PABMPA3BE,

Л. А. БОЛОТНОВА В. В. ФИЛАТОВ

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЕКАТЕРИНБУРГСКОГО МЕГАПОЛИСА

Екатеринбург - 2010

Федеральное агентство по образованию

Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Уральский государственный горный университет»



Л. А. Болотнова В. В. Филатов

ГРАВИРАЗВЕДКА

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЕКАТЕРИНБУРГСКОГО МЕГАПОЛИСА

Научное издание

Екатеринбург – 2010

УДК 550.831:550.835:662.02 Б79

Рецензенты: кафедра геофизики Пермского государственного университета им. А. М. Горького; А. С. Долгаль ведущий научный сотрудник Горного института УрО РАН, профессор, доктор физико-математических наук.

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Уральского государственного горного университета

Болотнова Л. А, Филатов В. В.

 Б79 Гравиразведка. Тектонофизический анализ гравитационного поля Екатеринбургского мегаполиса: научное издание/Л. А. Болотнова, В. В. Филатов; Урал. гос. горный ун-т - Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010.-176 с.

ISBN 978-5-8019-0231-9

В монографии рассматриваются теоретические основы и методика метода изучения напряженно-деформированного состояния геологической среды, названного авторами тектонофизическим анализом поля силы тяжести. Показаны возможности метода на примере изучения деформационного состояния геологической среды в пределах Екатеринбурга, в результате которого было установлено, что, вопреки мнению уральских сейсмологов, вероятность землетрясения в районе мегаполиса мала. Этот вывод подтверждается результатами изучения сейсмичности. Книга предназначена для студентов геофизической специальности, аспирантов и научных работников, занимающихся вопросами применения гравиметрии для решения структурногеологических задач.

Рис. 32. Табл. 3. Библиогр. 97 назв.

УДК 550.831:550.835:662.02

© Уральский государственный горный университет, 2010 © Болотнова Л. А., Филатов В. В., 2010

ISBN 978-5-8019-0231-9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
Глава І.ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИ	Й ПО
ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ	15
1.1. Постановка задачи	15
1.2. Обобщенная задача Миндлина для гравитационной силы	17
Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА РАЙОНА	
Г. ЕКАТЕРИНБУРГА	32
2.1. Геологическое строение	32
2.2. Характеристика интрузивных комплексов	35
2.3. Тектоника	45
Глава III. МОРФОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ	55
3.1. Изученность массивов геофизическими методами	55
3.2. Характеристика поля силы тяжести	61
3.4. Плотность пород интрузивных массивов и методика интерпрет	ации
аномалий поля силы тяжести	65
3.5. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести	82
Глава IV. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛ	ля88
Глава V. ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ РАЙОНА ЕКАТЕРИНБУРГА	96
5.1. Сейсмичность	96
5.2 Современные движения земной поверхности	102
5.3. Естественное напряженное состояние	112
5.4. Деформационное состояние геологической среды	118
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	132
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	135
ПРИЛОЖЕНИЯ	152
Приложение 1. Каталог сейсмических событий Урала	153
Приложение 2. Результаты повторных нивелировок в пределах	
г. Екатеринбурга	161
Приложение 3. Напряженное состояние массива горных пород	
на рудниках Урала	164
Приложение 4. Задача о деформировании трубы под действием	
внешней и внутренней нагрузок	166

Предисловие

Мы знаем действия многих причин. Но мы не знаем причин многих действий. *Ч. К. Холтон*

К настоящему времени установлено, что в природе действуют четыре типа фундаментальных силовых взаимодействий: сильное, слабое, электромагнитное и гравитационное. Сильное удерживает кварки внутри протонов и нейтронов и не позволяет протонам и нейтронам выйти за пределы атомного ядра. Если бы не это взаимодействие, то силы отталкивания, действующие между протонами, разорвали бы ядра всех атомов во Вселенной, кроме атомов водорода, содержащих только один протон. Радиус сильного взаимодействия около 10⁻¹³ см. Слабое взаимодействие, радиус которого предположительно не превышает 2·10⁻¹⁶ см, определяет В-распад атомов радиоактивных элементов и другие явления. Электромагнитное взаимодействие, в отличие от двух рассмотренных выше, является дальнодействующим. Оно существует между электрически заряженными частицам, а поскольку заряды бывают положительными и отрицательными, то это взаимодействие разнонаправленное и способно к самопогашению. Так, Земля, содержащая приблизительно одинаковое число положительных и отрицательных зарядов, характеризуется небольшой по величине силой электромагнитного взаимодействия. Этот тип взаимодействия определяет большое количество разнообразных сил в природе: упругости, трения, поверхностного натяжения и других, величина которых относительно невелика.

Гравитационное взаимодействие или гравитационная сила, будучи универсальной, поскольку ее воздействие испытывает каждая частица пропорционально своей массе или энергии, является самой слабой. Например, сила кулоновского взаимодействия двух протонов на расстоянии 10^{-13} см в 10^{31} раз больше силы их гравитационного взаимодействия; сила гравитационного взаимодействия; сила гравитационного взаимодействия.

Гравитационное взаимодействие, как и электромагнитное, обладает бесконечно большим радиусом действия, но в отличие от него гравитационная сила всегда притягивает и обладает когерентным усилением в макроскопических системах: гравитирующая сила любого тела складывается из взаимодействий всей совокупности атомов, слагающих это тело.

Применительно к Земле, на каждый ее фрагмент действует гравитационное притяжение всех атомов, из которых она состоит. Поэтому гравитационное взаимодействие сыграло главную роль в образовании Земли в результате аккреции – слияния частичек космического вещества: пыли, газа, планетезималей под действием силы тяжести. Гравитационная дифференциация

вещества по плотности привела к образованию геосфер Земли: легкой коры, тяжелого ядра и промежуточной мантии, т. е. определила внутреннее строение планеты в глобальном отношении.

Механизмы аккреции и дифференциации, запущенные 4,5 млрд лет тому назад, работают до сих пор. Ежегодно на поверхность Земли из окружающего ее пространства падает около 200 км³ космического вещества, увеличивая ее радиус на 0,4 мм. Разделение вещества по плотности, перемещение масс деформирует земную кору. Эти деформации приводят к образованию различных по масштабу, форме, механизму образования, металлогеническому значению пликативных и дизъюнктивных структур. «...Сила тяжести, - констатировал известный специалист по гравитационной тектонике Х. Рамберг, - контролирует в какойто степени почти все типы тектонических процессов и играет главную роль в окончательном образовании многих деформационных структур» [68].

Гравитирующее воздействие Земли самой на себя – основной, но не единственный фактор ее деформирования. Определенная роль в этом процессе, несомненно, принадлежит периодическому приливному влиянию Луны и Солнца, хотя сила притяжения обусловлена этими телами на поверхности Земли существенно меньше силы притяжения самой Земли. Приливообразующая сила растягивает Землю вдоль линии, соединяющей

ее центр тяжести с центрами тяжести Луны и Солнца, и сжимает в перпендикулярном направлении. Деформирующее воздействие этой силы распространяется в виде приливной волны с востока к западу; ее высота в твердой части Земли достигает 50 см.

В какой мере приливная сила, ее влияние на режим вращения Земли и ее временные вариации способствуют образованию геологических структур, пока не установлено, или авторам такие примеры пока неизвестны. Катастрофическое землетрясение магнитудой 9,2 единицы, случившееся 26 декабря 2004 г. в районе острова Суматра, по времени точно совпало с моментом ежегодного зимнего и 18,6–летнего максимумов приливной силы. Как оценивать это совпадение? Как случайность? Или как закономерное проявление процесса деформирования земной коры приливной силой?

Изучение влияния силы тяжести на деформирование земной коры началось во второй половине 60-х годов XX века. Тогда же Дж. Деннис сформулировал понятие «гравитационная тектоника», трактуя ее как процесс и результат деформации пород, обусловленный преимущественно воздействием силы тяжести [100]. Эта важнейшая для тектоники и структурной геологии проблема стала решаться экспериментально на моделях, подвергаемых центрифугированию, и теоретически.

Наиболее существенные результаты при экспериментальных исследованиях на моделях были получены Х. Рамберг-

ом, изучавшим такие явления, как гравитационное соскальзывание (оползни), гравитационное оседание, растекание и диапиризм [68]. В приложении к анализу различных геологических структур им были изучены: всплывание слоев, пространственное расположение соляных диапиров и поднятий блоков фундамента, движение надвиговых пластин в результате гравитационного проседания и расползания слоев, движение магматических расплавов через жесткий покров, эволюция орогенов и океанических хребтов, субдукция, континентальный рифтогенез и др.

Результаты физического моделирования, характеризуясь наглядностью, не позволяют количественно оценивать силовое воздействие перемещающихся масс вещества на окружающую среду. Задача о количественном изучении напряжений, обусловленных плотностными неоднородностями, была поставлена М. В. Гзовским [27]. Формулируя ее, он исходил из того, что гравитационное поле воздействует на неоднородности, а поскольку они связаны с вмещающей их средой и возможности для их относительного перемещения ограничены, то это должно приводить к возникновению напряжений в среде и в неоднородностях.

Позднее А. П. Трубицыным [84, 85] было показано на простых моделях, что плотностные неоднородности в коре и мантии способны создавать значительные напряжения, влияние которых нельзя не учитывать при изучении динамики этих гео-

сфер. К аналогичному выводу пришли Л. А. Маслов и А. Е. Молчанов [47, 48], выполнившие оценку деформации и напряжений, обусловленных точечной массой, помещенной в однородное упругое полупространство, на которую действует сила тяжести.

Плотностные неоднородности в земной коре только при значительной глубине залегания по сравнению с их размерами в плане и в разрезе можно уподоблять точечным массам. В иных ситуациях реальное распределение плотностных неоднородностей заменяют эквивалентным ему по гравитационному действию простым слоем [49]. Но, как отмечается в работе [28], «такое допущение приемлемо только при мелкомасштабных исследованиях, когда простой слой можно сопоставить с некоторой оболочкой Земли конечной мощности». Иной способ оценки напряжений предложен в работе [28]. Он основан на численном решении уравнения равновесия

 $\mu\Delta \vec{S} + \frac{\mu}{1-\nu}$ grad div $\vec{S} + \sigma \vec{g} = 0$, (1) где \vec{S} - вектор смещения частиц среды; $\Delta \vec{S}$ - Лапласиан; μ - модуль сдвига; ν - коэффициент Пуассона; σ - плотность среды; \vec{g} вектор ускорения силы тяжести.

Среда в этом варианте решения задачи представлена упругим полупространством, в котором заданы объемные силы, обусловленные реальным распределением масс, а поверхность

полупространства нагружена весом масс, образующих рельеф. Поэтому результирующее смещение частиц среды определяется суммой смещений, обусловленных объемной и поверхностной силами.

Но есть и иной способ изучения влияния плотностных неоднородностей на деформирование геологической среды. Плотностные неоднородности, являясь причиной тектогенеза, одновременно создают аномалии в поле силы тяжести. Таким образом, один и тот же источник – плотностная неоднородность - порождает два различных физических поля: поле деформации (или напряжений) и аномальное поле силы тяжести, Следовательно, между характеристиками этих полей может быть установлена функциональная связь. Теоретическими основаниями такой связи являются закон всемирного тяготения и законы деформирования твердых тел, описывающие их различные реакции на силовое воздействие.

Впервые зависимость между компонентами вектора смещения, обусловленными плотностной неоднородностью произвольной формы и ее потенциалом притяжения в рамках закона Гука для изотропной среды, была установлена в работе [90]. Она позволяет вычислять различные характеристики поля деформации: компоненты тензора деформации, главные значения и главные направления тензора чистой деформации, инварианты тензора деформации, дилатацию, коэффициенты Лоде - Нодаи и

т. д., то есть решать задачи, которые присущи тектонофизическому анализу. Но если в традиционном тектонофизическом анализе [27] характеристики поля деформации определяют путем изучения элементов геологической среды (трещины, складки) при условии ее хорошей обнаженности, то, используя зависимость, установленную в работе [90], ту же задачу решают путем количественного анализа поля силы тяжести. Результаты площадных измерений поля силы тяжести различного масштаба, выполненные на одной территории, позволяют изучать поля деформаций различного ранга, соответствующие различным по масштабу геологическим структурам.

Круг геологических задач, решаемых с помощью метода тектонофизического анализа гравитационного поля, разнообразен: от геологического картирования и прогнозирования месторождений полезных ископаемых [42] до оценки состояния геологической среды урбанизированных территорий [11].

Необходимость решения второй задачи обусловлена тем, что урбанизация значительных по площади территорий приводит к изменению естественного состояния геологической среды. Результатом техногенных вмешательств является нарушение ее равновесия, возникновение различных по интенсивности и форме динамических явлений. Наиболее катастрофичными среди них следует считать техногенные землетрясения. Вследствие этого проблема изучения состояния геологической среды имеет не только научно-техническое, но и социальное значение. По мере развития процессов урбанизации актуальность этой проблемы, а также необходимость ее решения становятся все острее. В научном отношении это привело к становлению новой отрасли в геологической науке – экологической геологии, изучающей закономерности пространственно-временных изменений литосферы под действием естественных и техногенных факторов [83].

За последние годы вопросам разработки теоретических основ, методологии и методик эколого-геологического изучения урбанизированных территорий было посвящено несколько важных симпозиумов и конференций. В Екатеринбурге - одном из крупнейших мегаполисов Российской Федерации - в 2001 г. состоялся Международный симпозиум «Инженерно-геологические проблемы урбанизированных территорий», в 2006 и 2009 гг. -Первая и Вторая Всероссийские научно-практические конференции «Эколого-геологические проблемы урбанизированных территорий».

Воздействие естественных и техногенных факторов многопланово и многофункционально. В частности, они способствуют изменению: физических свойств, напряженнодеформированного, энергетического состояния геологической среды и проявляются в изменении характеристик измеряемых геофизических полей. Поэтому неслучайно элементами струк-

туры экологической геологии являются экологическая геодинамика и экологическая геофизика.

Изучение состояния геологической среды геофизическими методами – триединая задача, заключающаяся:

1) в изучении строения среды;

 оценке ее естественного напряженно-деформированного режима;

 изучении реакции среды при воздействии на нее естественных и техногенных факторов.

На урбанизированных территориях очень высок уровень различных помех, затрудняющих измерения характеристик физических полей и, как следствие, делающих порой невозможным изучение строения и состояния геологической среды. Опыт применения геофизических методов для изучения состояния геологической среды таких территорий пока невелик [30] и ограничивается использованием в основном сейсмического метода, который был применен для установления особенностей геодинамики и микросейсмического фона геологической среды [58], осуществления прогноза сейсмической активности природного и техногенного характера. Анализ обменных PS-волн далеких землетрясений позволил получить представление о напряженном состоянии геологической среды в интервале глубин 0-20 км в пределах Московского мегаполиса [63].

В настоящей монографии впервые изложен опыт применения другого геофизического метода (также помехоустойчивого в городских условиях) – гравиметрии для изучения деформационного состояния геологической среды Екатеринбургского мегаполиса с оценкой ее сейсмической активности.

Глава I ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ

1.1. Постановка задачи

В работах [46, 47, 48, 84, 85] для оценки напряженного состояния среды, обусловленного ее плотностной неоднородностью, используют данные о фиктивном или действительном распределении масс. Из попыток установления непосредственной связи смещений с гравитационным полем можно отметить только работу Л. А. Маслова [49], в которой для простейшего случая показана связь между полем силы тяжести и смещениями точки полупространства в вертикальном направлении.

Рассмотрим более общий случай зависимости напряженно-деформированного состояния среды с гравитационным полем, когда источником напряжений является плотностная неоднородность произвольной формы.

Возьмем в качестве модели земной коры однородное упругое полупространство, поверхность которого свободна от нагрузок. Поскольку решение задачи ориентируем на анализ напряженно-деформированного состояния среды по результатам детальных гравиметровых съемок, выполняемых на небольших участках, то будем полагать, что влиянием рельефа дневной по-

верхности можно пренебречь, хотя в работе [89] решена задача об оценке напряжений, возникающих под действием трехмерных форм дневного рельефа.

Охарактеризуем вещество полупространства плотностью р, коэффициентом Пуассона v и постоянными Ламэ µ и λ . Поместим в полупространство плотностную неоднородность произвольной формы с контрастом плотности ($\pm \Delta \rho$) и теми же упругими модулями (λ , µ, v). Пусть на каждую точку неоднородности действует равномерно распределенная по объему V сила тяжести $\vec{F} = m\vec{g}$, где m – масса точки; \vec{g} - вектор ускорения силы тяжести (рис.1).



Рис. 1. Пояснения к выводу формул

Задачу будем решать в декартовой системе координат: плоскость z=0 совместим с поверхностью полупространства, ось z направим внутрь полупространства по линии отвеса, т. е. по направлению вектора \vec{g} . В этом случае вектор \vec{F} будет иметь только одну составляющую $F_z=F$.

Поскольку решение основано на задаче Миндлина [52], в какой-то мере обобщая ее, то назовем эту задачу обобщенной задачей Миндлина.

Обобщенная задача Миндлина для гравитационной силы [90]

Предварим решение обобщенной задачи Миндлина ее кратким описанием для сосредоточенной силы, помещенной в точке Q(0, 0, h) и действующей в положительном направлении оси о*z* (см. рис. 1).

Для нахождения смещений, вызываемых в однородном полупространстве этой силой, Миндлин использовал метод зеркального отображения, поместив в точке Q'(0, 0, -h) силу, равную силе P, но противоположно направленную. В этом случае на плоскости z=0 будут отсутствовать касательные напряжения, но появятся нормальные. Искомое решение задачи будет складываться из трех решений:

- напряжения, обусловленного силой *P*, приложенной к точке Q (0, 0, *h*);
- напряжения, обусловленного силой *P*, приложенной к точке Q<sup>(0, 0, -h);
 </sup>
- напряжения, обусловленного нагрузкой, распределенной по плоскости z=0 и действующей перпендикулярно к этой плоскости.

Выражения для компонентов вектора смещений, обусловленных вертикально действующей сосредоточенной силой, имеют следующий вид:

$$u = \frac{xP}{16\pi\mu(1-\nu)} \left(\frac{z-h}{R_{1}^{3}} - \frac{z+h}{R_{2}^{3}} \right) - \frac{P}{4\pi\mu} \left[z \frac{\partial\omega}{\partial x} + (1-2\nu) \frac{\partial\omega_{1}}{\partial x} \right],$$

$$v = \frac{yP}{16\pi\mu(1-\nu)} \left(\frac{z-h}{R_{1}^{3}} - \frac{z+h}{R_{2}^{3}} \right) - \frac{P}{4\pi\mu} \left[z \frac{\partial\omega}{\partial y} + (1-2\nu) \frac{\partial\omega_{1}}{\partial y} \right],$$

$$w = \frac{P}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[\frac{(z-h)^{2}}{R_{1}^{3}} - \frac{(z+h)^{2}}{R_{2}^{3}} + (3-4\pi) \left(\frac{1}{R_{1}} - \frac{1}{R_{2}} \right) \right] + \frac{P(1-\nu)}{2\pi\mu} \omega - \frac{zP}{4\pi\mu} \frac{\partial\omega}{\partial z}.$$
(2)

$$r \mu e \omega = \frac{1}{R_{2}} + \frac{h}{2(1-\nu)} \frac{z+h}{R_{2}^{3}}; \ \omega = ln \left(R_{2} + z + h \right) + \frac{h}{2(1-\nu)} \frac{1}{R_{2}};$$

$$R_{1} = \left[x^{2} + y^{2} + (z-h)^{2} \right]^{2}; R_{2} = \left[x^{2} + y^{2} + (z-h)^{2} \right]^{2};$$

$$x, y, z$$
- координаты точки A , в которой определяются компонен-

ты вектора смещения u_z, v_z, w_z .

