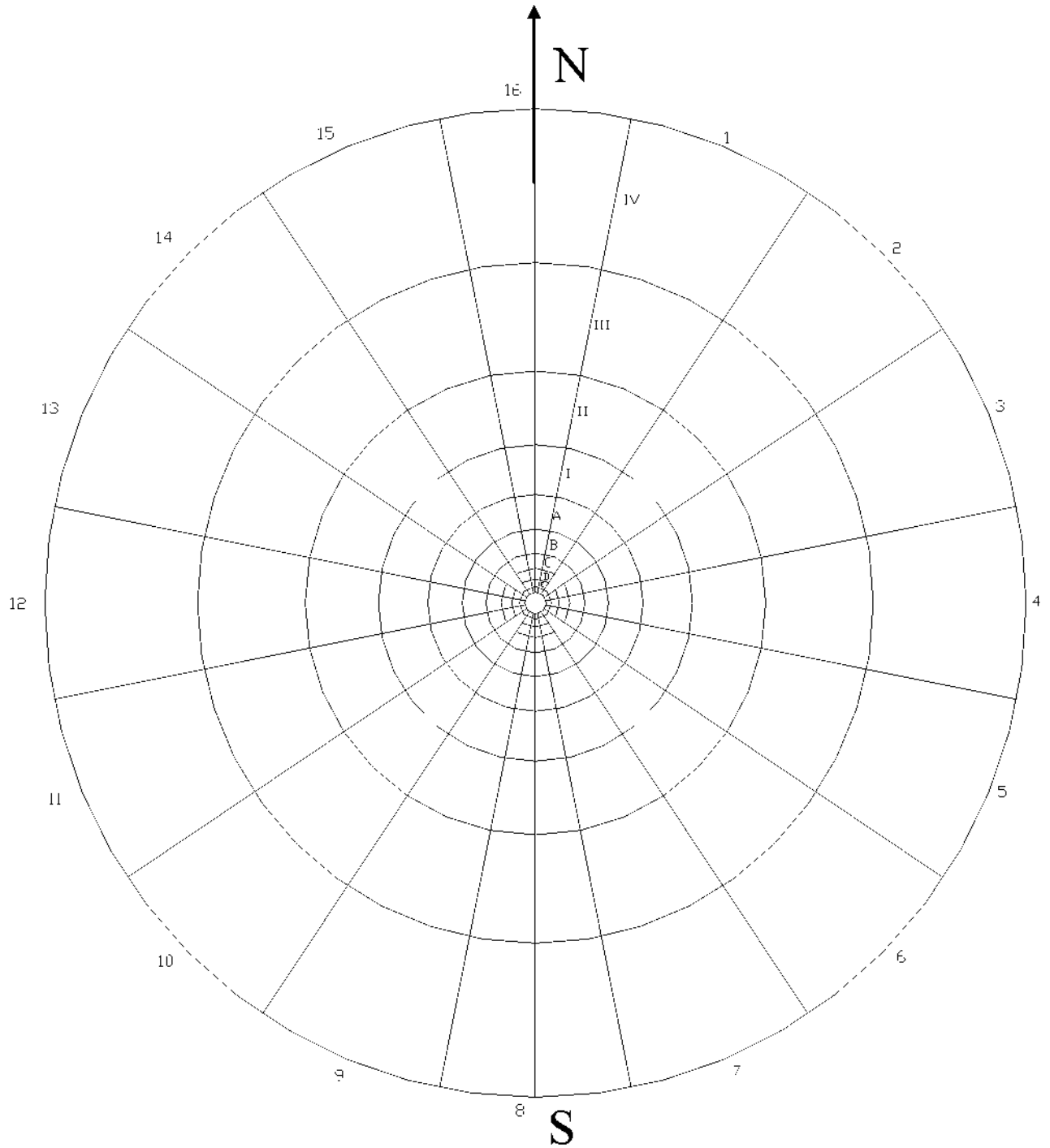
где ΔV – изменение потенциала тяготения, вызванное заполнением водохранилища;

δV_{iK} – изменение потенциала тяготения, вызванное столбом воды, высекаемом в водохранилище отдельным отсеком палетки;

$K = 1, 2, 3 \dots 16$ – номер сектора палетки;

$i = F, E, D, C, B, A, I, \dots IV$ – наименование зоны палетки.

Это иллюстрируется рис. 55.



Радиусы зон r_i и r_{i+1} в км

F	E	D	C	B	A	I	II	III	IV
0,50	0,75	1,10	1,60	2,30	3,40	5,00	7,30	10,70	22,80

Рис. 54. Образец палетки Еремеева для водохранилищ ГЭС

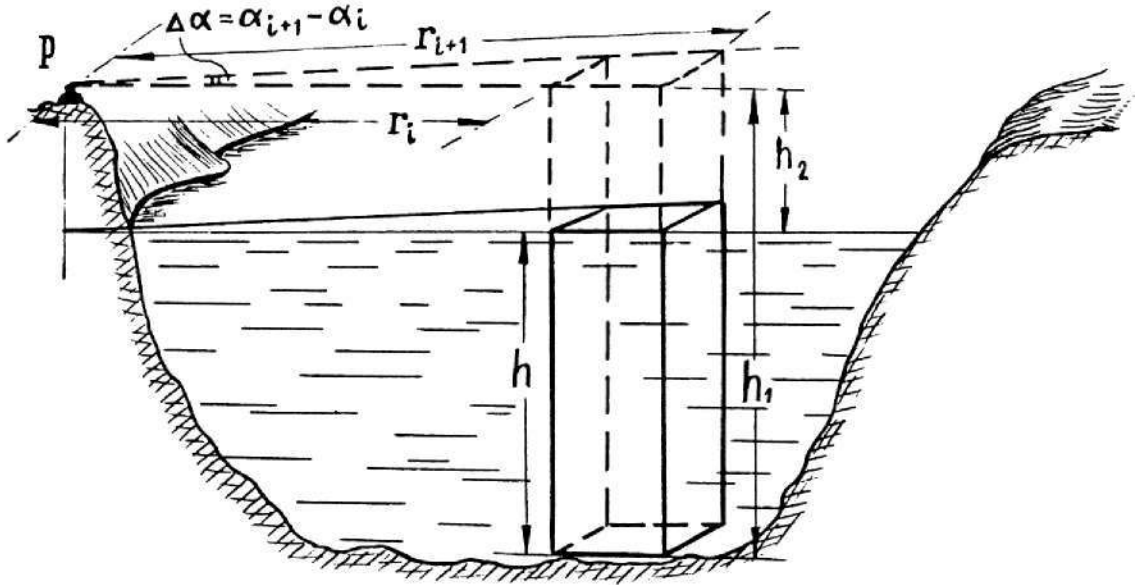


Рис. 55. Иллюстрация к операции численного интегрирования формулы (5.5):

P – репер, в котором вычисляется изменение потенциала ΔV ; h – высота столба воды (глубина водохранилища), соответствующая отсеку палетки i K с радиусами r_i и r_{i+1} ; h_2 – высота репера P над уровнем воды водохранилища; $h_1 = h + h_2$

Гравитационный потенциал изображенной на рис. 55 вертикальной призмы может быть вычислен по формуле

$$\begin{aligned} \delta V_{iK} = & \frac{1}{2} f \rho (\alpha_{i+1} - \alpha_i) \left[h_1 \left(\sqrt{r_{i+1}^2 + h_1^2} - \sqrt{r_i^2 + h_1^2} \right) + h_2 \left(\sqrt{r_{i+1}^2 + h_2^2} - \sqrt{r_i^2 + h_2^2} \right) \right] \\ & + r_{i+1}^2 \ln \frac{\left(h_1 + \sqrt{r_{i+1}^2 + h_1^2} \right)}{\left(h_2 + \sqrt{r_{i+1}^2 + h_2^2} \right)} - r_i^2 \ln \frac{\left(h_1 + \sqrt{r_i^2 + h_1^2} \right)}{\left(h_2 + \sqrt{r_i^2 + h_2^2} \right)} \end{aligned} \quad (5.7)$$

Формула (5.7) получается как разность выражений для потенциала тяготения двух призм с основанием на горизонтальной плоскости, проходящей через репер P . Ввиду малости вычисляемой поправки формулу (5.7) для нашего случая можно существенно упростить. Ее достаточным приближением является выражение

$$\delta V_{iK} = f \cdot \rho \cdot h \cdot (\alpha_{i+1} - \alpha_i) (r_{i+1} - r_i) \approx f \cdot \rho \cdot h \frac{2\pi}{16} \cdot (\alpha_{i+1} - \alpha_i) (r_{i+1} - r_i) \quad (5.8)$$

Результирующая величина смещения уровенной поверхности равна

$$\delta H = \frac{\Delta V}{\gamma} = \frac{\sum_{i=F}^{IV} \sum_{K=1}^{16} \delta V_{iK}}{\gamma}, \quad (5.9)$$

В формуле (5.9) суммирование выполняется по числу элементарных призм, на которые при вычислении разбивается объем водохранилища с помощью используемой палетки (см. рис. 54).

Вычислительная процедура сводится к оцениванию средних значений глубин в отсеках палетки, задающих горизонтальные сечения упомянутых элементарных призм. При этом палетка накладывается на топографическую карту, на которой желательно заранее поднять горизонтали, попадающие на водохранилище. Особо нужно выделить и подписать выбранный стандартный уровень. Центр палетки должен быть совмещен с репером, для которого вычисляется смещение уровенной поверхности. Хотя для этих вычислений азимутальная ориентировка палетки может быть произвольной, палетку лучше всего ориентировать единообразно, что позволит использовать результаты снятия для вычисления изменений уклонов отвеса, если они будут представлять интерес.

Подходящим масштабом карты является 1:100000. *Палетка строится в масштабе используемой карты.*

Средние значения глубин записываются в специальный бланк (табл. 9), в котором для каждой круговой зоны палетки отводится одна строка. Для отсеков, попадающих частично на сушу, визуально оценивается (в десятых долях) часть, приходящаяся на воду, после чего ее средняя глубина, умноженная на оцененную часть, записывается в соответствующую графу бланка. Например, на воду приходится 0,2 части отсека палетки, и средняя глубина в этой части равна 40 м, тогда средняя глубина для всего отсека палетки получается равной $40 \times 0,2 = 8$ м. Для отсеков, полностью приходящихся на сушу, никаких записей в бланке не делается. Средние значения глубин желательно оценивать с точностью 5 – 10 м.

После того как записаны отсчеты для всех отсеков палетки, полностью или частично приходящихся на территорию водохранилища, вычисляются их суммы по каждой строке бланка, которые записываются в графу Σ . Умножив затем эти суммы на соответствующие коэффициенты и сложив произведения, получим величину изменения потенциала тяготения ΔV для уровенной поверхности, проходящей через нивелирный репер Р. Искомую величину радиального смещения этой уровенной поверхности определяем по формуле (5.9). Пример вычисления приведен в табл. 9.