Компоненты вектора смещений в той же точке A(x, y, z), но обусловленные не силой P, а силой F_z , приложенной к произвольной точке $M(x_0, y_0, z_0)$ плотностной неоднородности:

$$u = \frac{F_{z}(x-x_{0})}{16\pi\mu(1-\nu)} \left(\frac{z-z_{0}}{R_{1}^{3}} - \frac{z+z_{0}}{R_{2}^{3}} \right) - \frac{zF_{z}}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{1}{R_{2}} + \frac{z_{0}(z+z_{0})}{2(1-\nu)R_{2}^{3}} \right] - \frac{-(1-2\nu)F_{z}}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left[\ln(R_{2}+z+z_{0}) - \frac{1}{2(1-\nu)} \frac{z_{0}}{R_{2}} \right],$$

$$v = \frac{F_{z}(y-y_{0})}{16\pi\mu(1-\nu)} \left(\frac{z-z_{0}}{R_{1}^{3}} - \frac{z+z_{0}}{R_{2}^{3}} \right) - \frac{zF_{z}}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{1}{R_{2}} + \frac{z_{0}(z+z_{0})}{2(1-\nu)R_{2}^{3}} \right] - \frac{-(1-2\nu)F_{z}}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial y} \left[\ln(R_{2}+z+z_{0}) - \frac{1}{2(1-\nu)} \frac{z_{0}}{R_{2}} \right],$$

$$w = \frac{F_{z}}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[\frac{(z-z_{0})^{2}}{R_{1}^{3}} - \frac{(z+z_{0})^{2}}{R_{2}^{3}} + (3-4\nu) \left(\frac{1}{R_{1}} - \frac{1}{R_{2}} \right) \right] + \frac{zF_{z}}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{R_{2}} + \frac{1}{2(1-\nu)} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} \right].$$
(3)

где $R_1 = [(x + x_0)^2 + (y + y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{\frac{1}{2}}$ - расстояние от произвольной точки M плотностной неоднородности до точки наблюдения A; $R_2 = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{\frac{1}{2}}$ - расстояние от точки M изображения плотностной неоднородности в поверхности полупространства до точки A. Перейдем от сосредоточенной силы F_z к силе тяжести, действующей на элемент объема dV. Она будет равна ($\pm g\Delta\rho dV$), где g – ускорение свободного падения, которое является функцией координат точки M, т. е. g=g(x_0, y_0, z_0), но для простоты будем полагать, что в объеме V плотностной неоднородности g=const. Подставляя ($\pm g\Delta\rho dV$) в формулу (3) вместо F_z и выполняя интегрирование по объему плотностной неоднородности, получим выражения компонентов вектора смещений, обусловленных этой неоднородностью:

$$\begin{split} u_{z} &= \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(x-x_{0})(z-z_{0})}{R_{1}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \\ &\times \int_{V} \frac{(x-x_{0})(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)\partial g}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} - \frac{(\mp \Delta \rho)\partial z}{8\pi\mu(1-\nu)} \times \\ &\times \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)(1-2\nu)g}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \ln(R_{2}+z+z_{0}) dV + \\ &+ \frac{(\mp \Delta \rho)(1-2\nu)g}{8\pi\mu(1-\nu)} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z_{0}dV}{R_{2}}, \\ &v_{z} &= \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(y-y_{0})(z-z_{0})}{R_{1}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \\ &\times \int_{V} \frac{(y-y_{0})(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)\partial g}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial y} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} - \frac{(\mp \Delta \rho)\partial z}{8\pi\mu(1-\nu)} \times \\ &\times \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)(1-2\nu)g}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial y} \int_{V} \ln(R_{2}+z+z_{0}) dV + \\ &+ \frac{(\mp \Delta \rho)(1-2\nu)g}{8\pi\mu(1-\nu)} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z_{0}dV}{R_{2}}, \\ &w_{z} &= \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(z-z_{0})^{2}}{R_{1}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \\ &\times \int_{V} \frac{(z-z_{0})^{2}}{R_{2}^{3}} dV + \frac{(\mp \Delta \rho)(3-4\nu)g}{4\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{dV}{R_{1}} - \\ &- \frac{(\mp \Delta \rho)(5-12\nu+8\nu^{2})g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \end{split}$$

$$\times \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} + \frac{(\mp \Delta \rho)g}{4\pi\mu} \int_{V} \frac{z(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)\partial z}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} - \left\{ -\frac{(\mp \Delta \rho)gz}{8\pi\mu(1-\nu)} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV. \right\}$$

$$(4)$$

Рассмотрим физический смысл каждого из слагаемых в выражениях (4), предварительно умножив и разделив каждое из них на гравитационную постоянную *k*:

$$I_{1} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(x-x_{0})(z-z_{0})}{R_{1}^{3}} dV = \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times$$

$$\times \int_{V} \frac{\partial}{\partial x_{0}} \left(\frac{z-z_{0}}{R_{2}^{3}}\right) dV = \frac{g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times$$

$$\times \left[z \frac{\partial}{\partial x} (\mp \Delta \rho)k \int_{V} \frac{dV}{R_{1}} - \frac{\partial}{\partial x} (\mp \Delta \rho)k \int_{V} \frac{z_{0}dV}{R_{1}} \right] =$$

$$= \frac{g}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[z \frac{\partial}{\partial x} W_{1} - \frac{\partial}{\partial x} W_{1} ((\mp \Delta \rho)z_{0}) \right] =$$

$$= \frac{g}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[z W_{1x} - \frac{\partial}{\partial x} W_{1x} ((\mp \Delta \rho)z_{0}) \right], \qquad (5)$$

где W_1 - гравитационный потенциал плотностной неоднородности; $W_{1x}((\mp \Delta \rho)z_0)$ - гравитационный потенциал той же неоднородности, если ее плотность меняется по линейному закону $(\mp \Delta \rho)z_0$; W_1 и $W_{1x}((\mp \Delta \rho)z_0)$ - градиенты соответствующих потенциалов в направлении оси *ox*;

$$I_{2} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(x-x_{0})(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z+z_{0}}{R_{2}} dV = \frac{g}{16\pi\mu(1-\nu)} \Big[zW_{2x} - \frac{\partial}{\partial x} W_{2x} \big((\mp \Delta \rho)z_{0} \big) \Big], (6)$$

где W_{2x} и $W_{2x}((\mp \Delta \rho)z_0)$ - градиенты потенциала изображения плотностной неоднородности при постоянной и переменной плотностях в направлении оси *ox*;

$$I_{3} = \frac{(\mp \Delta \rho) kgz}{4\pi \mu k} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} = \frac{gz}{4\pi \mu k} \frac{\partial}{\partial x} W_{2} = \frac{gz}{4\pi \mu k};$$
(7)

$$I_{4} = \frac{(\mp \Delta \rho) kgz}{8\pi \mu k (1-\nu)} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}} dV = \frac{gz}{8\pi \mu k (1-\nu)} \frac{\partial^{2}}{\partial x \partial z} \times$$
($\mp \Delta \rho$) $k \int_{V} \frac{z_{0}}{R_{2}} dV = \frac{gz}{8\pi \mu k (1-\nu)} \frac{\partial^{2}}{\partial x \partial z} W_{2}((\mp \Delta \rho)z_{0}) =$
$$= \frac{gz}{8\pi \mu k (1-\nu)} W_{2x}((\mp \Delta \rho)z_{0}),$$
(8)

где $W_{2x}((\mp \Delta \rho)z_0)$ - смешанная производная второго порядка гравитационного потенциала изображения плотностной неоднородности с переменной плотностью;

$$I_{5} = \frac{(\mp \Delta \rho)(1 - 2\nu)kg}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \ln(R_{2} + z + z_{0}) dV =$$

$$= \frac{(\mp \Delta \rho)(1 - 2\nu)kg}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \left(\int \frac{dz_{0}}{R_{2}}\right) dV =$$

$$= \frac{(1 - 2\nu)g}{4\pi\mu k} \int \left[\frac{\partial}{\partial x}(\mp \Delta \rho)k \int_{V} \frac{dV}{R_{2}}\right] dz_{0} =$$

$$-\frac{(1 - 2\nu)g}{4\pi\mu k} \int W_{2x} dz_{0}; \qquad (9)$$

$$I_{6} = \frac{(\mp \Delta \rho)(1 - 2\nu)kg}{8\pi\mu k(1 - \nu)} \frac{\partial}{\partial x} \int \frac{z_{0} dV}{R_{2}} =$$

$$= \frac{(1 - 2\nu)g}{8\pi\mu k(1 - \nu)} W_{2x} ((\mp \Delta \rho)z_{0}). \qquad (10)$$

Все слагаемые в выражении компоненты вектора смещения v_z будут иметь вид, аналогичный формулам (5) – (10), только производные потенциалов будут составлены по направлению оси *оу*.

Перейдем к анализу слагаемых в выражении компоненты вектора смещений *w_z*:

$$I_1 = \frac{(\mp \Delta \rho) kg}{16\pi \mu k (1-\nu)} \int_V \frac{(z-z_0)^2}{R_1^3} dV =$$

$$=\frac{(\mp\Delta\rho)kg}{16\pi\mu k(1-\nu)}\left[\int\limits_{V}\frac{dV}{R_{1}}-\int\limits_{V}\frac{\partial^{2}R_{1}}{\partial z_{0}^{2}}dV\right]=$$

$$= \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu k(1-\nu)} \left[\int_{V} \frac{dV}{R_{1}} + \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{z-z_{0}}{R_{1}} dV \right] =$$

$$=\frac{(\mp\Delta\rho)kg}{16\pi\mu k(1-\nu)}\left[2\int\limits_{V}\frac{dV}{R_{1}}+z\frac{\partial}{\partial z}\int\limits_{V}\frac{dV}{R_{1}}-\frac{\partial}{\partial z}\int\limits_{V}\frac{z_{0}}{R_{1}}dV\right]=$$

$$= \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} \left[2W_1 - zW_{1x} + W_{1x} ((\mp \Delta \rho) z_0) \right];$$
(11)

$$I_{2} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu k(1-\nu)} \int_{V} \frac{(z+z_{0})^{2}}{R_{2}^{3}} dV =$$

= $\frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} [2W_{2} - zW_{1z} + W_{2z}((\mp \Delta \rho)z_{0})];$ (12)

$$I_3 = \frac{(3-4\nu)g}{16\pi\mu k(1-\nu)}W_1;$$
(13)

$$I_4 = \frac{(5 - 12\nu + 8\nu^2)g}{16\pi\mu k(1 - \nu)}W_2;$$
(14)

$$I_{5} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{4\pi\mu k} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{4\pi\mu k} \int_{V} z_{0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R_{2}}\right) dV =$$
$$= \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{z_{0}}{R_{2}} dV = -\frac{g}{4\pi\mu k} W_{2z} ((\mp \Delta \rho)z_{0}); \qquad (15)$$

$$I_{6} = \frac{(\mp \Delta \rho) kgz}{4\pi \mu k} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} = -\frac{gz}{4\pi \mu k} W_{2z}; \qquad (16)$$
$$I_{7} = \frac{(\mp \Delta \rho) kgz}{4\pi \mu k (1 - \nu)} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{z_{0}(z + z_{0})}{R_{2}^{3}} dV =$$
$$= \frac{gz}{8\pi \mu k (1 - \nu)} W_{2zz} ((\mp \Delta \rho) z_{0}). \qquad (17)$$

Таким образом, все слагаемые в формулах компонентов вектора смещений имеют вполне определенный физический смысл. Это либо потенциалы плотностной неоднородности и ее изображения при постоянной и переменной плотности, либо соответствующие составляющие напряженности гравитационного поля и их производные.

С учетом сделанных преобразований, формулы (4) компонентов вектора смещений, обусловленных гравитационной силой, принимают следующий вид:

$$u_{z} = \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} \left[zW_{1x} - W_{1x} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) + (3-4\nu)zW_{2x} - (3-4\nu)zW_{2x} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) - 2zW_{2xz} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) + (4(1-\nu)(1-2\nu)\int W_{2x} dz_{0} \right],$$

$$v_{z} = \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} \left[zW_{1y} - W_{1y} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) + (3-4\nu)zW_{2y} - (3-4\nu)zW_{2y} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) - 2zW_{2yz} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) + (4(1-\nu)(1-2\nu)\int W_{2y} dz_{0} \right],$$
(18)

$$w_{z} = \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} [(3-4\nu)zW_{1} - (3-12\nu+8\nu^{2})W_{2} - -zW_{1z} + W_{1z}((\mp\Delta\rho)z_{0}) + (5-4\nu)zW_{2z} - -(3-4\nu)W_{2z}((\mp\Delta\rho)z_{0}) - 2W_{2zz}((\mp\Delta\rho)z_{0})].$$
(18)

Коэффициент $\frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)}$ имеет размерность $\left[\frac{c^2}{M}\right]$, размерность смещений в системе ед. СИ [м], поэтому размерность слагаемых в квадратных скобках формул (18) $\left[\frac{M^2}{c^2}\right]$. Эта размерность потенциала поля силы тяжести. Некоторые из слагаемых в формулах (18) точно являются потенциалами плотностной неоднородности или ее изображения. Другие можно представить в виде произведения некоторых безразмерных функций, зависящих от соответствующего потенциала, на значение самого потенциала. Введем следующие обозначения:

$$zW_{1x} = C_{1x}W_{1}, W_{1x}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{1xz_{0}}W_{1},$$

$$zW_{2x} = C_{2x}W_{2}, W_{2x}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{2xz_{0}}W_{2},$$

$$zW_{2x}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{2xzz_{0}}W_{2}, \int W_{2x}dz_{0} = C_{2x}W_{2},$$

$$zW_{1y} = C_{1y}W_{1}, W_{1y}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{1yz_{0}}W_{1},$$

$$zW_{2y} = C_{2y}W_{2}, W_{2y}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{2yz_{0}}W_{2},$$

$$zW_{1z} = C_{1z}W_{1}, W_{1z}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{1zz_{0}}W_{1},$$

$$zW_{2z} = C_{2z}W_{2}, W_{2z}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{2zz_{0}}W_{2},$$

$$zW_{2z}((\mp\Delta\rho)z_{0}) = C_{2zzz_{0}}W_{2}, \int W_{2z}dz_{0} = C_{2z}W_{2}.$$
(19)

С учетом обозначений (19) перепишем формулы (18):

$$u_{z} = P_{1} \{ (C_{1x} - C_{1xz_{0}}) W_{1} + [(3 - 4\nu)C_{2x} - (3 - 4\nu)C_{2xz_{0}} - -C_{2xzz_{0}} - 4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2x}^{/}] W_{2} \}, \\ v_{z} = P_{1} \{ (C_{1y} - C_{1yz_{0}}) W_{1} + [(3 - 4\nu)C_{2y} - (3 - 4\nu)C_{2yz_{0}} - -C_{2yzz_{0}} - 4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2y}^{/}] W_{2} \}, \\ w_{z} = P_{1} \{ ((5 - 4\nu) - C_{1z} + C_{1zz_{0}}) W_{1} + [3 - 12\nu + 8\nu^{2} + +(3 - 4\nu)C_{2z} - (3 - 4\nu)C_{2zz_{0}} - C_{2zzz_{0}}] W_{2} \}, \end{cases}$$
(20)

где $P_1 = \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)}$.

В формулах (20) компоненты вектора смещений выражаются через два потенциала - W_1 и W_2 . Это неудобно. Найдем связь между потенциалами и выразим смещения через один потенциал W_1 :

$$W_{2} = (\mp \Delta \rho) k \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} =$$

$$= (\mp \Delta \rho) k \int_{V} \frac{dV}{[(x - x_{0})^{2} + (y - y_{0})^{2} + (z - z_{0})^{2}]^{\frac{1}{2}}} =$$

$$= (\mp \Delta \rho) k \int_{V} \frac{dV}{[(x - x_{0})^{2} + (y - y_{0})^{2} + 4zz_{0}]^{\frac{1}{2}}} =$$

$$= (\mp \Delta \rho) k \int_{V} \frac{dV}{R_{1} \left(1 + \frac{4zz_{0}}{R_{1}^{2}}\right)^{\frac{1}{2}}} = (\mp \Delta \rho) k \int_{V} \left(1 + \frac{4zz_{0}}{R_{1}^{2}}\right)^{-\frac{1}{2}} \frac{dV}{R_{1}}.$$

Разложим функцию в ряд:

$$\left(1 + \frac{4zz_0}{R_1^2}\right)^{-\frac{1}{2}} = 1 - \frac{1}{2} \frac{4zz_0}{R_1^2} \frac{1}{2} \cdot \frac{3}{4} \left(\frac{4zz_0}{R_1^2}\right)^2 - \dots$$
(21)

Ряд (21) является сходящимся, поэтому его можно почленно интегрировать. В результате интегрирования получим: $W_2 = (\mp \Delta \rho) k \left[\int_V \frac{dV}{R_1} - \int_V \frac{z_0 dV}{R_1} + \cdots \right] = W_1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i} W_1$, (22) где C_{0i} - безразмерные функции, зависящие от потенциала W_1 . Отсюда с учетом формулы (22) выражения компонентов вектора смещений будут иметь следующий вид:

$$u_{z} = P_{1} \{ (C_{1x} - C_{1xz_{0}}) + [(3 - 4\nu)(C_{2x} - C_{2xz_{0}})2C_{2xzz_{0}} + \\ + 4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2x}] \left(1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i} \right) \} W_{1}, \\ v_{z} = P_{1} \{ (C_{1y} - C_{1yz_{0}}) + [(3 - 4\nu)(C_{2y} - C_{2yz_{0}})2C_{2yzz_{0}} + \\ + 4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2y}] \left(1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i} \right) \} W_{1}, \\ w_{z} = P_{1} \{ (C_{1z} - C_{1zz_{0}}) + [(3 - 4\nu)(C_{2z} - C_{2zz_{0}})2C_{2zzz_{0}} + \\ + 4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2z}] \left(1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i} \right) \} W_{1}.$$

$$(23)$$

С помощью формул (23) можно найти распределение компонентов вектора смещений в пространстве, окружающем плотностную неоднородность, если в нем известно распределение потенциала поля силы тяжести. Потенциал, как известно, не измеряется, а измеряется на дневной поверхности его вертикальная производная Δg . Путем решения задачи Неймана потенциал W_1 можно легко вычислить по наблюденному на дневной поверхности полю силы тяжести Δg . Если выполнить аналитическое продолжение поля Δg в нижнее полупространство, то с помощью той же задачи Неймана можно получить и пространственное распределение потенциала, а следовательно, и пространственное распределение компонентов вектора смещений. Ограничим свою задачу частным случаем, анализом полей на дневной поверхности. Поэтому запишем формулы (23) для поверхности полупространства при *z*=0. В этом случае

$$C_{1x}W_{1} = C_{2x}W_{2} = C_{2xzz_{0}}W_{2} = C_{1y}W_{1} = C_{2y}W_{2} = C_{2yzz_{0}}W_{2} =$$

$$= C_{1z}W_{1} = C_{2z}W_{2} = C_{2zzz_{0}}W_{2} = C_{0i}W_{1} = 0;$$

$$C_{1xz_{0}} = C_{2xz_{0}} = C_{xz_{0}};$$

$$C_{1yz_{0}} = C_{2yz_{0}} = C_{yz_{0}};$$

$$C_{1zz_{0}} = C_{2zz_{0}} = C_{zz_{0}};$$

$$C_{2x} = C_{x}, C_{2y} = C_{y}, W_{1} = W_{2}.$$

Тогда, с учетом новых обозначений, после незначительных преобразований формул (23), получим окончательные выражения компонентов вектора смещений, обусловленных гравитационной силой:

$$u_{z} = P_{2} [(1 - 2\nu)C_{x} - C_{xz_{0}}]W,$$

$$v_{z} = P_{2} [(1 - 2\nu)C_{y} - C_{yz_{0}}]W,$$

$$w_{z} = P_{2} [2(1 - \nu) - \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}]W,$$
(24)

где $P_2 = \frac{g}{4\pi\mu k}$.

Компоненты вектора смещений (24) являются промежуточным результатом. Они служат только основой для вычисления по формулам Коши компонентов тензора деформации:

$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z},$$

$$e_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, e_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}.$$
(25)

Поскольку расчеты u, v, w выполняются на поверхности земли, где вертикальная компонента тензора напряжений равна нулю, то при оценке напряженно-деформированного состояния целесообразно вычислять не компоненты тензора напряжений, а компоненты тензора чистой деформации, которые, в свою очередь, служат основой для вычисления главных значений тензора деформации (e_1, e_2, e_3) и углов, характеризующих ориентировку главных осей деформации. Необходимость вычисления главных значений и главных осей заключается в том, что они не зависят от системы координат, в которой решается задача (или выполняются соответствующие измерения); они определяются только условиями деформирования тела, т. е. в них заключена объективная информация о деформации. Кроме главных значений, являющихся по физическому смыслу относительными растяжениями-сжатиями вдоль главных осей деформации, деформация описывается рядом параметров, имеющих простой физический смысл. Это первый инвариант тензора, или дилатация (относительное изменение объёма среды), который определяется по формуле

$$\theta = e_1 + e_2 + e_3 = \operatorname{div}\vec{S},\tag{26}$$

где div \vec{S} - расходимость вектора смещения; при $\theta > 0$ происходит увеличение объёма среды, т. е. её разуплотнение; при $\theta < 0$ происходит уменьшение объёма среды, т. е. её уплотнение; при $\theta = 0$ в среде могут образовываться вихревые структуры.

Метод исследования поля силы тяжести, построенный на этой зависимости и названный тектонофизическим анализом гравитационного поля, позволяет вычислять главные значения и главные направления тензора чистой деформации и другие деформационные характеристики.

Глава II ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА РАЙОНА Г. ЕКАТЕРИНБУРГА

2.1. Геологическое строение [25, 26]

Территория Екатеринбурга расположена в пределах Восточно-Уральского поднятия, при этом западная и центральные части города располагаются в пределах Верхотурско-Верх-Исетского мегантиклинория (Верх-Исетского антиклинория, Свердловского синклинория), а восточная часть города располагается в пределах Монетнинско-Седельниковского антиклинория, относящегося к Сысертско-Ильменогорскому мегантиклинорию.

Крылья Верх-Исетского антиклинория сложены верхнеордовикскими в различной степени измененными основными эффузивами и ландоверийскими парасланцами с прослоями мраморов. В них залегают относительно небольшие массивы, чаще согласные пластовые залежи, а также силлы серпентинитов, габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, в своем простирании повторяющие и подчеркивающие общее простирание и изгибы вмещающих их толщ. Большая сводовая и присводовая части антиклинория выполнены гранитами, обра-

зующими крупный Верх-Исетский массив, повторяющий в своих очертаниях общую форму антиклинория.

В восточном крыле антиклинория, в районе западной окраины Екатеринбурга, выделяется Визовская антиклиналь, приближающаяся по форме к брахиантиклинали, но резко выделяющаяся необычным для всего антиклинория юго-восточным простиранием шарнира с постепенным его погружением в том же направлении. Ей подчинен Свердловский сателлит Верх-Исетской интрузии, отделенный от главного тела узкой перемычкой из амфиболитов, парасланцев и мраморов, повидимому, отвечающей узкой синклинали, развитой в породах кровли интрузии.

Свердловский синклинорий, в пределах которого расположена центральная часть Екатеринбурга, сложен нижнесилурийскими осадочно-вулканогенными толщами, при этом в крыльях и в антиклиналях внутри структуры развиты преимущественно кремнистые, углистые, углисто-кремнистые, филлитовые и углисто-кварцитовые сланцы, а также диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые альбитофиры, зеленые сланцы и порфироиды ландовери. В приосевых и в отдельных синклиналях - венлокские диабазы, порфириты базальтовые и туфы андезито-базальтового состава, в большей части измененные в порфиритоиды и зеленые сланцы. Параллельно общему субмеридиональному простиранию Свердловского синклинория в западном и восточном его крыльях прослеживаются соответственно Западно-Свердловский и Восточно-Свердловский вертикальные и крутопадающие (на восток и на запад) сбросы, по которым центральная приосевая часть синклинория опущена на 250-300 м по вертикали. Западное крыло структуры падает на восток под углами 40-70⁰ и восточное – на запад под углами 60-85⁰.

Восточная часть Екатеринбурга располагается в пределах Монетнинско-Седельниковского антиклинория, являющегося крайней северной структурой Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория. Антиклинорий сложен метаморфизованными в зеленые сланцы и амфиболиты основными вулканогенными породами предположительно верхнего ордовика и различными сланцами нижнего силура, локальным распространением пользуется осадочно-вулканогенная (преимущественно туфогенная) толща верхнего силура и нижнего девона. В названных толщах, в большей части согласно с ними, залегают интрузивные породы - серпентиниты, перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро, плагиограниты Монетнинского, Березовского, Уктусского и Шабровского массивов и граниты Шарташского массива. Общее погружение шарнира структуры на ССВ. Элементами антиклинория на территории города являются Старо-Пышминская анти-Шарташско-Березовская мегасинклиналь клиналь, И Седельниковская мегантиклиналь.

2.2. Характеристика интрузивных комплексов

Интрузивные породы, слагающие значительную часть района, довольно разнообразны по возрасту, составу и формационной принадлежности. Выделяют массивы основного и ультраосновного составов ранне- и позднедевонского возрастов и гранитоиды позднепалеозойского возраста.

Позднедевонская габбровая формация. Породы габбровой формации широко развиты в пределах территории Екатеринбурга в виде межпластовых тел различной величины. Габбро в изучаемом районе слагает ряд массивов, наиболее крупными из которых являются Уктусский, Шувакишский и Широкореченский.

Уктусский дунит-клинопироксенит-габбровый массив расположен у южных окраин Екатеринбурга в междуречье рек Исети, Патрушихи, Арамилки и занимает холмистую возвышенность, носящую название «Уктусские горы».

Площадь массива оценивается приблизительно в 50 км². Форма массива грушевидная, зауженная к северу. Субширотной долиной Вознесенского лога и северо-восточной – Попова ключа массив разбит на три крупных блока, каждый из которых обладает собственной внутренней структурой.

Уктусский массив залегает к востоку от Верх-Исетского взброса, который является трансформной тектонической структурой, оперяющей с востока Серовско-Маукский глубинный
разлом, трассируемый полосой серпентинитовых массивов, среди сложнодислоцированных и метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород палеозоя. Среди вулканогенных, осадочных и метаморфических пород обрамления Уктусского массива картируются согласные линзы и линейные тела ультраосновных пород, главным образом серпентинитов, которые подвержены интенсивным метасоматическим изменениям: развитию тальк-карбонатных, тремолит (актинолит)-тальккарбонатных пород и др. Подобные изменения ультраосновных пород большинство исследователей связывают с влиянием позднепалеозойских гранитных интрузий.

Уктусский массив имеет концентрически-зональное строение, подчеркнутое элементами полосчатости, контурами литологических разностей пород и характером физических полей. В его строении принимают участие три главные группы пород: 1) существенно оливиновые породы - дуниты, образующие с ними непрерывный ряд железистые дуниты (метадуниты) и оливиниты; 2) кальциевые гипербазиты-клинопироксениты и верлиты; 3) тылаиты, меланократовые амфиболклинопироксегабброиды, оливиновые габброиды различной новые меланократовости, мезократовые амфибол-клинопироксеновые габброиды, приближающиеся по химическому составу к габбро--норитам Платиноносного пояса Урала [67]. Все три группы пород по площади выходов имеют примерно равные соотношения.

Дунитами сложены три крупных тела: Северное, Центральное и Южное, образующие своеобразные структурные центры массива (рис. 2). По результатам геологического картирования отмечается также множество мелких дунитовых тел внутри поля клинопироксенитов, взаимоотношения которых с последними, вследствие плохой обнаженности, определить весьма затруднительно.

Северное дунитовое тело, имеющее в плане почти изометричную форму диаметром около 1,5 км, со всех сторон окружено оливиновыми клинопироксенитами. В центре массива дунитами сложены крупное (до 2,5 – 3,0 км) серповидное тело (Центральное тело) и целый ряд более мелких тел, окруженных со всех сторон клинопироксенитами. Вместе они образуют крупную U-образную структуру, зажатую между северным и южным блоками. Замок этой структуры ориентирован на юго-запад [67].

Самое крупное Южное дунитовое тело имеет овальную форму и размеры 3x5 км. С запада, севера и востока дуниты окружены клинопироксенитами. Степень серпентинизации дунитов Южного тела составляет в среднем 20-30 %, что существенно ниже, чем Северного и Центрального. Только наиболее крупное Южное дунитовое тело прослеживается на глубину более



Рис. 2. Схема геологического строения Уктусского дунит-пироксенитгаббрового массива [67]:

1 – дуниты; 2 - клинопироксениты и верлиты; 3 - метаморфические тылаиты; 4 - оливиновые и амфибол-пироксеновые габброиды; 5 гранитоиды позднепалеозойского возраста; 6 - тектонические нарушения; 7 - зоны развития эруптивных клинопироксенит–гранитных брекчий 2,5 км, в то время как остальные являются бескорневыми образованиями глубиной максимум до 1 км [67].

Шувакишский габбровый массив площадью около 70 км² находится вблизи Екатеринбурга, восточнее Верх-Исетского гранитного массива, имеет меридиональное простирание. Его контакты с вмещающими породами – тектонические; падение восточного и западного контактов крутое (65-75⁰) встречное, т. е. массив имеет форму расширяющегося к дневной поверхности клина. Вертикальная мощность массива до 4,5 км. В зоне восточного контакта наблюдается пятнистая «габброизация» вмещающих порфировых базальтов.

Массив сложен габбро, иногда наблюдаются постепенные переходы от них к пироксенитам, и в этом случае габбро становятся меланократовыми. Позднегерцинскими сдвигами с приуроченными к ним телами серпентинитов Шувакишский массив расчленен на блоки. Сами габброиды вблизи разломов катаклазированы и милонитизированы.

Жильные и дайковые образования в массиве редки, представлены дайками габбро пегматитов I фазы и плагиогранитами и плагиоаплитами III фазы [25].

Широкореченский габбровый массив площадью около 50 км² расположен юго-западнее Екатеринбурга и контактирует со Свердловским сателлитом Верх-Исетского гранитоидного батолита. Контакты массива с вмещающими породами кунгурков-

ской свиты - интрузивные, при этом в экзоконтактах наблюдается развитие роговообманковых-плагиоклазовых пород роговиковоподобного облика. Массив – двухфазный. Большая его часть (75 %) сложена габбро и подчиненными им пироксенитами первой фазы. В западной части массива локализованы диориты II фазы. К северо-западу от пос. Широкая Речка наблюдались эруптивные брекчии диоритов с многочисленными угловатыми обломками амфиболизированных габбро и пироксенитов.

Позднепалеозойская гранитоидная формация. Породы гранитоидной формации представлены крупными массивами: Верх-Исетским со Свердловским сателлитом, Шарташским и серией сопровождающих их многочисленных мелких интрузивных тел и даек различных гранитов.

Верх-Исетский гранитоидный массив расположен к западу от Екатеринбурга. Это крупнейшее на Урале батолитообразное тело в пределах палеоокраинно-континентальной области. Массив залегает среди вулканогенных, вулканогенноосадочных и интрузивных пород. Его контакты с вмещающими породами интрузивные, но местами осложнены зонами дробления и рассланцевания с образованием бластомилонитов и бластокатаклазитов как по гранитоидам, так и по ороговикованным вмещающим породам. В эндоконтактовой зоне массива гранитоиды содержат многочисленные ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Массив вытянут в субмеридиональном направлении примерно на 80 км при ширине до 30 км, характеризуясь на уровне эрозионного среза общей площадью около 1800 кв. км. В его строении принимают участие следующие главные серии (в порядке образования): габбро-диоритовая, две существенно гранодиоритовые - тоналит-трондьемитовая, тоналит-гранодиоритовая - и гранитная. Преобладающими породами в массиве являются гнейсовидные биотит-роговообманковые тоналиты и гранодиориты, эволюция которых завершается гранитными дифференциатами. Серии этих пород прорваны крупными телами массивных биотитовых гранитов (рис. 3) [32].

Свердловский сателлит Верх-Исетского гранитоидного массива: длина 12,5 км, ширина в западной части свыше 6 км, по направлению на юго-восток постепенно выклинивается, простирание осевой линии по азимуту 320⁰. Массив сложен среднеи крупнозернистыми биотитовыми гранитами с выделениями плагиоклаза. Жильные образования представлены дайками лейкократовых и мелкозернистых биотитовых гранитов. От Верх-Исетского массива он отделен узкой полосой (0,15-0,5 км) динамосланцев по вулканогенным породам.

Его южный и северный контакты падают на северовосток. Свердловский сателлит в своем северном контакте хотя в целом и прорывает разные толщи габбро, но все же характеризуется брахиформной антиклинальной формой кровли. Южный



Рис. 3. Схема геологического строения Верх-Исетского батолита [32]: 1 - ультрамафиты; 2 - габбро; 3 - плагиогранитоиды; 4 – ксенолиты габброидов; 5 – габбро-диоритовая серия; 6 – тоналит-трондьемитовая серия; 7 – тоналит-гранодиоритовая серия; 8 – адамеллит-гранитная серия; 9 – Свердловский сателлит

же его контакт резко несогласно пересекает, срезает в субширотном направлении разные вулканогенные и осадочные породы, имеющие меридиональное простирание, а также габбро.

Положение этого контакта, по-видимому, было предопределено существованием довольно крупного субширотного тектонического нарушения, фрагменты которого фиксируются в осадочных, вулканогенных породах и в габбро (в виде более мелких также субширотных нарушений). Вместе с тем граниты проникают в виде мелких апофиз во вмещающие породы по крутопадающим поверхностям сланцеватости в них. Все эти данные указывают на интрузивную природу Свердловского сателлита [19].

Шарташский гранитный массив находится на восточной окраине Екатеринбурга, к юго-востоку от оз. Шарташ. Форма массива в плане эллипсовидная, площадь контура на уровне эрозионного среза около 20 км². Характерно падение его контактов в сторону вмещающих пород под углами 45-60°, что свидетельствует о расширении массива на глубине.

Шарташский гранитный массив (рис. 4) располагается в окраинно-континентальной зоне Среднего Урала и относится к тоналит-гранодиоритовой формации [64]. Массив сложен тремя интрузивными фазами гранитов, в которых широко распростра-



Рис. 4. Схема геологического строения Шарташского массива [64]: *1* - палеозойские вулканогенно-осадочные породы; *2* - крупнозернистые граниты; *3* - среднезернистые граниты; *4* - мелкозернистые граниты; *5* - дайки гранитоидов; *6* – карьеры

нены жильные породы среднего и кислого составов: лампрофиры, гранодиориты, граниты, пегматиты и аплиты. Однако все наблюдения и соотношения пород установлены для так называемого Шарташского массива, находящегося в районе оз. Шарташ. Такие выходящие на поверхность гранитные тела, как Шарташский (4х6 км), Шпанчевский (1х3 км), Южно-Шарташский (0,5х2 км), являются выступами единого массива, большая часть которого скрыта под толщей вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя.

При минералогическом изучении Шарташского массива можно выделить 7 генетических групп, характеризующихся обособленным минеральным составом, а именно: гранитоиды, лампрофиры, ксенолиты вмещающих пород, метасоматиты, гидротермальные жилы, зона окисления сульфидно-кварцевых жил [62].

2.3. Тектоника

Рассматриваемый район в структурно-тектоническом отношении расположен в пределах Восточно-Уральского мегантиклинория, региона с господствующим северо-южным простиранием складок и геоструктур более низкого порядка, среди которых выделяют с запада на восток: Верх-Исетский антиклинорий, Свердловский синклинорий и Монетнинско-Седельниковский антиклинорий - структуры третьего порядка. В тектоническом отношении район в целом характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым строением.

Свердловский синклинорий, составляющий основную часть района (северную, центральную и южную), простирается полосой с севера на юг вытянутыми, сильнодислоцированными Он складками. сложен нижнесилурийскими осадочновулканогенными толщами, при этом в крыльях и в антиклиналях внутри структуры развиты преимущественно кремнистые, углистые, углисто-кремнистые, филлитовые и углисто-кварцевые сланцы, а также диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые альбитофиры, зеленые сланцы и порфироиды ландовери, в приосевых частях и в отдельных синклиналях - венлокские диабазы, порфириты базальтовые и туфы андезито-базальтового состава, в большей части измененные в порфиритоиды и зеленые слан-ЦЫ.

Линейный характер всего синклинория усиливается и подчеркивается развитыми внутри него резко удлиненными и обычно узкими, мелкими антиклиналями и синклинальными складками. В его составе выделяют Центральную антиклиналь, в пределах которой к северу от Городского пруда находится меридионально вытянутая зона мощной глинистой коры выветривания (мощностью от 40 до 71 метров).

Антиклиналь круто опрокинута к востоку при общей изоклинальной складчатости, осложненной более мелкой складчатостью; ее простирание северо-западное, падение структурных элементов преимущественно восточное и северо-восточное. В ядре антиклинали залегают метаморфизованные вулканопластические породы кировградской свиты.

В своей северной части Свердловский синклинорий обладает чертами асимметричной структуры, осевая плоскость которой наклонена на запад. Западное крыло ее здесь падает на восток под углами от 45 до 73^0 , так же падают и крылья запрокинутых на запад складок разных порядков (до микроскладок), развитых в западном крыле. Восточное крыло падает всюду круто (60-85°) в одних случаях на запад, в других - на восток, но местами вертикально. Это крыло осложняется Мостовским глубинным разломом, к которому приурочена цепь линейно вытянутых узких тел серпентинитов, имеющих тоже вертикальное и крутое западное и восточное падение.

В южной части, в районе Екатеринбурга и южнее, Свердловский синклинорий имеет характер нормальной открытой синклинальной структуры с восточным падением западного крыла и западным падением восточного крыла [25, 26]. В западном крыле синклинория залегают Балтымский и Молебский массивы габбро, лежащие на продолжении друг друга и приуроченные здесь к развитой в этом крыле Балтымско-Молебской

мегасинклинали, которая отделяется от приосевой части синклинория узкой Западно-Пышминской антиклиналью и крутопадающими на восток сбросами. По-видимому, верхние горизонты названных массивов габбро представляют собою факолиты, отвечающие одноименным синклиналям, развитым в силурийских толщах.

В то же время четко выраженное поясовое расположение этих массивов габбро указывает на возможное наличие здесь единого подводящего канала, видимо, отвечающего одному разлому глубокого заложения.

Крылья Свердловского синклинория сложены преимущественно метаморфизованными (до амфиболитов и гнейсов) вулканитами. В центральных частях развиты вулканиты.

Параллельно общему простиранию Свердловского синклинория в западном и восточном крыльях его прослеживаются соответственно Западно-Свердловский и Восточно-Свердловский вертикальные и крутопадающие (на восток и на запад) сбросы, по которым центральная приосевая часть синклинория опущена на 250-300 м по вертикали.

В этой части синклинория четко проявляется отмеченный выше грабен-синклинальный характер структуры.

В месте сопряжения Свердловского синклинория с Полевской мегасинклиналью одни и те же толщи западного крыла названного синклинория, огибая и замыкая Верх-Исетский антиклинорий с юга, переходят в восточное крыло Тагильского мегасинклинория.

Верх-Исетский антиклинорий является крайней южной структурой Верхотурско-Верх-Исетского мегантиклинория. К югу от Екатеринбурга антиклинорий быстро сужается вследствие сближения его крыльев и полного их замыкания вблизи п. Северского. Верх-Исетский антиклинорий в пределах западной и северо-западной частей города сложен его ядерной частью, которую называют Верх-Исетским гранитным массивом. Восточнее она переходит в габброиды Балтымского массива.