Таблица 9

Вычисление величины δH радиального смещения уровенной поверхности, проходящей через нивелирный репер ГДП ГЭС, за ВГП, вызванные заполнением водохранилища

Отсек палетки iK	Средняя глубина водохранилища в отсеке палетки h_{iK} , м																$\sum_{K=1}^{16} h_{iK}$ М	Коэффициен- ты зоны $P_i = f\rho \frac{\pi}{8} (r_{i+1} - r_i)^2$
	Сектор	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
Зона																		
F	3											10	15	15	12	10	65	0,0066
E	5										1	20	22	20	20	12	100	0,0092
D	10										10	20	30	30	30	20	150	0,0131
C	20	0									10	38	40	40	40	37	225	0,0183
B	38	10									3	40	50	42	42	42	267	0,0288
A	42	25									1	40	50	50	45	43	296	0,0419
I	22	20										30	47	45	40	30	234	0,0603
II		20	2									15	10	30	10		87	0,0891
III												10		8			18	0,1310
IV																	-	-

$$\Delta V = \sum_{i=F}^{IV} \sum_{K=1}^{16} P_i \cdot h_{iK} = 41,6377 \text{ мм} \cdot \text{м} \cdot \text{с}^{-2}$$

$$\delta H = \frac{\Delta V}{\gamma = 9,800000 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}} = 4,2 \text{ мм}$$

Вычисления поправок необходимо произвести для группы реперов ГДП, расположенных на береговой линии водохранилища и на некотором удалении от него. Сравнение их величин с точностью нивелирования позволит легко установить, на каком удалении от водохранилища вычисляемые поправки пренебрежимо малы. Для более удаленных реперов такие вычисления, возможно, не потребуются. Однако, как правило, в районах ГДП ГЭС из-за сложного рельефа нивелирные линии, идущие от водохранилища, сравнительно коротки, и гравитационный эффект не пренебрегаем даже для конечных реперов этих линий. Так как искомые поправки сравнительно малы и плавно меняются, то поправки потребуется вычислять для небольшого числа реперов, а для остальных их можно линейно проинтерполировать, что существенно сократит объем вычислений.

Учет гравитационного влияния изменений уровня воды в водохранилище выполняется аналогично, с той лишь разницей, что теперь для всех отсеков, полностью попадающих на территорию водохранилища при его нижнем уровне, в вычислительный бланк записывается постоянное значение, равное разности имеющегося на момент нивелирования и стандартного уровней. При этом, если реальный уровень ниже стандартного, записываемые в бланк значения должны иметь знак минус, и вычисляемые смещения уровенных поверхностей будут отрицательными. Для отсеков, проходящихся на воду лишь частично, следует оценить часть отсеков при обоих уровнях и среднее из этих значений, умноженное на разность уровней, записать в бланк. Заключительные вычисления выполняются точно так же, как и в предыдущем случае.

Найденные смещения уровенных поверхностей (поправки) должны быть алгебраически прибавлены к высотам реперов, получаемым по результатам нивелирования. Следовательно, если нивелирование выполнялось при уровне водохранилища выше стандартного, то высоты будут увеличены, а в обратном случае – уменьшены. Очевидно, что при редуцировании к стандартному уровню результатов нивелирования, выполненного до заполнения водохранилища, эти поправки к высотам будут отрицательными.

После редуцирования результаты исполненных в различное время нивелировок будут свободны от рассматриваемого здесь гравитационного эффекта.

5.2.2. Учет влияния вариаций гравитационного поля на результаты геодезических измерений в районах активного вулканизма

Методика ЦНИИГАиК, изложенная в предыдущем разделе, может быть использована для оценки влияния ВГП, вызванных изменениями масс на поверхности Земли вследствие извержения вулкана, на результаты повторного нивелирования. Покажем это на примере Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975 – 1976 гг., за которым выполнялись научные наблюдения по комплексной программе [5].

БТТИ началось 6 июля 1975 года южнее вулкана Плоский Толбачик на Камчатке и закончилось 10 декабря 1976 года. Извержение сопровождалось большими перемещениями масс, в результате чего образовались четыре крупных многотонных новых конуса, три из которых (I, II, III) носят название Северного прорыва, а один – Южного прорыва. Конусы Северного прорыва имеют следующие высоты и диаметр в метрах: I – 1200 и 330; II – 600 и 210; III – 600 и 120. В районе БТТИ на протяжении всего извержения производились комплексные геоисследования, включая и геодезические. Изучение деформаций земной поверхности геодезическими методами было начато 13 июля 1975 года, спустя неделю после прорыва и начала образования конуса I. В комплекс геодезических исследований входили режимные нивелирные и светодальномерные измерения, фототеодолитные съемки вблизи извержения, а также линейно-угловые измерения на обширных площадях.

Непрерывное перераспределение масс, сопровождающее извержение и проявившееся на местности в виде образования конусов, вызвало изменение локального гравитационного поля в районе БТТИ, что не могло не оказать влияние на результаты геодезических измерений и определяемые по ним деформации земной поверхности. Для оценки этого влияния были выбраны два нивелирных профиля I – IV и I' – 6', расположенных вблизи конусов Северного прорыва (рис. 56), что обусловлено следующим.

Профиль I – IV был заложен в начале образования конуса I в выходы старых лав и пронивелирован с погрешностью 1 мм на 1 км двойного хода. Реперы этого профиля являлись исходными для определения вертикальных деформаций территории Северного прорыва. Следовательно, на примере этого профиля можно оценить максимальное влияние ВГП, вызванных образованием всех трех конусов Северного прорыва, на результаты нивелирования.