Крылья Верх-Исетского антиклинория сложены верхнеордовикскими в различной степени измененными основными эффузивами и ландоверийскими парасланцами с прослоями мраморов. В этих породах залегают относительно небольшие массивы - чаще согласные пластовые залежи, а также силлы серпентинитов, габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, обычно в своем простирании повторяющие и подчеркивающие общее простирание и изгибы вмещающих их толщ. Крупная пластовая залежь плагиогранитов в южной части антиклинория резко подчеркивает замыкание его крыльев к югу. Большая сводовая и присводовая части антиклинория выполнены гранитами, образующими крупный Верх-Исетский массив, повторяющий в своих очертаниях общую форму антиклинория. Западное крыло антиклинория и западный контакт гранитов падают согласно круто - под углами от 65 до 85⁰ - на запад; восточное крыло и отвечающий ему контакт гранитов имеют восточное падение, углы от 50 до 75⁰. Крылья осложнены мелкими складками, чаще имеющими характер складок волочения, зеркало которых обычно погружается в сторону общего падения крыльев антиклинория, с ними гармоничны складки течения в гранитах эндоконтакта и в гранитизированных, часто превращенных в гнейсы и мигматиты вмещающих породах экзоконтактовых ореолов.

В восточном крыле антиклинория, в районе западной окраины Екатеринбурга, развита Визовская мегантиклиналь, приближающаяся по форме к брахиантиклинали, но резко выделяющаяся небольшим для всего антиклинория юго-восточным простиранием шарнира с постепенным погружением его в том же направлении. Этой антиклинали подчинен Свердловский сателлит Верх-Исетской интрузии, отделенной от главного тела узкой перемычкой из амфиболитов, парасланцев и мраморов, по-видимому, отвечающей узкой синклинали, развитой в породах кровли интрузии.

В Верх-Исетском массиве по планпараллельным текстурам четко устанавливаются замыкающиеся складчатые формы, вытянутые в общем меридиональном простирании массива. Так, отчетливо выделяется Таватуйская мегантиклиналь, Исетская, Песчаная и другие антиклинали, а также разделяющие их син-

клинали, обычно с нормальным (на запад и на восток), повсюду крутым (60-80°) падением планпараллельных текстур в крыльях и редко пологим (15-60°) вблизи сводов. В целом вырисовывается четкая картина гармоничности тектоники гранитового интрузива и вмещающих его пород. Почти всюду также выявляется конформность внутренней тектоники гранитов по отношению к контактам. В гранитах Верх-Исетского интрузива отчетливо также выражены элементы трещинной тектоники, общие для большей части варисских гранитных массивов Урала.

Восточная часть района находится в пределах Шарташской брахиантиклинальной структуры, в ядре которой залегают граниты Шарташского массива - составная часть Монетнинско-Седельниковского антиклинория. Он является крайней северной структурой Сысертско-Ильменского мегантиклинория, сложенного метаморфизованными в зеленые сланцы и амфиболиты основными вулканогенными породами предположительно верхнего ордовика и различными парасланцами и зелеными сланцами нижнего силура, нешироким распространением пользуется осадочно-вулканогенная (преимущественно туфогенная) толща верхнего силура и нижнего девона. Крылья сложены породами нейвинской свиты. В названных толщах большей частью согласно, но часто с несогласными прорывами залегают интрузивные породы – серпентиниты, перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро, плагиограниты Монетнинского, Березовского, Уктусского и Шабровских массивов и граниты Шарташского и Седельниковского массивов. В пределах брахиантиклинали отчетливо выражено падение пород в противоположном от гранитов направлении (то есть западное). Породы вулканогенноосадочного комплекса верхнего ордовика - нижнего силура пронизаны многочисленными жильными породами с рядом более мелких нарушений. Большинство даек и жил простираются параллельно или субпараллельно простиранию вмещающих пород, хотя встречаются и секущие жильные образования, часто сопровождающие поперечные разрывные нарушения.

Тектоническая трещиноватость наибольшую интенсивность на изучаемой территории имеет в зоне разрывных нарушений, омоложенных неотектоническими подвижками в зонах контактов разнопрочностных пород, в шарнирных частях складок, в узлах пересечения разрывных нарушений, по дайкам кислых пород, в краевых частях интрузивных массивов и более мелких тел, особенно серпентинитовых.

В центральной части территории зону древнего глубинного разлома фиксируют меридионально вытянутые тела серпентинитов и их производных. Наличие значительного диагонального простирающегося разрыва подтверждается зоной мощной глинистой коры выветривания от 40 до 70 м и более. Возможно, что глубокое проникновение химического выветривания сланцев

связано с дроблением их в зоне разрывного нарушения меридионального простирания.

Общей чертой для всех слагающих пород и всех зон района является то, что почти всюду в отмеченных выше интрузивных и вмещающих их породах преобладают трещины субвертикального крутого падения на восток и на запад субмеридионального направления; субширотные, также вертикальные и крутопадающие на север и на юг; диагональные - северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 50-70° и в меньшей степени юго-западного простирания с падением на северо-западного западного простирания с падением на северо-западного запад под тем же углом.

Рассмотрев геологическое строение, тектонику района Екатеринбурга, можно констатировать, что верхняя часть земной коры, на которой расположен Екатеринбург, характеризуется рядом особенностей.

Первая особенность заключается в том, что в структурнотектоническом отношении геологическая среда Екатеринбурга представляет собой узловую структуру, состоящую из большого числа разломов различных рангов, ориентировок и кинематических типов, образующих крупный тектонический узел, центр которого расположен между Свердловским и Шарташским гранитными массивами. В этом узле находится большая часть мегаполиса.

Вторая особенность геологического строения верхней части земной коры в районе Екатеринбурга заключается в широком развитии здесь интрузивных массивов. Интрузивные массивы данного района хорошо изучены в минералогическом, петрографическом и тектоническом отношениях на уровне современного эрозионного уровня. Представления же о форме массивов и глубине залегания их нижних кромок весьма скудные и приблизительные.

Задача изучения глубинного строения интрузивных массивов по гравиметрическим данным актуальна и имеет два аспекта – собственно геологический и геофизический, в связи с выполняемым нами тектонофизическим анализом поля силы тяжести для оценки деформационного состояния геологической среды района Екатеринбурга.

Глава III МОРФОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

3.1. Изученность массивов геофизическими методами

Как было отмечено в главе 2, одна из особенностей геологического строения верхней части земной коры в районе Екатеринбурга заключается в широком развитии здесь интрузивных массивов: Верх-Исетского, Свердловского, Шарташского, Шувакишского, Широкореченского и Уктусского. Первые три являются существенно гранитоидными и гранитными, другие три – гипербазит-габбровыми и габбровыми. Все массивы выходят на уровень современного эрозионного среза, имеют много естественных и искусственных обнажений и поэтому хорошо изучены в минералогическом, петрографо-петрофизическом, тектоническом и геоморфологическом отношениях; надежно установлены контуры массивов на уровне эрозионного среза. Форма массивов, глубины залегания их нижних кромок почти не изучены.

Наибольшее развитие в районе Екатеринбурга имеют гранитные и гранитоидные массивы, поэтому больше всего изучались именно эти массивы. О морфологии этих массивов высказывались различные мнения. Б. М. Романов [69] полагал, что Верх-Исетский гранитный массив имеет форму акмолита, как и

большая часть гранитных интрузий Урала. В. М. Сергиевский [75] рассматривал многие гранитные массивы Урала как батолиты. А. А. Пронин [65] и О. В. Беллавин [6, 7] считали, что гранитные массивы Урала имеют пластообразную форму (рис. 5). В. В. Хоментовский [94] полагал, что «на основании всего фактического материала ничего нельзя сказать о том, в каком виде массив (Верх-Исетский) продолжается на глубину, то есть является ли он акмолитом или чем-либо другим».

В 1958-1960 гг. для выяснения формы и вертикальной мощности некоторых гранитных интрузий сотрудниками лаборатории региональной геофизики Института геофизики Уральского филиала АН СССР были выполнены гравиметрические наблюдения на ряде профилей, пересекающие Верх-Исетский массив. По результатам интерпретации были получены следующие данные: Верх-Исетский массив представляет собой пластообразное тело, имеющее в вертикальном сечении чечевицеобразную форму; вертикальная мощность массива в краевых частях была оценена в 1,5 – 3 км [8] (см. рис. 5). В более поздней работе [5] о закономерностях размещения гранитных массивов на Урале О. В. Беллавин утверждал, что «вертикальные размеры гранитных массивов, имеющих обычно форму акмолитов, достигают, по расчетам, 10-12 км. Однако основная (по количеству) масса гранитного материала, как показывают результаты геофизических исследований, сосредоточена в самых верхних

частях земной коры, до глубины 5-6 км. На большую глубину уходит только резко сужающаяся книзу корневая часть массивов. Такой своеобразный «корень» может быть расположен как в центре, так и на периферии массива».



Рис. 5. Схематический геофизический разрез Верх-Исетского массива [8]:

1 - породы эффузивной толщи; 2 - неизмененные ультраосновные породы; 3 - серпентиниты; 4 - габбро; 5 - кварцитовые, углистокварцитовые, филлитовые сланцы и мраморы; 6 - граниты приконтактовой зоны; 7 - граниты; 8 - метаморфические породы предположительно протерозойского возраста; 9 – график наблюденного поля силы тяжести; 10 – график поля силы тяжести модели Верх-Исетского массива В работе [32] Верх-Исетский массив обозначен как крупнейшее на Урале батолитообразное тело. В последней по времени работе о результатах геологической съемки, выполненной в районе г. Екатеринбурга [25], приведена весьма скудная морфологическая характеристика массивов, хотя в распоряжении авторов была кондиционная гравиметрическая карта масштаба 1: 200000, схема которой приведена на рис. 6.



Рис. 6. Схема поля силы тяжести

В работе [7] отмечается, что Шарташский массив представляет собой часть Большого Шарташского плутона, вертикальные размеры которого оцениваются в 5 км. Большой Шарташский плутон имеет несколько выступов. Самый значительный из них, находящийся в западной части, выходит на поверхность в виде Шарташского массива. Восточнее расположены гораздо меньшие по площади Шпанчевский и Становлянский массивы. В западной части Большой Шарташский массив представляет собой купол с крутым падением контактной поверхности к западу и особенно к югу (рис. 7). Авторам представляется вероятным, что граниты Шарташского массива если и связаны с Верх-Исетским массивом, то на глубине более 4 км.

Об интрузивных массивах основного и ультраосновного составов, которыми в описываемом районе являются Шувакишский, Широкореченский и Уктусский массивы, в литературе приводится весьма скудная морфологическая характеристика [79]. Так, например, в работе [67], «..используя данные геофизических работ, геологи Верхнемакаровского отряда ПГО «Уралгеология» интерпретировали глубинное строение Уктусского массива и сделали вывод, что последний является активным интрузивным телом центрального типа, связанным с глубинным разломом». И все данные о форме и размерах других массивов в литературе отсутствуют.



Рис. 7. Схематический геологический разрез Главного выступа Шарташского массива [6]:

1 – эффузивы и сланцы; 2 - амфиболиты и метаморфизованные эффузивы; 3 – граниты; 4 – габбро; 5 – график поля силы тяжести

Различия во мнениях о формах интрузивных массивов обусловлены: во-первых, отсутствием прямой информации о глубинном строении территории (максимальная глубина скважин не превышает 1000 м, т. е. ими не вскрыта подошва ни одного массива), во-вторых, использованием упрощенной методики интерпретации гравиметрических данных; во всех упомянутых выше работах интерпретация выполнялась графическим методом: либо с помощью палетки Б. В. Нумерова, либо с помощью палетки К. Ф. Тяпкина.

3.2. Характеристика поля силы тяжести

В районе Екатеринбурга была выполнена площадная гравиметрическая съемка, по результатам которой была построена карта изоаномал силы тяжести в редукции Буге в масштабе 1:200 000. Эта карта и послужила основой для изучения глубинного строения массивов (см. рис. 6).

Анализ карты изоаномал путем аналитического продолжения значений поля в верхнее полупространство показал, что региональный фон в районе мегаполиса хорошо описывается полиномом первой степени

$$\Delta \boldsymbol{g}_p = \boldsymbol{a}_0 + \boldsymbol{a}_1 \boldsymbol{x} + \boldsymbol{a}_2 \boldsymbol{y},\tag{27}$$

где a_0 , a_1 , a_2 – коэффициенты полинома; x и y – декартовы координаты точек наблюдения (или расчета); ось x направлена на север, ось y – на восток.

Коэффициенты полинома (27) были определены методом наименьших квадратов. С учетом их численного значения формула (27) приобрела следующий вид:

 $\Delta g_p = 11, 43 - 0, 15x - 0, 04y. \tag{28}$

Результаты вычислений значений регионального фона по формуле (28) приведены на рис. 8.

Площадь мегаполиса относительно невелика. Поэтому при простоте вида регионального фона невозможно установить ни форму, ни геологическую природу его источника.



0<u>51015</u> км

Рис. 8. Схема регионального гравитационного поля (оцифровка условная)

Да такая задача и не ставилась, поскольку основная цель исследования заключалась в выделении локальных аномалий, обусловленных интрузивными массивами.

Благоприятными предпосылками для интерпретации локальных аномалий являются: простота регионального фона, полнота данных о плотности пород, слагающих массивы, известное положение границ массивов на уровне эрозионного среза (фактически на поверхности измерения поля).

Неблагоприятное обстоятельство заключается в том, что контакты у большинства массивов общие. Поля массивов накладываются друг на друга, поэтому возникает непростая задача их разделения.

В аномальном гравитационном поле в районе Екатеринбурга выделяют следующие крупные области (рис. 9):

1. Область относительно пониженного (отрицательного) поля, в северо-западной части соответствующая Верх-Исетскому гранитному массиву и его Свердловскому сателлиту. Изоаномалы гравитационного поля в этой области соконтурны в плане с этими массивами.

2. Субмеридиональная область относительно повышенного поля, охватывающая центральную и северную части, соответствует области Свердловского синклинория. Наиболее высокие значения поля соответствуют Шувакишскому массиву габбро.

3. Область пониженного (отрицательного) поля, соответствующая Шарташскому гранитному массиву.

4. Область относительного повышения поля в южной части Екатеринбурга и его пригородов. Область имеет субширотное простирание. Наиболее высокие значения поля соответствуют Уктусскому массиву, сложенному основными и ультраосновными породами.



Рис. 9. Схема локальных аномалий поля силы тяжести и контуры интрузивных массивов:

 I – Верх-Исетский; II - Шувакишский; III - Уктусский; IV - Шарташский; V - Свердловский; VI – Широкореченский

Вышеперечисленные области гравитационного поля разделяются градиентными зонами (зонами высоких горизонтальных градиентов). Предполагается, что эти градиентные зоны отражают наличие в верхней части земной коры (в интервале глубин от 0 до 15-20 км) крупных флексурно-разрывных зон.

3.4. Плотность пород интрузивных массивов и методика интерпретации аномалий поля силы тяжести

При решении прямых и обратных задач значения плотностей аномалиеобразующих объектов (геологическими аналогами которых являются интрузивные массивы) были приняты постоянными.

Данные, приведенные в табл. 1, дают достаточно подробное представление о плотности различных петрографических типов пород. Для интерпретации локальных аномалий такая детальность петроплотностных свойств не нужна, так как ее просто невозможно учесть. В соответствии с этим данные табл. 1 были пересчитаны в средние значения (и интервалы их изменения) по основным типам пород. Среднее значение плотности, а также интервалы ее изменения для кислых и средних пород равны соответственно 2,66 и 2,61 – 2,72 г/см³; для ультраосновных пород - 3,10 и 3,08 – 3,17 г/см³; для измененных габбро - 3,00 и 2,90 – 3,10 г/см³.

Интерпретация аномалий поля силы тяжести была выполнена по следующей методике [91]:

1. Пространственный анализ поля силы тяжести с помощью программы «VECTOR» [76] для разделения аномалий, обусловленных интрузивными массивами, и определения эффективных глубин их залегания и значений квазиплотностей.

Таблица 1

Порода	Среднее	Интервал
	значение	изменения
Габбро-амфиболиты	2,90	2,82 - 3,06
Кварцевые биотит-	2,80	2,67 – 2,93
амфиболитовые диориты		
Плагиогранодиориты	2,69	2,64 - 2,78
Плагиограниты	2,65	2,51 – 2,89
Гранодиориты	2,67	2,65 - 2,80
Граниты-биотит-	2,64	2,60 - 2,68
роговообманковые		
Биотитовые граниты	2,61	2,54 - 2,74
Пегматиты	2,61	2,51 - 2,72
Аплиты	2,62	2,52 - 2,89
Дуниты	3,16	3,00 - 3,37
Дуниты серпентинизированные	2,76	2,50 - 3,03
Клинопироксениты	3,17	2,89 - 3,30
Оливиновые габброиды	3,10	2,98 - 3,25
Амфибол-пироксеновые габбро	3,07	2,88 - 3,29

Плотность пород интрузивных массивов [51], г/см³

Этот этап интерпретации позволяет получить нулевое приближение моделей плотностных неоднородностей. 2. Решение двумерной обратной задачи с помощью программы GRPR2 (Виноградов В. Б.) для оценки истинных глубин залегания и истинных относительных значений плотности интрузивных массивов. На этом этапе интерпретации устанавливаются контуры плотностных неоднородностей в вертикальных сечениях. Результаты этого этапа интерпретации представляют первое приближение моделей плотностных неоднородностей.

3. Построение трехмерной плотностной модели геологической среды с помощью пакета программ ADG-3D [40, 41] как второе и окончательное приближение решения обратной задачи.

В методе «VECTOR» значения поля силы тяжести подвергаются численному дифференцированию, в результате которого определяется полный вектор горизонтального градиента силы тяжести (\vec{v}_{zs}) и убирается региональный фон путем вычисления среднего вектора в скользящем окне и находится локальная составляющая. Эта составляющая используется затем для восстановления значений исходного поля силы тяжести, но уже без регионального поля. Трансформированное таким образом поле служит основой для его пространственного анализа, результаты которого представляются в виде «плоских» изображений поля, отвечающих различным по эффективной глубине залегания и мощности плоскопараллельным слоям, и трехмерных диаграмм.

Обе разновидности визуального отображения поля силы тяжести дают представление о распределении квазиплотностных неоднородностей на различных гипсометрических уровнях. Специальные приемы интерпретации, основанные на решении прямой задачи, позволяют оценивать форму плотностных неоднородностей в любом по глубине залегания горизонтальном слое.

Достоинством метода «VECTOR» является то, что с его помощью можно уверенно (как утверждают авторы метода) разделять суммарное поле на составляющие, обусловленные близко расположенными источниками, независимо от того, как гипсометрически они соотносятся: находятся ли они на одной глубине или на разных (друг под другом).

Метод «VECTOR» позволил получить нулевое приближение в решении задачи, которое затем было уточнено другими методами. Наиболее интересный и, пожалуй, неожиданный результат применения метода «VECTOR» заключается в том, что в слое между эффективными глубинами 7 и 10 км предположительно может находиться крупная в плане квазиплотностная неоднородность. Геологически эту неоднородность можно рассматривать как основание батолита, фрагментами которого на дневной поверхности служат известные интрузивные массивы кислого состава: Верх-Исетский, Свердловский, Шарташский (рис. 10).