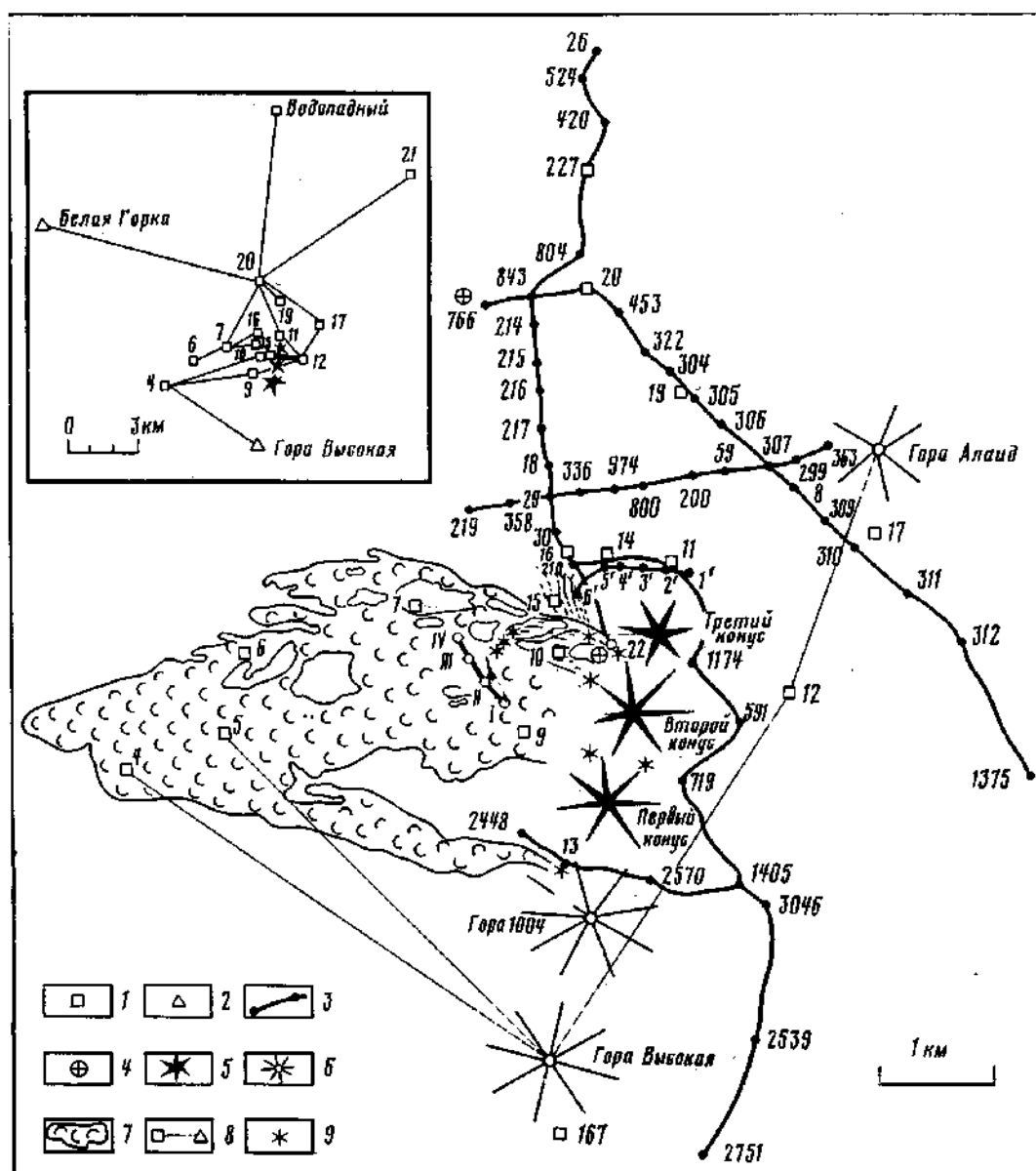


Рис. 56. Схема расположения пунктов геодезических наблюдений на Северном прорыве [5]:
 1 – пункты светодальномерных измерений и тригонометрического нивелирования;
 2 – пункты триангуляции; 3 – нивелирные профили; 4 – наклономеры; 5 – новообразованные в ходе БТТИ шлаковые конусы; 6 – старые шлаковые конусы; 7 – лавовые потоки БТТИ; 8 – линии тригонометрического нивелирования; 9 – истоки лавовых потоков

Профиль 1' – 6' расположен примерно на 2 км севернее конуса I. Первое нивелирование этого профиля было выполнено 7 августа 1975 года, т. е. когда конус I был уже практически образован, а образование конуса II еще не началось. Второй цикл нивелирования данного профиля был осуществлен 11 августа 1975 года, когда конус II был уже почти сформирован.

Следовательно, на примере профиля 1' – 6' можно оценить влияние ВГП, вызванных образованием конуса II Северного прорыва, на результаты нивелирования.

В идеале для осуществления поставленной задачи необходимо, чтобы каждый цикл повторного нивелирования сопровождался циклом гравиметрических измерений. Тогда появится возможность учесть состояние гравитационного поля в результатах каждого цикла геодезических измерений по известным формулам [36], и вопрос о влиянии изменения гравитационного поля на величины исследуемых деформаций отпадет. В районе БТТИ было произведено двукратное измерение силы тяжести: в ноябре 1975 года, когда извержение на Северном прорыве было закончено, и в апреле – мае 1976 года, т. е. спустя шесть месяцев после окончания извержения.

Несовпадение дат исследуемых нивелировок и гравиметрических съемок обусловило выбор способа вычисления поправок за ВГП, не требующего выполнения гравиметрических работ. За основу был взят способ ЦНИИГАиК, разработанный для ГДП ГЭС и описанный в предыдущем разделе. В качестве рабочих служили формулы (5.8) и (5.9).

Изменение потенциала тяготения в этом случае было вызвано массами конусов Северного прорыва, рост объемов которых был прослежен с помощью режимной фототеодолитной съемки, а плотность изверженных пород установлена в результате геологических исследований [5]. По данным фототеодолитной съемки, соответствующей датам нивелирования профилей, были построены две гипсометрические карты в масштабе 1:10000 для профиля I – IV с конусами I, II, III; для профиля 1' – 6' – с конусом II. Расчет выполнялся методом численного интегрирования с помощью изготовленной в масштабе карты палетки Еремеева и дал следующие результаты [48]:

1. Поправки за ВГП в нивелирный профиль I – IV колеблются от 1,2 до 1,9 мм при точности нивелирования ± 1 мм. Следовательно, эти поправки являются значимыми и их необходимо учитывать.