Рис. 10. Пример визуализации результатов интерпретации аномалий поля силы тяжести помощью программы «VECTOR»: гравитационное поле, обусловленное горизонтальным слоем горных пород с эффективными глубинами $h_1=7$ км (кровля) и $h_2=10$ км (подошва): *1* - контуры массивов интрузивных пород: I - Верх-Исетский; II - Свердловский; III – Шарташский; *2* - контур предполагаемого гранитоидного батолита; *3* - изоаномалы (оцифрованы в мГал)

Косвенным подтверждением этого вывода служит характеристика поля общей гамма-активности [59], которое отражает основные элементы геологического строения, проявленные на дневной поверхности. Средний (фоновый) уровень гамма-поля на территории Екатеринбурга составляет 6-8 мкР/ч. Повышенными значениями (более 8-10 мкР/ч) отмечаются обнажающиеся на дневной поверхности участки гранитоидных массивов -Свердловского и Шарташского. Поэтому относительно повышенный уровень естественной радиации отмечается в жилых массивах «ВИЗ», «Юго-Западный», «Комсомольский», а также в западной части жилого массива «Ботанический» и восточной части жилого массива «Втуз-городок». При этом область относительно повышенного уровня гамма-поля (более 8 мкР/ч) охватывает центральную часть Екатеринбурга и протягивается в северо-восточном направлении по азимуту около 40 градусов от Свердловского гранитного массива до Шарташского. Это позволяет сделать предположение, что эти массивы на глубине действительно могут иметь общее основание - единый гранитнометаморфический слой. Участки с повышенным уровнем гаммаполя предположительно отождествляются с участками, где гранитно-метаморфический слой приближается к дневной поверхности [59].

1. Для визуализации результатов интерпретации гравитационных аномалий, кроме «плоских» отображений, были использованы наборы трехмерных диаграмм квазиплотностей (рис. 11). Во многих случаях они с удовлетворительной точностью характеризуют геологический разрез на качественном уровне, но для перевода эффективных глубин и квазиплотностей в истинные глубины и истинные плотности необходимо решить обратную задачу.



Рис. 11. Пример визуализации результатов интерпретации аномалий силы тяжести в виде трехмерной диаграммы квазиплотностей

2. Для определения формы, глубины залегания нижних кромок интрузивных массивов и их относительной плотности в первом приближении была выполнена интерпретация поля силы тяжести в двумерном варианте по программе GRPR2 и с помощью методик, изложенных в [45]. Для решения этой задачи была составлена цифровая модель объектов с учетом пространственного анализа поля в системе координат, ось *х* которой была
совмещена с земной поверхностью, ось *z* направлена вертикально вниз. Контуры плотностных неоднородностей в вертикальном сечении аппроксимировались многоугольниками, каждой вершине которых присваивался порядковый номер; для каждой вершины в выбранной системе координат определялись абсцисса и аппликата (x_i , z_i) вершин многоугольника. Далее выполнялся расчет значений поля силы тяжести. Подбор формы модели плотностной неоднородности производился до тех пор, пока расчетные значения силы тяжести не совпадали с наблюденными с погрешностью не хуже ± 5 % (рис. 12).

Профиль II - II





1 - график наблюденного поля силы тяжести; 2 - график силы тяжести моделей массивов; 3 - контуры плотностных неоднородностей;
4 - относительные плотности моделей массивов

3. Пространственный анализ поля силы тяжести с помощью метода «VECTOR» в виде стратифицированных квазиплотностных неоднородностей естественным образом определили использование для решения обратной задачи адаптивного метода (итерационно-статистического) [40, 41]. Наиболее характерная черта адаптивного подхода, по Цыпкину Я. З., – это «накопление и немедленное использование текущей информации для устранения неопределенности из-за недостаточной априорной информации с целью оптимизации избранного показателя качества» [95].

Пакет программ ADG-3D обладает следующими основными достоинствами:

 не накапливает ошибок округления, что позволяет решать системы с большим числом уравнений и неизвестных;

- позволяет находить решение, ближайшее к априорно заданному в том случае, когда задача имеет множество решений.

Для того чтобы решить обратную задачу, используя пакет программ ADG-3D, в качестве приближения моделей массивов были использованы результаты решения обратной задачи по программе GRPR2.

По гравиметрическим данным строится структурная модель параллелепипеда изучаемого фрагмента геологической среды. Плотности пластов задаются по известным априорным данным (см. табл.1). По созданной модели решается прямая задача, в которой рассчитываются модельные гравитационные поля. Как правило, эти поля отличаются (иногда очень сильно) от реальных наблюденных полей. Решая обратную задачу, уточняют параметры модели. Положение нижних кромок массивов было определено путем решения контактной задачи. Первая граница - поверхность наблюдения, последняя граница - подошва нижнего слоя. Отметки границ пласта ниже уровня моря задаются отрицательными числами. Плотность первой границы принимается равной плотности, с которой учитывалось влияние рельефа.

В пакете программ ADG-3D принята трехмерная слоистая модель среды с криволинейными границами раздела. Каждый слой в этой модели аппроксимируется параллелепипедами, плановые размеры которых задаются интерпретатором; в нашем случае были заданы размеры 2,5 х 2,5 км, а вертикальные определялись положением криволинейных границ. Плотность в пределах каждого блока-параллелепипеда полагалась постоянной. Путем решения обратной задачи были определены формы массивов и глубина их нижних кромок в трехмерном варианте.

Графические возможности пакета ADG-3D позволяют в удобном виде представить информацию в виде карт, разрезов (рис.13) и графиков. Также предусмотрены возможности ввода в модель табличных данных и графического редактирования модели.



Рис.13. Пример интерпретации аномалий поля силы тяжести по II-II профилю:

а – графики аномальных наблюденных (зеленый цвет) и вычисленных
для плотностной модели (красный цвет) значений поля силы тяжести;
б – плотностной разрез

Интерпретация поля силы тяжести позволила впервые получить представление о форме и условиях залегания всех плотностных неоднородностей (источниках аномалий) района Екатеринбургского мегаполиса, которые отождествляются с интрузивными массивами. До этих исследований, также путем интерпретации аномалий гравитационного поля, была определена форма только Верх-Исетского и Шарташского массивов в двумерном варианте [7, 8, 25].

На рис. 14-19 приведены результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести по профилям. Представлены два плотностных разреза: верхний разрез - результат интерпретации поля силы тяжести по программе GRPR2, под ним расположен разрез - результат интерпретации по программе ADG-3D.



Рис. 14. Схема геологического строения района Екатеринбурга [25] и расположение интерпретационных профилей и их номера



Рис. 15. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести по профилю I – I:

1 - график наблюденного поля силы тяжести; 2 - график региональной составляющей поля силы тяжести; 3 - график локальной составляющей поля силы тяжести; 4 - график поля силы тяжести моделей массивов; а - плотностной разрез 2-D (программа GRPR2); 6 – плотностной разрез 3-D (программа ADG-3D)



Рис. 16. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести по профилю II – II:

1 - график наблюденного поля силы тяжести; 2 - график региональной составляющей поля силы тяжести; 3 - график локальной составляющей поля силы тяжести; 4 - график поля силы тяжести моделей массивов; а - плотностной разрез 2-D (программа GRPR2); 6 – плотностной разрез 3-D (программа ADG-3D)



Рис. 17. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести по профилю V – V:

1 - график наблюденного поля силы тяжести; 2 - график региональной составляющей поля силы тяжести; 3 - график локальной составляющей поля силы тяжести; 4 – график поля силы тяжести моделей массивов; а - плотностной разрез 2-D (программа GRPR2); 6 – плотностной разрез 3-D (программа ADG-3D)



Рис. 18. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести по профилю VII – VII:

1 - график наблюденного поля силы тяжести; 2 - график региональной составляющей поля силы тяжести; 3 - график локальной составляющей поля силы тяжести; 4 - график поля силы тяжести моделей массивов; а - плотностной разрез 2-D (программа GRPR2); 6 – плотностной разрез 3-D (программа ADG-3D)



Рис. 19. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести по профилю VIII – VIII:

1 - график наблюденного поля силы тяжести; 2 - график региональной составляющей поля силы тяжести; 3 - график локальной составляющей поля силы тяжести; 4 – график поля силы тяжести моделей массивов; а - плотностной разрез 2-D (программа GRPR2); б – плотностной разрез 3-D (программа ADG-3D)

3.5. Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести [11, 12]

Верх-Исетский гранитный массив залегает среди вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. В аномальном гравитационном поле Верх-Исетскому гранитному массиву и его Свердловскому сателлиту соответствует область относительно пониженного (отрицательного) поля. Изоаномалы гравитационного поля в этой области соконтурны в плане с этими массивами. Свердловский массив, сложенный средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, рассматривается как сателлит Верх-Исетского батолита, от которого он отделен узкой зоной динамосланцев по вулканогенным породам.

В разрезе (см. рис.15) вдоль северного широтного профиля I-I ($56^0 56'$) западный и восточный контакты Верх-Исетского массива падают на запад под углами^{*} соответственно 30 и 45^0 . Как показывают расчеты, на глубине 2,5 км горизонтальные размеры массива равны его ширине на дневной поверхности (около 15 км); начиная с глубины 2,5 км горизонтальные размеры массива резко уменьшаются и он превращается в разрезе вдоль широтного профиля II-II (см. рис.16) ($56^0 51'$) в столбооб-

^{*}Углы падения контактов отсчитываются от западного направления линии профиля.

разное вертикальное тело, нижний контакт которого находится на глубине около 8,5 км.

В разрезе вдоль широтного профиля II-II (см. рис.16) оба массива вместе представляют пластообразное тело до глубины 2,5 км. Далее с глубиной горизонтальные размеры Свердловского массива уменьшаются, и на глубину около 5,0 км уходит только сужающаяся книзу «корневая» часть массива. Западный контакт пластообразного тела до глубины 1,5 км падает на запад, а с глубины 0,5 км – на восток под углом 160⁰; восточный контакт пладет также на запад под тем же углом 160⁰.

В разрезе вдоль меридионального профиля VII-VII (см. рис.18) Верх-Исетский массив представляет собой тело сложной чашеобразной формы с четырьмя сужающимися корневыми частями клиновидной формы, которые пространственно связаны с разломами. Западный контакт массива вблизи поверхности падает на запад под углом 25^{0} , начиная с глубины около 1,0 км на восток под углом 130^{0} . Восточный контакт вблизи поверхности падает на запад под углом 40^{0} . Вертикальная мощность массива увеличивается с 3,0 км в южной части до 8,0 км - в северной, т. е. в южном направлении массив выклинивается.

Таким образом, оба массива приурочены не к антиклинальной, а синклинальной структуре. И сформировались они предположительно путем заполнения ее магматическим веществом, которое поступало по вертикальному каналу, о чем сви-

детельствует наличие столбообразного тела в разрезе вдоль северного профиля.

Шарташский массив, расположенный на восточной окраине Екатеринбурга, сложен гранитами трех интрузивных фаз. Шарташскому гранитному массиву соответствует область пониженного (отрицательного) аномального гравитационного поля. Поскольку Шарташский массив расположен в стороне от других массивов, то обусловленная им аномалия силы тяжести хорошо выражена (локализована). Ее интерпретация показала (см. рис.17), что контакты массива падают в сторону вмещающих пород, что указывает на расширение массива в глубину. Предполагается, что массив представляет собой часть Большого Шарташского плутона, вертикальные размеры которого оцениваются в 7,5 км. Так, например, западный контакт падает на запад под углом 30° , восточный – на восток под углом 175° , т. е. массив действительно в нижней своей части шире примерно в три с половиной раза, чем в верхней. Глубина залегания нижней части Большого Шарташского массива изменяется от 1,5 до 7,5 км. Под массивом предполагается столбообразное наклонное тело. Оно падает на запад под углом около 70° , его вертикальные размеры оцениваются в 5,6 км, а ширина – приблизительно в 2 км.

Шарташский массив, таким образом, следует рассматривать как лакколит. Столбообразное тело, вероятно, образовалось в канале, по которому происходило внедрение кислой магмы, сформировавшей лакколит.

Большой Шарташский плутон имеет несколько выступов, самый значительный из них, находящийся в западной части, выходит на поверхность в виде Шарташского массива. Восточнее расположены Шпанчевский и Становлянский массивы, последний не имеет выхода на дневную поверхность.

У всех гранитных массивов основная (по количеству) масса гранитного материала сосредоточена в самых верхних частях земной коры, до глубины 3 км. На большую глубину уходит только резко сужающаяся книзу «корневая» часть массивов. Такой своеобразный «корень» - клин - может быть расположен как в центре, так и на периферии массива.

Шувакишский массив расположен в северной части Екатеринбурга. Его размеры в плане 4х17 км; он сложен в основном габбро. Шувакишскому массиву габбро соответствуют области наиболее высоких (положительных) значений аномального гравитационного поля. Контакты массива с вмещающими породами тектонические; падение западного и восточного контактов (простирание массива меридиональное) крутое, встречное под углами 65-75⁰. Нижний контакт массива находится на глубине 2,5-3,0 км [25].

По результатам интерпретации аномалии силы тяжести (см. рис.19) параметры массива несколько иные: западный и во-

сточные контакты падают на запад под углами 60 и 65⁰, нижний контакт находится на глубине 2,5 км.

Уктусский массив расположен в южной части Екатеринбурга. Область относительного повышения аномального гравитационного поля в южной части Екатеринбурга и его пригородов имеет субширотное простирание. Наиболее высокие значения поля соответствуют поднятию Уктусских гор, сложенных основными и ультраосновными породами.

Массив состоит из трех тел - Северного, Центрального и Южного, сложенных в основном дунитами, оливинитами, клинопироксенитами, верлитами и тылаитами.

Интерпретационный профиль V-V (см. рис.17) пересекает Центральное тело массива. В разрезе по этому профилю западный контакт имеет восточное падение под углом 160° , восточный контакт массива имеет западное падение под углом 25° ; глубина залегания нижнего контакта массива составляет около 8 км. Такой же вывод о том, что вертикальные размеры массива составляют 6-8 км, был сделан предыдущими авторами [25]. С глубиной (около 1,5 км) падение контактов массива резко изменяется: западный контакт падает на запад под углом 60° , восточный - на восток под углом 140° . В северной части массив выклинивается и достигает глубины только 2,5 км.

Широкореченский массив расположен юго-западнее Екатеринбурга. На три четверти он сложен габбро. Сведения о нем скудны, в поле силы тяжести он не картируется локальной аномалией. Эти обстоятельства создали трудности в определении его формы. По результатам интерпретации можно сделать вывод, что форма массива чашеобразная, вертикальная мощность Широкореченского массива в южной части менее 1,0 км, в северной около 2,5 км. (см. рис.19) [12].

Анализ силы тяжести, выполненный нами, позволил впервые получить представление о форме и условиях залегания всех плотностных неоднородностей (источниках аномалий) района Екатеринбурга, которые отождествляются с интрузивными массивами. Были построены трехмерные модели интрузивных массивов. До наших исследований по гравиметрическим данным была определена удовлетворительно форма только Шарташского [8] и Верх-Исетского массивов.

Данные о морфологии интрузивных массивов необходимы в связи с выполняемым нами тектонофизическим анализом поля силы тяжести для оценки деформационного состояния геологической среды.

Тектонофизическому анализу гравитационного поля посвящена следующая глава монографии.

Глава IV ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ [9, 10, 11, 13-17, 88, 92]

По современным представлениям [84], напряженное состояние земной коры обусловлено действием двух сил: гравитационной и тектонической. В пределах относительно небольших областей, каковую занимает и Екатеринбургский мегаполис, величину и направление действия тектонической силы можно полагать постоянными, считая и вызываемую этой силой деформацию также постоянной в любой части геологической среды. Вывод о постоянстве тектонического поля напряжений (относительно небольших амплитудах вариаций во времени) основан на сейсмических наблюдениях [37], результатах физического моделирования и непосредственных измерениях [21, 24].

Отсюда следует, что в данном случае при изучении напряженно-деформированного состояния геологической среды достаточно рассмотреть воздействие на нее только гравитационной силы.

Исходными данными для оценки деформационного состояния геологической среды района Екатеринбурга послужили результаты гравиметрической съемки в виде карты аномалий силы тяжести в редукции Буге в масштабе 1:200000 и геологогеофизические представления об основных плотностных неоднородностях района - интрузивных массивах: Уктусском, Шувакишском, Широкореченском, Шарташском, Верх-Исетском и Свердловском (формы интрузивных массивов нами были определены путем интерпретации поля силы тяжести, результаты интерпретации которого описаны в главе III).

Расчет деформационных характеристик был проведен с помощью программы RUMD (Виноградов В. Б., Овруцкий Г. М., 1994), которая вычисляет упруго-мгновенные значения тензора чистой деформации на дневной поверхности, вызванной плотностными неоднородностями. Термин «упруго-мгновенные» означает, что строго выполняется закон Гука (линейная связь напряжение – деформация) в момент приложения нагрузки, т. е. отсутствуют релаксационные явления: течения, сдвиги и т. п. Среда принимается упруго-однородной, для расчета задаются параметры: модуль Юнга и коэффициент Пуассона, которые одинаковы на всем упругом полупространстве. В данном случае модуль Юнга и коэффициент Пуассона для гранитов 4,6·10⁹ и 0,25. Рассчитывают компоненты тензора чистой деформации e_{xx} e_{yy}, e_{zz}, e_{xy}, e_{xz}, e_{yz}, a затем вычисляют главные значения и главные направления деформаций e_1 , e_2 , e_3 , зависящие только от свойств деформируемого тела. Три главных значения и девять направляющих косинусов, характеризующих три главных направления, являются основной информацией о напряженнодеформированном состоянии среды, извлекаемой из результатов гравиметрических съемок.

Главные значения и главные направления для верхней части участка земной коры, на которой расположен г. Екатеринбург, были вычислены в узлах квадратной сети, расположенных на горизонтальной плоскости, аппроксимирующей дневную поверхность. Две оси деформации лежат в этой плоскости, а третья – ей перпендикулярна. Рис. 20 дает представление о поле деформации; длина стрелок на нем прямо пропорциональна величине относительной деформации (растяжение или сжатие) в каждом узле, а направление стрелок указывает на ориентировку осей деформации.

Гранитные и гранитоидные массивы, «всплывая» в более плотной вмещающей их среде, создают деформации растяжения. В пределах большей части контура Верх-Исетского массива оси деформации ориентированы субширотно и субмеридионально; относительное растяжение по широте в несколько раз больше, чем вдоль меридиана. В этой обстановке в среде должны образовываться трещины отрыва субмеридиональной ориентировки. Свердловский массив (сателлит Верх-Исетского массива) вытянут в северо-западном направлении, поэтому главные оси здесь направлены вдоль простирания массива и перпендикулярно этому направлению. Наибольшее относительное растяжение характерно для северо-восточного направления. В южной части массива из-за влияния Шувакишского массива второе главное значение деформации является не растяжением, а сжатием. При таком режиме деформирования в северной части массива могут формироваться трещины отрыва северо-западного простирания, а в южной – трещины скола (сдвига). Главные оси деформации в районе Шарташского массива ориентированы в северо-северо-восточном и запад-северо-западном направлениях. Оба главных значения являются относительными растяжениями; при этом величина растяжения в северо-северо-восточном направлении существенно больше растяжения в западно-северозападном направлении.

В отличие от «легких» гранитных массивов, «тяжелые», сложенные ультраосновными породами, погружаются в окружающую их среду и создают деформации сжатия. Шувакишский массив вытянут в меридиональном направлении. Поэтому одна из главных осей деформации почти перпендикулярна к его простиранию. Относительная деформация сжатия вдоль этой оси максимальна. Второе главное значение сопоставимо с погрешностью вычисления и не отражено на рис. 20. В южной части Шувакишского массива на деформирование оказывает влияние Свердловский массив. Здесь относительная деформация в широтном направлении представляет сжатие, а в меридиональном – растяжение. В этой части, как и в пространстве между Шарташским и Шувакишским массивами, вероятно образование разрывов типа сколов, ориентированных по биссектрисе угла, образованного главными осями деформации.



Рис. 20. Поле главных компонент деформации *e*₁ и *e*₂:

I - контуры массивов интрузивных пород: І –Верх-Исетский; ІІ – Шувакишский; ІІІ – Уктусский; IV – Шарташский; V – Свердловский; VI
- Широкореченский; 2 – растяжение; 3 - сжатие

Широкореченский массив создает наиболее простое поле деформации. Внутри контура массива относительные деформации представляют собой только сжатие. Наибольшая деформация сжатия соответствует главной оси, имеющей северовосточное направление; деформация вдоль второй главной оси незначительна. Деформации в северной части массива из-за «компенсирующего» влияния Свердловского массива малы; в южной части они существенно больше из-за влияния Уктусского массива.