2. Поправки за ВГП в нивелирный профиль 1' – 6' равны 0,2 мм и несущественны по сравнению с вертикальными деформациями земной поверхности в районе исследуемого профиля, достигающими 12 см.

Методика, по которой выполнен расчет указанных поправок, позволяет учесть только ВГП, вызванные изменениями масс на поверхности Земли, и не позволяет учесть внутренние перемещения масс. Поэтому мы допускаем, что суммарные поправки за изменение внутренних и наружных масс могут несколько отличаться от полученных нами, причем не обязательно в сторону

увеличения. Однако порядок этих поправок, по всей видимости, останется в пределах первых миллиметров и меньше, что позволяет сделать выводы:

1. На этапе исследования краткосрочных предвестников извержений вулканов поправки за ВГП в результаты нивелирования могут оказаться значительными и учет их желателен.

2. Учет ВГП в результатах повторных геодезических измерений не может изменить качественную картину деформаций земной поверхности, сопровождающих извержение вулкана.

В заключение отметим, что методика ЦНИИГАиК, разработанная для ГДП ГЭС, по оценке влияния ВГП на результаты высокоточного нивелирования, может быть успешно использована для самых различных случаев практики исследования деформаций земной поверхности, связанных с перемещением масс. Необходимым условием этого является лишь то, чтобы объемы и расположение масс, вызывающих ВГП, были известны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акивис М.А., Гольдберг В.В. Тензорное исчисление. – М.: Наука, 1969. – 352 с.
2. Ачкасов С.Н., Генике А.А., Синенко Л.А., Юношев Л.С. Метрологическая аттестация геодезической КНС-аппаратуры. // Геодезия и картография. – 1993. – № 12. – С. 16 – 20.
3. Баранов В.Н., Бойко Е.Г., Краснорылов И.И., Машимов М.М., Плахов Ю.В., Урмаев М.С., Яшкин С.Н. Космическая геодезия: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1986. – 407 с., ил.
4. Большаков В.Д., Деймлих Ф., Голубев А.Н., Васильев В.П. Радиогеодезические и электрооптические измерения. – М.: Недра, 1985. – 303 с.
5. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976 гг. / Под ред. С.А. Федотова. – М.: Наука, 1984. – 637 с.
6. Бугаев Ю.Г., Гричук Ю.П., Яровой Б.Д. Таблицы для вычисления длин сторон полигонометрии и трилатерации 1 и 2 классов, измеренных свето- и радиодальномерами. – М.: Недра, 1969. – 46 с.
7. Буланже Ю.Д. Неприливные изменения силы тяжести / Сб. науч. тр. "Повторные гравиметрические наблюдения. Вопросы, теория и результаты". – М., 1980. – С. 4 – 21.
8. Бурша М. Основы космической геодезии. Пер. с чеш. Ч. II. Динамическая космическая геодезия. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
9. Вершинин В.И. К методике определения постоянных поправок светодальномеров // Геодезия и картография. – 1982. – № 9. – С. 9.– 12.
10. Вовк И.Г., Канушин В.Ф., Ральченко В.Ф. Неприливные вариации силы тяжести в районе водохранилища. /Сб. науч. тр. "Повторные гравиметрические измерения. Вопросы теории и результаты". – М., 1980. – С. 78 – 85.
11. Генике А.А., Кислов В.С., Юношев Л.С. Создание полигона для аттестации спутниковых приемо-вычислительных комплексов // Геодезия и картография. – 1994. – № 2. – с. 10 – 13.
12. Генике А.А., Лобазов В.Я., Ямбаев Х.К. Результаты исследований аппаратуры спутникового позиционирования GPS WILD-SYSTEM200 // Геодезия и картография. – 1993. – № 1. – С. 8 – 13.
13. Генике А.А., Побединский Г.Г. Глобальная спутниковая система определения местоположения GPS и ее применение в геодезии. – М.: Картгеоцентр – Геодезиздат, 1999. – 272 с.

14. Герасименко М.Д., Кириенко А.П., Шароглазова Г.А. Определение горизонтальной составляющей СДЗК способом уравнивания разностей измерений без "твердых" пунктов на примере Толбачинского геодинамического полигона (Камчатка) // Тихоокеаническая геология. – 1983. – № 4. – С. 106 – 110.
15. Герасименко М.Д., Шароглазова Г.А. Определение современных движений земной коры из повторных измерений // Геодезия и картография. – 1985. – № 7. – С. 25 – 29.
16. Данилов В.В. Методы обработки повторных геодезических измерений, проводимых в целях выявления горизонтальных деформаций земной коры // Тр. геофизического ин-та № 5 (132); Сб. статей и докл. – М., 1949. – С. 115 – 133.
17. Евстафьев О.В., Милич В.Н., Каримов Р.Г. Опыт GPS-измерений на сверхдлинных базах для передачи координат // Геодезия и картография. – 1997. – № 2. – С. 12 – 19.
18. Есиков Н.П. Определение деформаций земной поверхности по непосредственно измеренным элементам геодезических сетей. – В кн.: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. – М.: Наука, 1983. – С. 135 – 138.
19. Есиков Н.П. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности. – М.: Наука, 1979. – 152 с.
20. Зенкевич О. Метод конечного элемента: от интуиции к общности // Механика. – 1970. – № 6. – С. 115 – 123.
21. Изотов А.А. О геодезических методах изучения движений земной коры. – Изв. высш. учеб. заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. Вып. 1, 1963.
22. Изотов А.А., Зубинский В.И., Макаренко Н.Л., Микиша А.М. Основы спутниковой геодезии. – М.: Недра, 1974. – 320 с.
23. Инструкция о построении государственной геодезической сети СССР. – М.: Недра, 1966. – 341 с.
24. Инструкция по нивелированию I, II, III и IV классов. – М.: Недра, 1990. – 168 с.
25. Карта современных вертикальных движений земной коры СССР. – М.: ГУГК СССР, 1988.
26. Кашников Ю.А., Гришко С.В., Гуляев Н.Ю. Исследование современных движений земной коры с помощью спутниковых систем // Геодезия и картография. – 2001. – № 2. – С. 12 – 18.

- 27.Кириенко А.П. Результаты повторных спутниковых измерений на Петропавловск-Камчатском геодинимическом полигоне // Геодезия и картография. – 1998. – № 4. – с. 13 – 16.
- 28.Костецкая Я.М. Свето- и радиодальномеры. – Львов: Вища шк. Изд-во Львовского ун-та, 1986. – 264 с.
- 29.Краснорылов И.И. Основы космической геодезии. – М.: Недра, 1991. – 155 с., ил.
- 30.Лобачев В.М. Радиоэлектронная геодезия. – М.: Недра, 1980.
- 31.Маркузе Ю.И. Уравнивание и оценка точности плановых геодезических сетей. – М., Недра, 1982. – С. 42 – 46.
- 32.Матвеев С.И. Алгоритм для уравнивания свободных геодезических сетей. – Геодезия и картография. – 1978. – № 2. – С. 23 – 24.
- 33.Машимов М.М. АГС в начале третьего тысячелетия // Геодезия и картография. – 1994. – № 3. – С. 25 – 28.
- 34.Машимов М.М. Теоретическая геодезия. Справоч. пособие. – М.: Недра, 1991. – 267 с.
- 35.Нивелирование I и II классов (практическое руководство). Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. – М.: Недра, 1982. – 264 с.
- 36.Огородова Л.В., Шимбирев Б.П., Юзефович А.П. Гравиметрия: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1978. – 325 с.
- 37.Оден Дж. Конечные элементы в нелинейной механике сплошных сред. – М.: Мир, 1976. – 464 с.
- 38.Остач О.М., Дмитроченков В.Н. Методическое руководство по геодезическим работам на геодинимических полигонах. – М.: ЦНИИГАиК, 1984.
- 39.Певнев А.К. Об экспериментальной проверке тектоники литосферных плит и других геодинимических задач геодезии // Геодезия и картография. – 1994. – № 6. – С. 23 – 31.
- 40.Пеллинен Л.П. Высшая геодезия (теоретическая геодезия). – М.: Недра, 1978. – 264 с.
- 41.Психрометрические таблицы. – М.: Гидрометеиздат, 1947.
- 42.Садовский М.А., Нерсесов И.Л. Вопросы прогноза землетрясений. – Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 9. – 1978. – С. 13 – 30.
- 43.Торге В. Гравиметрия. Пер. с англ. /Под ред. А.П. Юзефовича. – М.: Мир, 1999. – 428 с.
- 44.Файтельсон А.Ш., Юркина М.И. Вековые изменения силы тяжести на Кавказе. – Изв. АН СССР. Физика Земли. –1972. – № 9. – С. 93 – 94.

45. Фостикова М.И. Исследования точности определения координат пунктов локальной сети с помощью GPS // Геодезия и картография. – 1994. – № 12. – С. 18 – 22.
46. Чеботарев В.Е., Плеханов С.И., Волошко Ю.Б., Косенко В.Е., Черемисин В.Ф. Дифференциальный метод навигационных измерений // Геодезия и картография. – 1994. – № 4. – с. 7 – 10.
47. Шароглазова Г.А. Изучение горизонтальных деформаций земной поверхности из повторных геодезических измерений на примере Камчатских геодинамических полигонов. – Дис. ... канд. техн. наук. – М., 1985. – 208 с.
48. Шароглазова Г.А., Готовко А.К. Влияние вариаций гравитационного поля на результаты геодезических измерений в районе активного вулканизма. – Труды международной научно-технической конференции, г. Новополоцк, 25 – 27 октября 2000 г. – Новополоцк: ПГУ, 2001. – С. 251 – 256.
49. Шароглазова Г.А., Ставров В.Н. Деформации земной поверхности, выявленные по геодезическим данным 1970 – 1986 гг., и сильные землетрясения в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Вулканология и сейсмология. – 1989. – № 2.
50. Шульман В.А., Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Шароглазова Г.А. Изучение полей деформаций земной коры методом конечных элементов // Геодезия и картография. – 1979. – № 5. – С. 13 – 19.
51. Юркина М.И. Об интерпретации результатов повторного геометрического нивелирования // Геодезия и картография. – 1976. – № 10. – С. 15 – 19.
52. Яковлев Н.В. Высшая геодезия. – М.: Недра, 1989. – 445 с.
53. Яковлев Н.В., Беспалов Н.А., Глумов В.П., Карпушин Ю.Г., Мерзенин А.В., Огородова Л.В., Пеллинен Л.П. Практикум по высшей геодезии (вычислительные работы). – М.: Недра, 1982. – 368 с.
54. Ashkenazi V. Criteria for optimization a practical assessment of a free network adjustment. – *Bullettino di geodesia e scienze affini*, 33, № 1, 1974. – P. 77 – 91.
55. Astrometric and space-geodetic observations of polar wander: Abstr. AGU (Amer. Geophys. Union) Fall Meet, San Francisco, Calif., Dec. 8-12, 1997. Gross Richard S. EOS. 1997. 78. № 46. GP31A-3. Англ.
56. Brunner F.K., Coleman R. and Hirsch. A comparison of computation methods for crustal strains from geodetic measurements. – *Tectonophysics*, V. 71, No 1-4, January 10, 1981. – P. 281 – 298.