Наиболее интересно поле деформации Уктусского массива крупнейшего по массе среди ультраосновных массивов. По гравиметрическим данным этот массив имеет форму крутопадающего цилиндрического тела, нижняя кромка которого находится на глубине 7,6 км.

Поэтому его поле деформации обладает осевой симметрией: главные направления имеют либо радиальную ориентировку, либо образуют овалообразные контуры. Максимальные относительные деформации сжатия, одинаковые по обоим главным направлениям, характерны для центральной части массива.

Важной характеристикой деформации, зависящей от всех трех главных значений, является дилатация (или дилатансия), т. е. относительное изменение объема деформируемой среды (рис. 21). Все гранитные массивы характеризуются положительной дилатацией примерно одинаковой величины (1,0-1,5)·10⁻². Все ультраосновные массивы картируются отрицательной дилатацией: максимальная величина дилатации Шувакишского мас-

сива более $-1,5 \cdot 10^{-2}$, Широкореченского – около - $1,5 \cdot 10^{-2}$, Уктусского – более - $2.8 \cdot 10^{-2}$ [17].



Рис. 21. Поле дилатации в

Ультраосновные породы характеризуются большими значениями модуля упругости (модуля Юнга). Поэтому, как показывают результаты измерения [50], геологические тела, сложенные такими породами, являются концентраторами напряжений, т. е. они способны накапливать огромное количество упругой энергии без разрушения. И только тогда, когда плотность упругой энергии превысит энергетическую прочность объекта, происходит взрывоподобная разрядка напряжений с выделением упругой энергии и разрушение объекта. Такие явления нередко наблюдаются в рудниках, построенных в высокомодульных породах. Проявляются они в виде трещинообразования, стреляния, горных ударов и даже тектонических землетрясений [1]. Ультраосновные массивы в черте Екатеринбурга также являются концентраторами напряжений, как это следует из характера дилатации (см. рис. 21).

Выполненный нами тектонофизический анализ поля силы тяжести района Екатеринбурга показал: гравитационные силы, обусловленные гранитными и гранитоидными массивами, определяют режим растяжения; ультраосновные массивы – режим сжатия в геологической среде.

Комплексной оценке деформационного состояния геологической среды в районе екатеринбургского мегаполиса на основании тектонофизического анализа поля силы тяжести посвящена пятая глава.

Глава V ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ РАЙОНА ЕКАТЕРИНБУРГА

Результаты тектонофизического анализа гравитационного поля, описанные в предыдущей главе, стали основой для совместного изучения динамических явлений в районе Екатеринбургского мегаполиса: сейсмичности, современных движений дневной поверхности и напряженно-деформированного состояния геологической среды.

5.1. Сейсмичность

Важнейшей формой проявления сейсмичности являются землетрясения, заключающиеся в дискретном, импульсном выделении упругой энергии, которая аккумулируется в земной коре и верхней мантии в результате непрерывно функционирующих эндогенных процессов различной природы.

Инструментальные сейсмические наблюдения на Урале были начаты 4 октября 1913 г., когда были закончены работы по реорганизации сейсмической станции «Екатеринбург», открытой в 1906 году, и выполнена обработка первой сейсмограммы. С этого момента результаты сейсмических наблюдений стали публиковаться в виде бюллетеня. Сейсмическая станция «Екатеринбург», а позже «Свердловск» и снова «Екатеринбург» являлась и является классической опорной станцией единой сейсмической службы страны. В 1972 г. Институтом геофизики УНЦ АН СССР были созданы две сейсмические станции: одна в п. Арти, и ее стали называть «Арти», а вторая – в Ильменском заповеднике «Миассово». Станция «Миассово» проработала несколько лет, и наблюдения на ней велись только в летние месяцы. Сейсмическая станция «Арти» является сейчас частью геофизической обсерватории и Международной системы IRIS.

Кроме этого, для регистрации горных ударов в пределах шахтных полей на уральских рудниках Уральским филиалом ВНИМИ и Институтом геофизики УНЦ АН СССР в Кизеловском угольном бассейне были созданы сейсмические станции «Углегорск» и «Шахта Северная» в середине 80-х годов (спустя десять лет они были закрыты), и в 1979 г. - в г. Североуральске сейсмическая станция «Североуральск», наблюдения на которой ведутся до сих пор.

Подробная характеристика этих сейсмических станций приведена в работе [72]. Авторы [72] отмечают, что «примерно с 1974 г. на Урале установлена система наблюдений, позволяющая регистрировать и определять основные параметры очагов уральских землетрясений» (с.17). Но тут же дезавуируют этот вывод, указывая, что «совместной обработки материалов сейсмических станций не проводилось, что типично для систем наблюдений, в которых станции находятся в разном административном подчинении» (с. 18). Таким образом, утверждение о наличии на Урале системы сейсмических наблюдений очень оптимистично.

Это обстоятельство в какой-то мере наложило отпечаток на результаты совместной обработки и интерпретации макросейсмических и инструментальных данных о сейсмических событиях, произошедших на Урале с 1914 по 2002 гг., каталог которых представлен в работе [72]. Поэтому авторы каталога, сознавая несовершенство своей работы, пишут, что ее «следует воспринимать как приглашение к сбору в одну систему данных о землетрясениях столь сложного региона, данных, принадлежащих разным ведомствам, равно заинтересованным в создании хорошей основы для сейсмических построений» (с. 7). Но чтобы осуществить сбор данных в одну систему, необходимо сначала создать единую систему изучения сейсмичности. Тем не менее в настоящее время, а также в исторически обозримом будущем альтернативы новому каталогу сейсмических событий Урала нет и не будет. В будущем для изучения сейсмичности территории Урала целесообразно было бы осуществлять не только собственно сейсмический, но и гравиметрический мониторинг, включив его в комплексную систему прогнозирования землетрясений [38, 86].

Выполнив тщательный анализ сейсмической информации, авторы привели в каталоге характеристику 69 событий (прилож.1, рис. 22): 34 из них отнесены к горнотехническим ударам, природа 24 событий не выяснена, причиной 10 стали обвалы, провалы, карстовые явления, взрывы и горные удары, и только одно, произошедшее 17 августа 1914 г. в 50 км к северозападу от г. Екатеринбурга, в районе Билимбаевского завода, было отнесено к тектоническим землетрясениям; его интенсивность в эпицентре оценили в 6 баллов, магнитуду – в 5 баллов, глубину гипоцентра в 26 км. Средняя глубина очагов остальных событий составляет 1,27 км, т. е. они находятся в той части земной коры, которая освоена горными работами в связи с эксплуатацией месторождений открытым или подземным способом. Таким образом, 98,5 % сейсмических событий Среднего Урала имеют техногенную природу.

В северо-западном пригороде г. Екатеринбурга в районе озера Мелкое 24 сентября 1996 г. станциями сейсмического мониторинга Института геофизики УрО РАН и ГОУНПП «Уралсейсмоцентр» было зарегистрировано сейсмическое событие магнитудой около 1; 10 октября 1997 г. такое же по интенсивности событие было зарегистрировано теми же станциями в юговосточном пригороде г. Екатеринбурга в 3-4 км южнее г. Арамиль. Оба события являются техногенными, их очаги находились вблизи дневной поверхности. Такова характеристика реальной сейсмичности Среднего Урала в целом и района г. Екатеринбурга в частности. Как известно, величина максимальной магнитуды тектонического землетрясения относится к каждой точке района сейсмогенного нарушения, которым чаще всего является тектоническое нарушение.

Судя по тектонической обстановке в окрестностях эпицентра Билимбаевского землетрясения размеры сейсмогенного нарушения не превышают первых километров. Поэтому экстраполяция величины магнитуды этого землетрясения на расстояние, равное расстоянию до г. Екатеринбурга, не корректна. Это в какой-то мере подтверждают описанные выше сейсмические события, произошедшие в окрестностях города. Магнитуда же техногенных событий является по существу точечной характеристикой тех участков, где осуществляется разработка полезных ископаемых, и ее пространственная экстраполяция недопустима.

Оценка реальной сейсмичности отличается от той, которая указывается на картах общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97) [3, 44, 55, 57, 73, 74].

Эту сейсмичность следует считать виртуальной. Для Среднего Урала ее величина определена для основного строительства в 6 баллов, а для особо важных в экологическом



Рис. 22. Карта эпицентров сейсмических событий Урала за инструментальный период наблюдения:

1 - тектоническое землетрясение; 2 – сомнительные (требующие дополнительных исследований); 3 – горнотехнические удары, обвальные, взрывы; 4 – сейсмические станции [72]

отношении объектов - до 8 баллов по шкале MSK-64, что соответствует магнитуде в 5 и 6 единиц по шкале Рихтера.

5.2. Современные движения земной поверхности

Экспериментальной основой для изучения современных движений земной поверхности служат результаты повторных высокоточных нивелировок. В последние десятилетие для решения этой задачи стали проводить измерения с помощью спутниковой системы GPS геодезического класса.

Как и сейсмичность, современные движения являются следствием эндогенных динамических процессов, а их характер в значительной мере определяется свойствами и строением земной коры или геологической среды. По современным представлениям, геологическая среда имеет иерархическое строение и представляет собой совокупность вложенных друг в друга блоков, размеры которых подчиняются закону автомодельности. Границами блоков являются зоны разломов; по ним происходит движение блоков, которое определяется по геодезическим наблюдениям. Разломы, как и блоки, образуют иерархические последовательности от отдельных трещин, до глубинных структур планетарного масштаба. Иерархия в строении геологической среды проявляется в иерархии ее физических полей. При изучении современных движений она проявляется в иерархии полей векторов смещения, скоростей и ускорений ее материальных точек в пунктах измерений, а также в деформационных характеристиках, вычисляемых по результатам измерений.

Региональная характеристика современных движений земной поверхности Урала была изучена путем повторного высокоточного нивелирования, выполнявшегося по сети профилей с 1925 по 1980 гг., совмещенных с линиями крупных автомобильных и железных дорог, при среднем расстоянии между пунктами измерений около 7 км. По результатам нивелирования были вычислены горизонтальные градиенты скоростей вертикальных движений как годовые изменения превышений реперов в миллиметрах на 1 километр хода по линии повторного нивелирования, а также величины деформации сдвига и дилатации. Графически результаты вычисления скоростной и деформационных характеристик были представлены в виде двух карт масштаба 1:2500 000 (Блюмин М. А., Улитин Р. В., 1983).

Из анализа этих карт [90] следует, что поля градиентов и характеристик деформации дифференцированы как по величине их значений, так и по знакам. Это указывает на то, что земная кора Урала действительно расчленена на блоки различных рангов (размеров), границами которых служат глубинные разломы также различных рангов. Наиболее отчетливо проявляется связь аномальных значений градиентов и деформации с меридиональными и широтными системами глубинных разломов, которые являются наиболее активными на современном этапе тектогенеза, поскольку их ориентировка соответствует направлению главных осей естественного поля напряжений [90].

Сопоставление планового положения осевых линий разломных зон и точек с экстремальными значениями градиентов и деформации показало, что в зонах разломов находится около 80 % аномалий градиентов и около 84 % аномалий деформаций (рис. 23). Эта закономерность является следствием повышенной тектонической мобильности (динамической активности) зон глубинных разломов; особенно активны узлы пересечения разломов различной ориентировки.

Повышенная тектонодинамическая активность присуща не только глубинным разломам, но и разломам других, более высоких рангов. Яркими индикаторами этой активности на урбанизированных территориях служат трубопроводы, точнее аварии на них. В работах [39, 66, 61, 62, 71] приведены результаты изучения этого явления и отмечено, что около 80 % аварий на магистральных трубопроводах находятся в местах их пересечения с зонами тектонических нарушений (отнюдь не глубинных); для них присуща высокая вероятность повторяемости: для двукратных - 0,75-0,80, для трех- и более кратных – в 0,95, т. е. это почти достоверные события.



Рис. 23. Глубинные разломы и современные движения земной коры Урала и Приуралья [90]:

 1 - осевые линии разломов; 2 - аномалии градиентов: *a* - положительные, *б* – отрицательные; 3 – аномалии: *a* - сдвига, *б* - дилатации;
4 - границы структур первого порядка: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ПП - Предуральский прогиб, ЗУЗС – Западно-Уральская зона складчатости, ЦУП – Центрально-Уральское поднятие, ТМП - Тагило-Магнитогорский прогиб Ширина зон динамического влияния разломных структур при этом составляет первые сотни метров - $100\div500$ (в отличие от глубинных разломов, поперечные размеры областей динамического влияния которых измеряются десятками километров). Поэтому аварии трубопроводов происходят на локальных участках. Тензометрическими исследованиями было установлено, что максимальные напряжения, которые испытывает материал труб, составляют от 80 до 120 МПа, что соответствует деформации растяжения в 99 мм на базе измерения 500 м [60]. Относительная деформация, вызываемая напряжениями, составляет $2 \cdot 10^{-4}$, т. е. и напряжения, и деформация далеки от тех, при которых произойдет разрушение трубопровода; он разрушается только от многократного действия нагрузок.

Региональное изучение современных движений в районе г. Екатеринбурга выполнено вдоль профиля ГСЗ по линии Ижевск – Красноуфимск – Полевской – Ишим (см. рис. 23) [77]. Этот профиль пересекает восточную часть Русской платформы, Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральскую зону складчатости, Центральное Уральское поднятие, Тагило-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб и Зауральское поднятие.

Город Екатеринбург находится в пределах Восточно-Уральского поднятия. Геологическая среда характеризуется здесь отрицательной скоростью современных движений менее 0,3 мм/год и знакопеременной дилатацией от +0,3.10-6 до -0,7.10-6. По сравнению с осевой частью Урала скорость погружения в районе мегаполиса значительно больше, составляя - (2,5 ÷ 3,0) мм/год. В работе [4] она оценивается в - 4,5 мм/год, но эта оценка, по нашему мнению, завышена. В пределах же города следует признать, что величина скорости и величина дилатации находятся на уровне погрешности их измерения, и поэтому в статистическом отношении их следует считать незначимо отличающимися от нуля. Таким образом, блок в пределах которого находится г. Екатеринбург, можно рассматривать в региональном плане как устойчивый и консолидированный. Скорость современных движений и деформация геологической среды в соседних блоках в несколько раз больше, чем в районе г. Екатеринбурга (рис. 24). Поэтому современные движения как фактор, нарушающий динамическое равновесие, а также тепловое [98] в районе г. Екатеринбурга, является незначительным. Об этом же свидетельствуют и данные, приведенные на рис. 25, из которых следует, что в широтном направлении вершинная доорогенная поверхность выравнивания на Среднем Урале представляет собой очень пологое поднятие, не нарушенное разломами, а г. Екатеринбург
находится восточнее области, охваченной новейшими горообразовательными процессами [4].



Рис. 24. Характеристика современных деформаций земной коры по Свердловскому профилю ГСЗ [77]:

1 – график скорости современных вертикальных движений; 2 – график накопленных значений дилатации; 3 – рельеф поверхности Земли; 4 – геологические структуры – крупные структурно-фациальные зоны: I – Восточная окраина Русской платформы; II – Предуральский краевой прогиб; III – Западно-Уральская зона складчатости; IV – Центрально-Уральское поднятие; V – Тагильско-Магнитогорский прогиб; VI – Восточно-Уральское поднятие; VII – Восточно-Уральский прогиб; VII – Зауральское поднятие



Рис. 25. Профиль деформаций вершинной (неоген-четвертичной) поверхности Среднего Урала [4]:

1 - рельеф поверхности Земли; 2 - линия вершинной поверхности рельефа; 3 - предполагаемые зоны разломов, нарушающих положение вершинной поверхности

Повторные нивелировки позволяют устанавливать не только пространственные, но и временные закономерности в характере современных движений и деформаций.

В результате повторных нивелировок, выполненных на территории г. Екатеринбурга в 28 пунктах [80-82], установлен (прилож. 2) характер современных движений на локальном уровне. Ему присущи иные закономерности, а именно:

 – для годичных интервалов измерений величина скорости составляет первые мм/год, иногда несколько десятых долей мм/год; – для временных интервалов измерений в несколько десятков лет величина скорости почти на порядок меньше, составляя десятые и сотые доли мм/год, а кроме того, скорости остаются практически постоянными, не обнаруживая тенденции к закономерному изменению в пространстве и во времени;

–в обоих случаях скорости бывают как положительными, так и отрицательными, а инверсия знака происходит на небольших расстояниях в десятки и сотни метров [80-82].

Геологическая среда в пределах Екатеринбургского мегаполиса сильно дислоцирована [43], и характеристика современных движений подтверждает это, но из нее же следует, что при длительных интервалах измерений среда в динамическом отношении близка к равновесию, а при кратковременных она, состоящая из большого числа блоков малых размеров, представляет собой «клавишную» структуру, блоки в которой перемещаются друг относительно друга с относительно большой скоростью [11]. При таком динамическом режиме в среде не может накапливаться упругая энергия, поскольку она будет повсеместно и постоянно расходоваться, переходя в кинетическую энергию движения блоков. Об этом свидетельствует и чрезвычайно низкий уровень сейсмической активности, как было отмечено в разделе 5.1, за последние 13 лет на территории мегаполиса было зарегистрировано всего два землетрясения с магнитудой около 1.

110

Ежегодно в мире происходит более 13 млн таких землетрясений. Совершались ли такие сейсмические события ранее? Вероятно, да. Но ввиду слабости толчков их не могли зарегистрировать ни приборы телесейсмической станции «Свердловск - Екатеринбург», ни, тем более, сейсмической станции «Арти».

Индикатором блочно-«клавишной» структуры мегаполиса являются переломы и разрывы водопроводных труб. По данным МОУП «Водопровод» [15, 29], ежегодно в г. Екатеринбурге происходит около 1000 аварий, большая часть которых обусловлена тектоническими причинами - движением блоков по разломным зонам. Анализ мест аварий показал, что они почти равномерно распределены по всей территории мегаполиса. Для них характерна повторяемость, когда они происходят помногу раз в одном месте. Такая характеристика аварийности свидетельствует о стабильности динамического режима как в пространственном, так и временном отношениях. Большая плотность (густота) мест аварий еще раз подтверждает вывод о сильной дислоцированности геологической среды.

Использование спутниковой системы GPS геодезического класса позволило установить еще более точную закономерность в характере современных движений в разломных зонах. Длительные наблюдения за изменением координат реперов с дискретизацией измерений от первых секунд до десятков минут выявили кратковременные изменения величин смещений и деформации с различными периодами. Наиболее отчетливо в этом процессе выделяются гармоники с периодами от 30 до 60 мин. Относительная величина горизонтальных смещений реперов при этом достигает $(1,0-1,2)\cdot 10^{-3}$, вертикальных $(1,5-2,5)\cdot 10^{-3}$ [60].

Таким образом, мониторинговые наблюдения за положением реперов, выполненные на различных пространственных и временных базах, показывают, что существует не только пространственная, но и временная иерархия современных движений земной поверхности, которая, как было отмечено выше, является следствием иерахичности строения геологической среды.