57. Bursa M. Variations of the Earth's gravity field due to free nutation, *Stud. Geophys. et Geod.*, 1972, 16, № 2.
58. Current plate motions / De Mets, C.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein // *Geophys. J. Int.*, 1990. – P. 425 – 478.
59. Far-Eastern GPS network for detection of the Okhotsk plate motion: Abstr. AGU (Amer. Geophys. Union) Fall Meet, San Francisco, Calif., Dec. 8-12, 1997. Takahashi H., Kasahara M., Kimats F., Miura S., Kato T., Heki K., Vasilenko N., Ivashenko A., Bahtiarov V., Levin V., Gordeev E., Gerasimenko M., Korchagin F. *EOS*. 1997. 78, № 46, F 161. АНГЛ.
60. Frank F.C. Determination of the Earth Strains from Survey data. – *Bull Seismol Soc. Am.*, 56, 1966. – P. 34 – 42.
61. Geodesy using the Swedish permanent GPS network: Effects of signal scattering on estimates of relative site positions. Jaldehag R. T. K., Johansson J. M., Ronnang B.O., Elosegui P., Davis J.L., Shapiro I.I., Niell A.E.J. *Geophys. Res. B*. 1996. 101, № 8. 17, 841-17, 860. АНГЛ.
62. Inherent accuracy of 24-hr VLBI EOP measurements derived from two simultaneously observing networks: Abstr. 23 rd Gen Assem. Eur. Geophys. Soc., Nice, 1998. Ma C., Ryan J. W. *Ann. geophys.* 1998. 16 Suppl. C 399. АНГЛ.
63. Japon surveillance tectonique par GPS. Ferhat Gilbert. *XYZ: Rev. Assoc. fr. topogr.* 2000. 22. № 82. 76, 78-80. Фр.
64. Koch K. R. and Fritsch D. Multivariate hypothesis tests for detecting Recent crustal movements. – *Tectonophysics*, V. 71, No 1-4, January 10, 1981. – P. 301 – 313.
65. Meissl P. Die Inner Genauigkeit lines Pankthaufens. - *Zeitschrift fur Vermessungswesen*, №№5, 6, 1965.
66. Meissl P. Zusammenfassung and Ausbay der inneren Fehlertheorie lines Pankthaufens. *Deutsche Geod. Komm., Reihe A.*, 61: 8-21, 1969.
67. Mittermayer E. A generalisation of the Least - Squares Method for the Adjustment of free Networks. *Bull. Geod.*, №104, 1972. – P. 139 – 157.
68. Mittermayer E. Verallgemeinerung der Methode der Kleinsten Quadrate *Zeitschrift fur Vermessungswesen*, №9, 1971. – S. 401 – 409.
69. Mueller I. I. The International GPS servise for geodinamics // Rep. at First International Symposium on Deformation in Turkey. – Istanbul, 1995. – First book. – Sept. 5-9. – P. 47.
70. Pariisky N.N. The Earth's relation and gravity variations. *Bellettino i Geofisica Feorica ed Applicata*, 1978, V.XX, № 80.

71. Pelzer H. Zur Analyse geoditischer Deformation-messungen. Dtsch. Geod. Komm., Reihe C, 164: 86 p.p. 1971.
72. Runcorn, S.K. Convection currents in the earth's mantle. Nature 195, 1248-1249, 1962.
73. Ryan J.W., Caprette D.S., Ma C. Crystal Dynamics Project. VLBI Geodetic Results 1979-1990 // NASA Technical Memorandum. – 1992. - N 104552. – 391 p.
74. Satomura M., Nakagawa I., Tsukamoto H., Higashi T., Fukuda Y., Nakamura K.: Secular changes of gravity observed in Kinki district, Japan. BGI NO. 59, 215-223, 1986.
75. Space geodetic measurements of plate motion: Abstr. Eur. Geophys. Soc. Symp. "Solid Earth Geophys. and Natur. Hazards", Vienna, 1997, Pt 1. Smith D.E., Kolenkiewicz R., Dunn P.J., Torrence M.H. Ann geophys. 1997. 15. Suppl., № 1. C. 81. Англ.
76. Stels A. Changes in position of the geocentre due to sea-sonal variations in air mass and ground water. Geophys., J., Roy. Astron. Soc., 1976, 44, № 1.
77. Stels A. Changes in position of the geocentre due to variation of sea level. Bull. Geod., 1976, 50, № 2.
78. Tectonic Motion and Deformation from Satellite Laser Ranging to Lageos / D.E. Smith, R. Kolenkiewicz, J.W. Robbins et al. // Journal of Geophysical Research. – 1990. – Vol. 95. – NB13. – P. 22013 – 22041.