5.3. Естественное напряженное состояние

Основные результаты изучения напряженного состояния земной коры Среднего и отчасти Южного Урала, а также района г. Екатеринбурга были получены сотрудниками Института горного дела МЧМ СССР [21-23, 33, 53, 96] и других организаций [35], в шахтах различных месторождений, большинство из которых расположено в Тагило-Магнитогорском прогибе и небольшая часть в пределах Восточно-Уральского поднятия. Сводные данные о результатах измерения напряжений приведены в прилож. 3. Напряжения обусловлены действием литостатического давления и тектонических сил. Горизонтальные напряжения тектонической составляющей в 10-15 раз превосходят горизонтальные компоненты напряжений, вызываемые литостатическим давлением. Вертикальные компоненты литостатической и тектонической составляющих примерно равны. Широтные горизонтальные напряжения являются сжимающими, меридиональные - бывают как сжимающими, так и растягивающими (рис. 26)

Из данных прилож. З следует, что на Урале на глубине в первые сотни метров горизонтальные сжимающие напряжения могут достигать 50 МПа. С увеличением глубины напряжения растут. В работе [53] приводятся корреляционные зависимости горизонтальных и вертикальных напряжений от глубины единые для Среднего и Южного Урала с линейной формой уравнений регрессии:

$$\sigma_{x} = -1,0 - 0,042H, \sigma_{y} = -0,5 - 0,025H, \sigma_{z} = -0,028H.$$
 (29)

Однако к уравнениям (29) следует относиться только как к качественным. Изменение напряжений на Урале отличается большой сложностью как в меридиональном направлении, так и



Рис. 26. Распределение напряжений в земной коре Урала по результатам измерений и моделирования [53]:

на глубину. В этих условиях вряд ли обоснованно построение единой корреляционной зависимости для огромной территории, находящейся в сложном напряженном состоянии, особенно при малом количестве исходных данных. Тем не менее общее представление об изменении напряжений с глубиной уравнения (29) дают.

Причина значительных горизонтальных тектонических напряжений на Урале заключается в следующем. Согласно работе [54], уральские складчатые структуры образовались в результате сжатия жестких массивных интрузивных пород, передвигающихся в широтном направлении с востока на запад. Силы, которые первоначально образовали структуры, затем, превысив предел прочности пород, привели к образованию тектонических нарушений.

1 - направление растягивающих и сжимающих напряжений по результатам измерений в горных выработках; 2 - изолинии напряжений σ_1 в относительных единицах по результатам моделирования; 3 - изолинии напряжений σ_2 в относительных единицах по результатам моделирования; 4 - граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами Урала; 5 - восточная окраина Русской платформы и миогеосинклинальной зоны Урала; 6 - направление нагрузки при моделировании; в прямоугольниках приведены результаты измерения напряжений на рудниках, номера которых указаны в прилож. 3 Сравнение направлений главных нормальных напряжений, определенных по результатам непосредственных измерений и по трещинам показывает, что направление действующих в настоящее время напряжений почти полностью согласуется с направлением тектонических нарушений и напряжений, вызвавших эти нарушения (расхождение не превышает $\pm 30^{\circ}$). Это указывает на то, что современные тектонические движения на Урале имеют унаследованный характер.

Простирание геологических структур и рудных тел большинства уральских месторождений меридиональное, согласное с простиранием основных тектонических нарушений. Это обусловлено тем, что новейшие тектонические движения не привели к образованию на Урале новых складчатых структур. Новейшие движения, как отмечается в работах [54, 97], вовлекли в общее поднятие древние структуры, незначительно деформировав их и переместив на более высокий гипсометрический уровень.

Наиболее значительные по величине горизонтальные широтные напряжения наблюдаются между г. Екатеринбургом и г. Челябинском. Концентрация напряжений здесь связывается генетически с Уфимским выступом Русской платформы. Особая роль этого выступа в распределении напряжений в земной коре Урала отмечалась еще в 40-х годах: «Западный склон Среднего Урала обнаруживает большую резкость и напряжённость дислокационных процессов. Огибая и обволакивая Уфимское плато, слои палеозойских пород оказываются прижатыми к его восточной окраине» [20, c.12].

Позже этот вывод был подтвержден экспериментально на фотоупругих моделях [24, 52]. Концентрация скалывающих напряжений в районе этого выступа приводит к развитию глубинных сдвигов с преимущественно горизонтальным смещением блоков при небольшой амплитуде вертикальных подвижек. Эта же концентрация напряжений определяет и более высокую сейсмичность Среднего Урала по сравнению с Северным и Южным [20, 52].

Наличие значительных горизонтальных напряжений хорошо объясняет такие явления в земной коре Урала, как анизотропия скоростей упругих волн на значительных глубинах [2] и выдавливание гранитных массивов в форме клиновидных блоков, обращенных заострением вниз [56, 99].

Таковы общие региональные закономерности распределения напряжений в земной коре Урала. Эти закономерности, обусловленные тектоническими структурами первого порядка, осложнены влиянием структур более высоких порядков. Каковы они, установить пока невозможно из-за редкой сети пунктов измерения напряжений. Но в первом приближении можно полагать, что в пределах Екатеринбургского мегаполиса они постоянные и по величине, и по направлению. На это естественное поле напряжений как на фон накладывается поле напряжений, обусловленное плотностной неоднородностью геологической среды.

5.4. Деформационное состояние геологической среды

Анализ данных инженерно-геологических изысканий, морфоструктурный анализ рельефа дневной поверхности и глубины залегания подземных вод, данных геологической съемки [18, 25, 43] позволяет предположить, что участок земной коры, на котором расположен г. Екатеринбург, нарушен многочисленными тектоническими нарушениями различных рангов, ориентировок и кинематических типов, в совокупности образующих крупный тектонический узел, центр которого расположен между Свердловским и Шарташским гранитными массивами (рис. 27, 28). В этом узле находится большая часть мегаполиса. Вышеупомянутые зоны нарушения сплошности верхней части земной коры, по-видимому, представляют собой элементы системы планетарной трещиноватости. Выделяются субмеридиональные и субширотные зоны, а также диагональные к ним зоны северовосточного и северо-западного направлений.

118



Рис. 27. Разломы района г. Екатеринбурга [4] с признаками неотектонической активности, проявленной:

1-отчетливо, 2-средне, 3-слабо

Эти структуры, вероятно, были активизированы палеозойской тектоникой и омоложены в мезо- кайнозойское время. Большая часть из них проявляет активность и на современном этапе, способствуя возникновению аварий на линиях подземных коммуникаций [29]. Известно, что присутствие поровых вод в породах в зонах разломов увеличивает ее подвижность. Относительное перемещение блоков среды здесь может повышаться в 3-10 раз по сравнению с ненарушенной средой.



Рис. 28. Тектоническая схема района Екатеринбурга:

1 - осевые линии разломов, установленных по геологическим данным
 [43]; 2 – линеаменты, установленные по геофизическим данным и отождествляемые с осевыми линиями разломов; 3 - контур территории г. Екатеринбурга; 4 – водоемы в черте г. Екатеринбурга

На территории района г. Екатеринбурга субмеридиональные разломы и трещины – это структуры сжатия. Согласно работе [16], они имеют характер преимущественно всбросонадвигов. Субширотные структуры – это структуры относительного субгоризонтального растяжения. Диагональные структуры северо-западного и северо-восточного направлений имеют характер сколовых (сдвиговых) разрывов и трещин.

На рис. 29 показано соотношение между разрывными нарушениями, установленными геологическими методами и по данным тектонофизического анализа поля силы тяжести.

При анализе поля тензора чистой деформации верхней части земной коры, как это было отмечено в главе 4, первая и вторая главные оси деформации на большей части территории мегаполиса ориентированы субмеридионально и субширотно, т. е. перпендикулярно и параллельно простиранию основных палеозойских тектонических структур, а соответствующие этим осям деформации являются растяжениями и сжатиями. Напряжения растяжения и сжатия будут способствовать в этом случае активизации разрывов типа сдвигов (рис. 30). Этот вывод о современной активности разломов под действием гравитационных сил подтверждается следующими экспериментальными данными: широким развитием глубоких карманов выветрелых пород по контактам даек гранит-порфиров в осевых зонах разломов,



Рис. 29. Схема главных значений и главных направлений тензора чистой деформации с элементами разрывной тектоники:

 1 - тектонические структуры сдвигового типа; 2 - всбросовые и надвиговые тектонические структуры; 3 - тектонические структуры отрыва;
 4 - растяжение; 5 - сжатие проявлением в рельефе дневной поверхности новейших тектонических движений в форме линейных неотектонических впадин (долины и поймы рек Исети, Пышмы, Истока, Патрушихи и др.), наличием линейных флексурно-разрывных зон, являющихся границами между зонами относительных воздыманий и опусканий и радиально-концентрических структур [29].



Рис. 30. Структурный парагенезис в зоне сдвига (по С. С. Стоянову [78]):

 σ_1 , σ_2 – напряжения; *R* и *R'* - сопряженные сколы (сколы Риделя); *T* - трещины отрыва; *Fd* –эшелонированные складки; *P* - обратные косые сколы; *L* – продольные сколы

О проницаемости геологической среды в пределах флексурно-разрывных зон (т. е. о том, что эти зоны находятся в режиме растяжения) свидетельствует также характерная для них повышенная концентрация радона в почвенном воздухе и подземных водах, а также пространственная связь с ними линейных радоновых аномалий, особенно если эти зоны развиты в гранитных массивах. Концентрация радона в почвенном воздухе и в подземных водах достигает 80-120 и более Бк/м³ [34].

Геологическая среда в пределах Екатеринбургского мегаполиса в значительной мере сложена различными метаморфическими породами. Изучение деформационных свойств горных пород показывает, что вторичные структурно- деформационные изменения, которым подверглась порода при метаморфизме, приводят к уменьшению ее прочности [31, 87]. Среда, состоящая из таких пород и в структурно-тектоническом отношении представляющая крупный тектонический узел, находящийся в режиме растяжения, должна быть потенциальной на проявление динамических событий, частых, но невысокой интенсивности. Накопление упругой энергии будет происходить и в такой среде. Но ввиду ее невысокой прочности из-за большого количества деструктивных элементов разрядка напряжений будет происходить при низком уровне упругой энергии [36]. Об этом свидетельствуют наблюдаемые динамические явления: современные движения дневной поверхности, землетрясения, разрывы водопроводных труб (трубопроводов).

Своеобразным индикатором блочно-«клавишной» структуры геологической среды являются переломы и разрывы водопроводных труб. По данным МОУП «Водопровод» [29], ежегодно в Екатеринбурге происходит около 1000 аварий (рис. 31), большая часть которых обусловлена тектоническими причинами – движением блоков по разломам, разрывам и трещинам в геологической среды. Анализ мест аварий показывает, что они почти равномерно распределены по той части территории города, где фиксировались. Для них характерна повторяемость, когда они происходят помногу раз в одном месте. Такая характеристика аварийности свидетельствует о том, что динамический режим геологической среды постоянен, т. е. сохраняется и поддерживается на одном уровне на значительной территории мегаполиса из года в год. Большая плотность (густота) мест аварий указывает на значительную раздробленность геологической среды (рис. 32).

Для участков, где предполагается наличие сдвиговых нагрузок в разломных зонах сбросовой и сбросо-сдвиговой природы, предложен приближенный способ оценки энергии¹ (для случая чистого сдвига), выделяющейся в геологической среде, основанный на явлении разрушения водопроводных труб, имеющий в Екатеринбурге массовый характер.

¹ В прилож. 4 рассмотрено решение задачи о деформировании трубы под действием внешней и внутренней нагрузок.



Рис. 31. Тектоническая схема территории Екатеринбурга с эпицентрами некоторых динамических событий:

1 - эпицентры землетрясений (по данным ГОУНПП «Уралсейсмоцентр»); 2 - места разрыва водопроводных труб (по данным ЕМУП «Водоканал»); 3 - осевые линии разломов [43]



Рис. 32. Результаты анализа аварий на линиях водопровода г. Екатеринбурга за период 1995-1999 гг.: *а* – плотность аварий, кол-во/кв.км ; *б* – средняя площадь сечения блока, кв. км; в – средний размер блока, м

Известно, что подземные трубопроводы испытывают нагрузки:

1) от давления грунта и грунтовой воды;

2) временных нагрузок на поверхности земли;

3) собственного веса труб;

4) веса транспортируемой жидкости;

5) вызываемые деформациями грунтов.

В упрощенном варианте оценки прочности подземного трубопровода при сдвигах окружающего их грунта, т. е. расчет количества потенциальной энергии, необходимой для разрушения водопроводных труб от нагрузок, вызываемых только деформацией земной поверхности (табл. 2), определяется следующей формулой [70, 99]:

$$U = \frac{\Delta S \cdot Q}{2},\tag{30}$$

где $\Delta S = \frac{Q \cdot h}{G \cdot A}$; $Q = \frac{\Delta S \cdot G \cdot A}{h}$; U – потенциальная энергия деформации; A - площадь поперечного сечения трубы; Q - величина сдвигающей силы; G - модуль упругости при сдвиге; h - диаметр трубы; ΔS - величина абсолютного сдвига.

При сравнении величины потенциальной энергии, необходимой для разрушения водопроводных труб и магнитудой землетрясений (табл. 3), можно предположить, что в геологической среде отсутствуют условия для накопления упругой энергии, необходимой для инициирования землетрясений большой интенсивности. Суммарное количество энергии, которое выделяется в геологической среде в течение года, можно оценить величиной, соответствующей землетрясению с магнитудой не более 3 единиц. Таких землетрясений в год происходит около 1,3 миллиона [93].

Таблица 2

Зависимость количества энергии, необходимой для разрушения стальных водопроводных труб от параметров труб

Наружный	Толщина	Энергия при	Энергия при
диаметр	стенки	разрушении	разрушении
трубы, м	трубы, м	одной трубы,	1000 труб,
		эрг	эрг
1,220	0,009	$4,56 \cdot 10^{11}$	$4,56 \cdot 10^{14}$
0,530	0,009	$4,54 \cdot 10^{11}$	$4,54 \cdot 10^{14}$
0,325	0,009	$4,51 \cdot 10^{11}$	$4,51 \cdot 10^{14}$
0,180	0,005	$7,74 \cdot 10^{10}$	$7,74 \cdot 10^{13}$
0,108	0,005	$7,67 \cdot 10^{10}$	$7,67 \cdot 10^{13}$
0,089	0,005	$7,63 \cdot 10^{10}$	$7,63 \cdot 10^{13}$

Таблица 3

Зависимость между магнитудой (M_{S}) и энергией (E_{S})

Баллы	M _s	Е _S , эрг
1	1	$2,0\cdot 10^{13}$
1	1,5	$1,1 \cdot 10^{14}$
2	2	6,3·10 ¹⁴
2	2,5	3,6·10 ¹⁵
3	3	$2,0.10^{16}$
3	3,5	$1,1 \cdot 10^{17}$
4	4	6,3·10 ¹⁷
5	4,5	3,6·10 ¹⁸
6	5	$2,0.10^{19}$
7	5,5	$1,1 \cdot 10^{20}$
8	6	6,3·10 ²⁰
8	6,5	3,6·10 ²¹
9	7	$2,0.10^{22}$
10	7,5	$1,1 \cdot 10^{23}$
11	8	$6,3 \cdot 10^{23}$
12	8,5	3,6·10 ²⁴

землетрясений

Выполненная нами оценка деформационного состояния геологической среды в районе Екатеринбургского мегаполиса позволила предположить:

1) геологическая среда под действием гравитационных сил находится в состоянии, близком к разгружаемому;

 в структурно-тектоническом отношении геологическая среда представляет тектонический узел, образованный пересечением большого числа разломов различной ориентировки, и поэтому обладает низкими прочностными свойствами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью метода тектонофизического анализа аномалий поля силы тяжести в районе Екатеринбургского мегаполиса было изучено строение и деформационное состояние геологической среды. Приведенный анализ позволил впервые установить морфологию и свойства всех плотностных неоднородностей района – интрузивных массивов, существенно уточнив и обогатив, таким образом, представления о его геологическом строении. Эти плотностные неоднородности обладают различной относительной плотностью вещества (дефектом или избытком плотности), являются источниками напряжений, деформирующими геологическую среду. Сопоставление главных значений и главных направлений деформации, обусловленных гравитационной силой, с простиранием и кинематикой разрывных нарушений, закартированных в районе мегаполиса, указывает на то, что основная роль в их активизации на современном этапе тектоногенеза принадлежит гравитационной силе. А тектоническая сила, как и было предположено, имеет второстепенное значение.

Плотностные неоднородности, деформируя среду, создали в ней режим растяжения на большей части территории мегаполиса, способствуя тем самым увеличению ее проницаемости в зонах разрывных нарушений различных рангов. В структурнотектоническом отношении район г. Екатеринбурга представляет тектонический узел. Геологическая среда здесь расчленена разрывными нарушениями на огромное число блоков, поперечные размеры которых составляют первые десятки метров. Режим растяжения создал благоприятные условия для перемещения блоков, о чем свидетельствуют данные о разрывах водопроводов, которых ежегодно в черте города происходит более 1000. В таких условиях среда не способна накапливать упругую энергию в таком количестве, чтобы произошло землетрясение значительной интенсивности. Сейсмологический мониторинг подтверждает этот вывод.

Опыт применения тектонофизического метода показал, что его результаты хорошо согласуются с фактическими данными других методов изучения геологической среды, служа им естественной основой для их совместного истолкования. В условиях мегаполиса он является единственным методом, позволяющим изучать деформационное состояние среды не в отдельных точках наблюдения, а в площадном варианте и на разных масштабных уровнях при использовании результатов гравиметрических съемок с различной густотой расположения пунктов наблюдений.

133

Развитием практики применения метода является учет воздействия на среду тектонических сил, а также оценка временных изменений компонентов тензора чистой деформации для упруго-вязкой модели среды, поскольку теоретическая основа для этого направления исследования уже разработана [90].

Библиографический список

- Айтматов И. Т. Модель напряженного состояния пород в горно-складчатых сейсмических областях // Проблемы механики горных пород и разработки месторождений полезных ископаемых. Фрунзе: Илим, 1982. С. 451-464.
- Алейников А. Л., Зубков А. В., Халевин Н. И. О возможной связи анизотропии скоростей упругих волн и напряженного состояния земной коры // Докл. АН СССР. 1971.Т.197, №1. С. 78-80.
- Ананьин И. В. Европейская часть СССР, Урал, Западная Сибирь: Новый каталог сильных землетрясений территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 465-470.
- Бачманов Д. М, Говорова Н. Н. Неотектоника Урала (Проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. №5. С. 61-75.
- 5. Беллавин О. В. Закономерности пространственного размещения гранитных массивов на Среднем Урале // Докл. АН СССР. 1971. Т. 21, №3. С. 665-667.
- 6. *Беллавин О. В., Алейников А. Л.* Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным // Советская геология. 1968. №2. С. 65-71.

- Беллавин О. В., Вагшаль Д. С., Ниренштейн В. А. Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер.: геолог. 1970. №6. С. 86-90.
- Беллавин О.В. О морфологии Верх-Исетского и Мурзинского гранитных массивов по данным гравиметрии // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: тр. Первого Уральского петрограф. сов., т. 3. Свердловск, 1963. С. 23-28.
- Болотнова Л. А, Филатов В. В. К вопросу об оценке состояния геологической среды // Ядерная геофизика, геофизические исследования литосферы, геотермия. Вторые научные чтения памяти Ю. П. Булашевича: материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2003. С.18-19.
- Болотнова Л. А. Изучение напряженного состояния геологической среды по гравиметрическим данным // Международная научно-практическая конференция «Геодинамика-2005», г. Новосибирск. Новосибирск, 2005.
- Болотнова Л. А. Методика изучения деформационного состояния геологической среды г. Екатеринбурга по гравиметрическим данным: дис.канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2007. 109 с.

- Болотнова Л. А. Морфология интрузивных массивов района г. Екатеринбурга по гравиметрическим данным // Уральский геофизический вестник (сб. статей). №8. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. С.14-21.
- 13. Болотнова Л. А. Оценка естественного деформированного состояния геологической среды территории г. Екатеринбурга по гравиметрическим данным // Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике. 19-23 марта 2007, г. Пермь. Пермь, 2007. 34-38 с.
- 14. Болотнова Л. А., Бугаева Н. С. Изучение состояния геологической среды геофизическими методами // V Международная научно-практическая геолого-геофизическая конференция конкурс молодых ученых и специалистов «Геофизика-2005»: тезисы докладов. СПб.: СПбГУ, BBM, 2005. С. 46-47.
- 15. Болотнова Л. А., Гуляев А. Н. Геофизическая оценка состояния геологической среды Екатеринбургского мегаполиса // Изв. вузов. Горный журнал. 2007. № 4. С.127-134.
- 16. Болотнова Л. А., Гуськов С. И. Методика тектонофизического анализа гравитационного поля на примере территории г. Екатеринбурга // Современные проблемы геофизики. Пятая Уральская молодежная научная школа по гео-

физике: сборник материалов. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 7-9.