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

АЭС	- атомная электростанция;
БТИ	- Большое трещинное Толбачинское извержение;
ВГП	- вариации гравитационного поля;
ВКМКС	- Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей;
ГДП	- геодинамический полигон;
ГЛОНАСС	- Глобальная навигационная спутниковая система;
ГЭС	- гидроэлектростанция;
ДПС	- дифференциальная подсистема навигационных определений;
ИСЗ	- искусственный спутник Земли;
ККС	- контрольно-корректирующая станция;
КЛА	- космический летательный аппарат;
КНС	- космическая навигационная станция;
ЛЭП	- линия электропередач;
М	- магнитуа землетрясения или энергетическая характеристика землетрясения по шкале Рихтера;
мГал	- миллигал ($1 \text{ мГал} = 10^{-6} \text{ м}\cdot\text{с}^{-2}$);
мкГал	- микрогал;
мкм	- микрометр или микрон ($1 \text{ мкм} = 10^{-6} \text{ м}$);
мм рт.ст.	- миллиметр ртутного столба;
МТ	- мегатонна;
мс	- миллисекунда;
ПС	- псевдоспутник;
РСДБ	- радиоинтерферометрия со сверхдлинной базой;
РАН	- Российская Академия наук;
с	- секунда;
СВДЗК	- современные вертикальные движения земной коры;
СДЗК	- современные движения земной коры;
СКО	- средняя квадратическая ошибка;
ЦНИИГАиК	- Центральный ордена "Знак почета" научно-исследовательский институт геодезии, аэросъемки и картографии им. Ф.Н. Красовского;
GDOP	- снижение точности, обусловленное геометрией (Geometric Dilution of Precision);
GPS	- Глобальная система определения местоположения;
IGS	- международная геодинамическая служба (International Geodynamic Service);
WGS84	- мировая геодезическая система (World Geodetic System), установленная на сессии Международной ассоциации геодезии (МАГ)-84.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава 1. Планета Земля	6
1. 1. Современные представления о внутреннем строении Земли	6
1. 2. Гипотезы тектоники плит и расширения океанического дна	11
1. 3. Современные движения земной коры. Землетрясения и вулканизм	16
Глава 2. Изучение современных движений земной коры геодезическими методами	24
2.1. Обзор методов изучения современных движений земной коры	24
2. 2. Виды повторных геодезических измерений	27
2.2.1. Повторное нивелирование	27
2.2.2. Тектонические разломы. Повторные линейно-угловые измерения	28
2. 3. Геодезические предвестники землетрясений и вулканических извержений	33
2. 4. Проектирование и выполнение работ на геодинамических полигонах	37
2. 4. 1. Классификация геодинамических полигонов	37
2. 4. 2. Геодезические построения на геодинамических полигонах	38
2. 4. 2. 1. Прогностические геодинамические полигоны	38
2. 4. 2. 2. Геодинамические полигоны ГЭС	46
2. 4. 2. 3. Техногенные ГДП, создаваемые в местах добычи полезных ископаемых и интенсивного использования подземных вод	48
2. 4. 2. 4. Геодинамические полигоны атомных электростанций	48
2. 4. 3. Производство повторных геодезических измерений на геодинамических полигонах	55
2. 4. 3. 1. Общие сведения о производстве геодезических работ на геодинамических полигонах	55
2. 4. 3. 2. Производство нивелирования на геодинамических полигонах	58
2. 4. 3. 3. Производство угловых измерений на геодинамических полигонах	64
2. 4. 3. 4. Производство линейных измерений на геодинамических полигонах	67
2. 4. 3. 5. Измерение сторон региональных построений	74
2. 4. 3. 6. Определение постоянной дальномера	76
2. 4. 3. 7. Предварительная обработка результатов дальномерных измерений	79
Глава 3. Математическая обработка результатов повторных геодезических измерений	84
3. 1. Определение параметров вертикальных деформаций земной коры из повторного нивелирования	84

3. 2. Графическое представление параметров вертикальных деформаций земной коры.	87
3. 2. 1. Составление графиков накопления разностей превышений между циклами повторного нивелирования	87
3. 2. 2. Построение графиков смещений и скоростей в пространственно – временной области	90
3. 2. 3. Составление карты современных вертикальных движений земной коры.	92
3. 3. Определение параметров горизонтальных деформаций земной коры.	96
3. 3. 1. Общие сведения	96
3. 3. 2. Проблема выбора исходных данных при уравнивании плановых сетей на ГДП	99
3. 3. 3. Использование метода трансформирования при определении горизонтальных деформаций земной коры	102
3. 3. 4. Уравнивание плановых сетей на ГДП в нефиксированной системе координат	110
3. 3. 5. Совместное уравнивание двух циклов измерений (уравнивание по разностям)	112
3. 3. 6. Оценка точности измерений в линейно – угловой сети	115
3. 3. 7. Построение схем векторов горизонтальных смещений пунктов плановых сетей на ГДП. Достоинства и недостатки векторных схем.	121
3. 3. 8. Применение теории деформации при анализе результатов геодезических исследований современных движений земной коры	124
3. 3. 9. Определение компонентов деформаций для двумерного пространства . .	130
3. 3. 9. 1. Определение компонентов деформаций по разностям уравненных координат	130
3. 3. 9. 2. Определение компонентов деформаций по непосредственно – измеренным величинам	132
3. 3. 10. Оценка точности компонентов деформации	135
3. 3. 11. Эффект от трансформирования координат при вычислении компонентов деформации	137
Глава 4. Применение методов космической геодезии в геодинамических исследованиях.	140
4. 1. Постановка вопроса	140
4. 2. Обзор методов спутниковой геодезии, используемых в геодинамических исследованиях.	141
4. 2. 1. Общие сведения	141
4. 2. 2. Идея геометрического метода	143
4. 2. 3. Идея динамического метода	143

4. 2. 4. Спутниковые системы и аппаратура, применяемые при работах на ГДП.	145
4. 2. 5. Понятие о методах космической геодезии, применяемых при исследовании глобальных и крупномасштабных геодинамических явлений	149
4. 3. Сведения о результатах геодинамических исследований, полученных методами космической геодезии	153
Глава 5. Гравитационное поле и геодинамика	165
5.1. Связь изменений силы тяжести с глобальными и крупномасштабными геодинамическими явлениями	165
5. 2. Изменения силы тяжести на геодинамических полигонах	167
5. 2. 1. Учет изменений гравитационного поля, вызванных заполнением водохранилища и колебанием его уровня в период эксплуатации, при обработке данных повторного нивелирования на геодинамических полигонах ГЭС.	171
5. 2. 2. Учет влияния вариаций гравитационного поля на результаты геодезических измерений в районах активного вулканизма	179
Литература	183
Принятые обозначения	189

Учебное издание

ШАРОГЛАЗОВА Галина Александровна

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЕОДИНАМИКЕ

Учебное пособие

Зав. книжной редакцией В.В. Булах

Редактор Г.А. Тарасова

Компьютерный набор и верстка М.М. Лузан

Подписано в печать 08.05.02 Формат 60x84 1/16 Бумага офисная.
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Усл.-печ.л. 9,51 Уч.-изд. л. 9,76
Тираж 200 Заказ

Издатель и полиграфическое исполнение:

Учреждение образования «Полоцкий государственный университет»

Лицензия ЛВ № 317 от 22 июля 1998