- Болотнова Л. А., Гуськов С. И., Филатов В. В. Результаты тектонофизического анализа поля силы тяжести района г. Екатеринбурга // Известия УГГУ. Вып.19. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. С.147-152.
- Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М.: Недра, 1964.
 302 с.
- Бушляков И. Н., Соболев И. Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верх-Исетского массива. М.: Наука, 1976. 340 с.
- 20. Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала // Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР. №104. – М., Л., 1940. 12 с.
- 21. Влох Н. П., Зубков А. В., Сашурин А. Д. О характере первичной напряженности в горных породах (на примере Урала) // Геология и геофизика. 1972. №1. С. 117-120.
- 22. Влох Н. П., Липин Я. И., Сашурин А. Д. Исследование остаточных напряжений в крепких горных породах // Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука, 1972. С.186-189.

- 23. *Влох Н. П., Сашурин А. Д.* Управление горным давлением на железных рудниках. М.: Недра, 1974. 184 с.
- 24. Геодинамика Урала по данным натурных и модельных исследований / Алейников А. А. [и др.] // Геология и геофизика. 1977. №2. С. 156-158.
- 25. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты -200 (новая серия) листов 0-41-XXV и 0-41-XXXI Среднеуральской серии (Ольховская площадь): отчет Ольховской ГСП за 1991-1999. Кн. 1. Текст/ В. Ф.Копанев [и др.]. Екатеринбург: Уралгеолфонд,1999. 282 с.
- 26. Геология СССР, том XII, ч. I, кн. 2. М.: Недра, 302 с.
- 27. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975. 536 с.
- 28. Глазнев В. Н., Маслов Л. А., Комов О. С. Оценка напряженного состояния земной коры северо-востока Балтийского щита на основе ее плотностной модели // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. №10. С. 63-67.
- 29. Гуляев А. Н., Дружинин В. С. Отчет о научноисследовательской работе по теме «Схематическое сейсмическое районирование территории Екатеринбурга», работа по договору № 01 / 066 Ек от 20/08/01 с Ураль-

ским региональным центром экологической эпидемиологии. Екатеринбург, 2001. 72 с.

- Зайченко В. Ю. Изучение напряженно-деформированного состояния геологических сред геофизическими методами // Геофизика. 2000. №4. с. 39-44.
- 31. Звягинцев Л. И. Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 174 с.
- 32. Зинькова Е. А., Ферштатер Г. Б. Путеводитель геологической экскурсии по южной части Верх-Исетского гранитоидного массива. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2004. 20 с.
- 33. *Зубков А. В.* Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. №3. С. 3-18.
- 34. Илларионов В. Д. Карта районирования по степени потенциальной радоновой опасности территории Екатеринбурга масштаба 1:25 000: отчет о результатах работ за 1996 год по договору № 9-96–Э с администрацией г. Екатеринбурга ГПП «Зеленогорскгеология», Центральноуральская партия № 75. Екатеринбург, 1997.
- 35. Исследование напряженного состояния массива горных пород на Кочарском и Гайском месторождениях / В. Д. Печенкин [и др.] // Горное давление, методы управления и контроля. Фрунзе: Илим, 1979. С. 70-75.

- 36. Кассин Г. Г., Филатов В. В. К проблеме прогнозирования геодинамических явлений на территории Верхнекамского месторождения калийных солей // Изв.вузов. Горный журнал. 2002. №3. С. 153-164.
- 37. Кашубин С. Н. Многоволновая сейсмометрия при изучении структуры, состава и динамического состояния земной коры Урала: автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1994. 52 с.
- 38. Костицын В. И. О необходимости введения гравиметрического мониторинга в комплексную систему прогнозирования землетрясений // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН, 2006. С. 148-153.
- 39. Кострюкова Н. К., Кострюков О. М. Динамика приливных деформационных процессов в локальных разломах земной коры в связи с безаварийной эксплуатацией продуктопроводов // Геомеханика в горном деле-2000: доклады Международной конференции. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2000. С. 295-305.
- 40. Кочнев В. А. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики: учебное пособие. Красноярск: Изд-во ВЦ СО РАН, 1993.130 с.

- 41. Кочнев В. А., Хвостенко В. И. Адаптивный метод решения обратных задач гравиразведки // Геология и геофизика. 1996. №7. С. 120-129.
- 42. Кузнецов Н. С. Прогнозирование рудных полей месторождений на основе тектонофизического анализа гравитационного поля: автореф. дис.канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1994. 21 с.
- 43. Кузовков Г. Н., Двоеглазов Д. А., Вагшаль Д. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О -41 – XXV. Свердловск, 1987. 170 с. и графические приложения.
- 44. Левицкая А. Я. Землетрясения Урала. Землетрясения в СССР. М.: АН СССР, 1961. С. 384-386.
- 45. *Маловичко А. К., Костицын В. И.* Гравиразведка. М.: Недра, 1992. 357 с.
- 46. *Маслов Л. А* Динамическая гравиметрия. М.: Наука, 1983. 151 с.
- 47. Маслов Л. А. Молчанов А. Е. Модель напряженнодеформированного состояния среды в области проявления гравитационной аномалии. М., 1980. 8 с. (Препринт / Ин-т физики Земли).
- 48. Маслов Л. А. Молчанов А. Е. Тектонические напряжения в районе источника гравитационной аномалии // Модели

изменения напряженно-деформированного состояния массива пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Кольс. филиал АН СССР, 1982. С. 61-68.

- 49. *Маслов Л. А.* О связи вертикальных перемещений поверхности Земли с гравитационным полем, вызванным внутренними источниками // Тихоокеанская геология. 1982. №4. С. 58-64.
- 50. Медведев Р. В., Кузнецов Ю. А. Оценка свойств и состояния горных пород по данным глубокого бурения // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты: Кольс. филиал АН СССР, 1982. С. 82-89.
- 51. Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании / Е. М. Ананьева [и др.] // Свердловск: Уралгеология, 1983. 301 с.
- 52. *Миндлин Р., Чень Д*. Сосредоточенная сила в упругом полупространстве // Механика. 1952. №4(14). С. 118-133.
- 53. Неотектоника Урала и ее соотношение с геофизическими аномалиями / В. П. Трифонов [и др.] // Геотектоника. 1969. №6. С. 100-103.
- 54. *Николаев П. Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 293 с.
- 55. Новейший каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / отв. ред.
 Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.
- 56. О возможной природе неотектонических движений на Урале / В. П. Трифонов [и др.] // Вопросы геологии и гидрогеологии Урала. Вып. 63. Свердловск: Изд. СГИ, 1969. С. 34-41.
- 57. Оперативный сейсмологический каталог. Обнинск: ОМЭ ИФЗ РАН, 1988 1997.
- 58. Особенности геодинамики среды и микросейсмического фона на территории Москвы / А. Д. Жигалин [и др.] // Шестые геофизические чтения имени В. В. Федынского: тез. докл. 27-29 мая 2004 г. М., 2004. С. 19-20.
- 59. Отчет о научно-исследовательской работе по теме: «Схематическое микросейсмическое районирование территории городских земель Екатеринбурга». Екатеринбург, 2001. С. 72.
- 60. Панжин А. А. Исследование короткопериодных деформаций разломных зон верхней части земной коры с применением спутниковой геодезии // Маркшейдерия и недропользование. 2003. № 2. С. 43 – 54.
- 61. Панжин А. А. Наблюдение за сдвижением земной поверхности на горных предприятиях с использованием

GPS // Известия Уральской государственной горногеологической академии. Вып.11. Серия: Горное дело. Екатеринбург, 2000. С. 196-203.

- 62. Панжин А. А. Непрерывный мониторинг смещений и деформаций земной поверхности с применением комплексов спутниковой геодезии GPS // Геомеханика в горном деле-2000: мат-лы Международной конференции. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2000. С. 320-324.
- 63. Померанцева И. В., Солодилов Л. Н. Москва: глубинное строение, сейсмичность и геодинамика верхней части осадочного чехла // Шестые геофизические чтения им. В. В. Федынского, 27-29 мая 2004 г.: тез. докл. М., 2004. С. 29.
- 64. Прибавкин С. В. Кадастр минеральных видов Шарташского и Южно-Шарташского гранитного массива URL:http://www.igg.uran.ru/minural_serg/Mineralog/MinKa dastrShart.htm (дата обращения 23.10.06)
- 65. Пронин А. А. О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала // Структура земной коры и деформации горных пород: Международный геол. конгресс, 21 сессия: докл. сов. геологов. Проблема 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

- 66. Пульсация тектонических напряжений в земной коре Урала / А. В. Зубков [и др.] // Геомеханика в горном деле-2000: мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2000. С. 31-36.
- 67. *Пушкарев Е. В.* Петрология Уктусского дунитклинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал) Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.
- 68. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре.М.: Недра, 1985. 339 с.
- 69. Романов Б. М. Гранитная формация Урала и ее редкометальная металлогения. Геология и полезные ископаемые Урала, вып.1. М.: Госгеолиздат, 1947. С. 67.
- Рыльников М. В., Зотеев О. В. Геомеханика: учебное пособие. М.: Издательский дом «Руда и Металлы», 2003. 240 с.
- 71. Сашурин А. Д., Кашкаров А. А., Копырин В. В. Геофизические исследования земной коры при оценке аварийности Краснотурьинского участка многониточного газопровода // Горная геофизика: Международная конференция, 22-25 июня 1998 г., г. С.-Петербург, Россия. СПб: ВНИМИ, 1998. С. 329-333.
- 72. Сейсмические события Уральского региона за 1914-2002 гг. М.: ЦСГНЭО РАО «ЕЭС РОССИИ», 2002. 86 с.

- 73. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 124.
- 74. Сейсмологический каталог (1955-1988 гг.). Обнинск: ОМЭ ИФЗ АН СССР, 1989.
- 75. Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала // Мат-лы по геологии и полезным ископ. Южного Урала. Вып. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- 76. Система «VECTOR» и результаты ее реализации. Пермь, 2002. 47 с.
- 77. Современная геодинамика Урала / И. И. Кононенко [и др.]. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 94 с.
- 78. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон.М.: Недра, 1977. 144 с.
- 79. Таврин И. Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным // Глубинное строение Урала: труды Первой Уральской сессии Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1966. С. 147-151.
- Технический отчет о нивелировании первого класса по линии Свердловск –Караульноярское. Объект 09.03.0870. Свердловск: Уралгеодезия, 1985.

- Технический отчет о нивелировании первого класса по линии Челябинск – Киров. Объект 9-3-256, ГУГК при СМ СССР, предприятие № 9. Свердловск, 1978.
- Технический отчет о нивелировании первого класса, временный каталог высот пунктов нивелирования по линии Екатеринбург – Ивдель. Объект 09.03.1924. Екатеринбург: Уралгеодезия, 1994.
- 83. Трофимов В. Т. Экологическая геология: учебник для геол. спец. вузов. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 415 с.
- 84. Трубицын А. П. Неровность плотностных границ раздела как источник напряжений в коре и мантии // Изучение Земли как планеты методами астрономии, геодезии и геофизики. Киев: Наукова думка, 1982. С. 39-46.
- 85. Трубицын А. П., Карасев А. А. Упругое напряжение, связанное с неровностями плотностных границ раздела в Земле // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №12. С. 15-22.
- 86. *Тупицын И. С., Костицын В. И.* Способ выявления предвестников землетрясений: Патент № 2179326, 2002.
- 87. Турчанинов И. А. Некоторые представления о напряженном состоянии горных пород // Прикладные задачи механики горных пород. М.: Наука, 1977. С. 18-21.

- 88. Филатов В. В., Болотнова Л. А. Оценка деформационного состояния территории г. Екатеринбурга по геофизическим данным // Эколого-геологические проблемы урбанизированных территорий: мат-лы Всерос. научнопрактической конференции. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. С. 173-174.
- 89. Филатов В. В. Распределение напряжений в неоднородном полупространстве под действием трехмерных форм рельефа // Изв. вузов. Горный журнал. Деп. ВИНИТИ 30.05.1986. №4573-В86. 13 с.
- 90. Филатов В. В. Теория и практика геодинамического анализа гравитационного поля (на примере рудных районов Урала): дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1990. 376 с.
- 91. Филатов В. В., Болотнова Л. А. Методика и результаты интерпретации поля силы тяжести в районе Екатеринбургского мегаполиса // Глубинное строение. Геодинамика. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Третьи научные чтения памяти Ю. П. Булашевича. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005. С. 147-149.
- 92. Филатов В. В., Болотнова Л. А. Оценка естественного состояния геологической среды по гравиметрическим

данным (на примере района г. Екатеринбурга) // VIII геофизические чтения им. В. В. Федынского. 2-4 марта 2006: тез. докл. М., 2006. С 40-41.

- 93. Филатов В. В., Болотнова Л. А. Эколого-геологическое изучение состояния геологической среды урбанизированных территорий: геофизический аспект // IX геофизические чтения им. В. В. Федынского. 1-3 марта 2007: тез. докл. М., 2007. С 43-44.
- 94. Хоментовский В. В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинория на Среднем Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1958. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 7). С. 70.
- 95. *Цыпкин Я. 3.* Адаптация и обучение в автоматических системах. М.: Наука, 1968. 400 с.
- 96. Чернышев М. Ф., Дьяковский В. Б. О напряженном состоянии массива горных пород вне зоны влияния подготовительных и очистительных работ в условиях Высокогорского месторождения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1969. №5. С.104-106.
- 97. Шульц С. С. О новейшей тектонике Урала // Мат-лы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 2. Уфа: БФ АН СССР, 1968. С. 45-59.

- 98. *Щапов В. А.* Геотермические исследования Урала: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2006. 216 с.
- 99. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале /
 В. П. Трифонов [и др.] // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179, №1. С. 169-170.
- 100. Dennis J .G. International Tectonic Dictionary. Am. Ass. Geol. Met., 1967, 7.

приложения

Приложение 1

Го,	д Ме- сяц	Число	Час	Мин	Глубина гипоцентра, км	М, магни- туда	Интен- сивность в эпицен- тре, бал- лов	Район	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
191	4 08	17	04	57	26,0	5,0	6,0	Билимбай	Тектоническое
191	4 08	29	06		0,5	≤2,8	5,0	Сатка	Взрыв газов?
									Сомнительное
191	5 08	10			—		3,5		Обвальное
191	9 02	06			0,5	2,0	4,0	Н. Тагил	Возможно, тех-
									ногенное или
									карстовое
192	5 06				0,5	1,0	3,0	д. Шавку-	Провальное
								нова	

Каталог сейсмических событий Урала [72]

Продолжение прил.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1930	12	13	18			2,5	4,0	Магнито-	Сомнительное
					—			горск	
1931	01	15	03	58		2,7	6,0	Добрянка	Карстовое
1934	11	28	03	10	0,5	3,0	5,0	Губаха	Обвальное
1936									Сомнительное
1937									Сомнительное
1955	04	19	08	46	0,6	4,0	5,0	Кизел	ГТУ
1956	07	28	21	02		4,17	5,0	Пермь-	Сомнительное
						2,7		Кунгур	
1957	01	14	13	43	≤1,0	2,7	4,0	Кизел-	Сомнительное
								Губаха	
1958	04	24	18	34	≤1,0	2,8	5,0	Кизел,	ГТУ
								ШХ. ИМ.	
								Урицкого	

Продолжение прил.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1958	09	13	04	39		4,0	5,0		Сомнительное
1959	09	10	05	08	≤1,0	≪3,7	≪5,0	Кизел	ГТУ
1966	08	21	05	55	≈0,5	3,7	5,0	Кизел,	ГТУ
								шх. им Ле-	
								нина	
1967	07	09	01	12	0,5	2,3		Кизел	ГТУ
1970	02	21	07	09	10,0	4,2	5,5	Сир. Се-	Сомнительное
								ров-Панда	
1970	06	13	02	09	≤1,0	2,7		Кизел	ГТУ
1973	06	19	13	30	—	2,7		п/в Чусо-	Взрыв
								вая	
1973	08	28	14	37	0,3	3,3	5,0	Кизел	ГТУ
1974	04	30	14	17		3,4			Взрыв

Продолжение прил.1	
--------------------	--

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1976	01	25	11	51		2,9			Взрыв;
									сомнительное
1976	06	02	00	53	_	2,4			Взрыв;
									сомнительное
1979	11	07	18	41	1,0	2,0	4,0	СУБР	ГТУ
1979	11	28	11	18	1,0	2,8	5,0	СУБР	ГТУ
1980	06	10	01	15	0,4	3,3	5,0-6,0	Кизел	ГТУ
1980	06	14	01	12	≤1,0	2,2	5,0	СУБР	ГГУ
1984	04	22	18	39	0,7	3,3		СУБР	ГТУ
1984	10	21	14	01	1,0	2,1	4,0	СУБР	ГТУ
1985	09	19	10	41	1,0	4,0	4,0	СУБР,	ГУ
								шх15-15	
								бис	

Продолжение прил.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1986	03	15	18	42	1,0	3,1	4,0	Кизел	ГТУ
1986	08	28	11	6	10,0	2,3	4,0	Пермь	Сомнительное
1986	12	22	10	31	5,0	≤1,5	5,0	п. Майкор	Сомнительное
1987	02	26	00	18	0,6	4,1	5,0	СУБР	ГТУ
1987	04	28	20	39	_	≤1,5		Кизел	Сомнительное
1987	05	03	07	16	1,0	2,7	5,0	Кизел	ГГУ
1988	12	02	16	42	1,0	3,1	5,5	Кизел	ГТУ
1989	02	02	11	50	1,0	2,3	4,5	Кизел, шх.	ГТУ
								"Северная"	
1989	04	10	20	27	0,3	2,6	4,0	Кизел, шх.	ГТУ
								"Северная"	
1989	06	18	13	58	1,0	3,1	4,0	Губаха	ГТУ
1989	07	14	10	31		1,9	4,0		Сомнительное

Продолжение прил.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1989	08	05	18	05	0,5	2,4	4,5	Кизел	ГТУ
1989	08	11	10	34			4,0	п. Ярино	Сомнительное
1989	11	28	20	12	1,0	3,2	5,5	Кизел	ГТУ
1990	05	28	00	35	0,4	2,6		ЮУБР	ГТУ
1990	05	28	00	35	0,4	4,2	5,0	ЮУБР	ГТУ
1990	05	28	02	41	0,4	4,4	6,0	ЮУБР	ГТУ
1990	10	10	08	39	<1,0	2,7			Сомнительное
1990	12	12	20	03	<1,0	29,0	3,5	Кизел, шх.	ГТУ
								"Северная"	
1991	08	17	20	15	0,3	2,7	3,5	Кизел	ГТУ
1992	03	21	23	41	0,3	2,3	3,0	Кизел	ГТУ
1992	08	25	22	03		1,8		Коркино	Сомнительное
1992	10	15	08	53	0,4	2,7	4,0	Кизел	ГТУ

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1992	12	31	10	38	_	1,7		Златоуст-	Сомнительное
								Учалы	
1993	04	20	06	08	0,7	2,1			Сомнительное
1993	04	23	16	02	0,4	3,1		Кизел	ГТУ
1993	07	08	15	38	_	<1,5		Копейск	Сомнительное
1993	09	10	13	22		<1,0		Златоуст-	Сомнительное
								Учалы	
1993	10	05	06	00	_			Златоуст-	Сомнительное
								Н. Уфалей	
1993	10	25	13	31	4,0	3,2		Березники	Возможно
									техногенное
1993	12	11	08	35	_	2,7		Кизел	ГТУ

Окончание прил.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1993	12	14	21	22	0,5	3,0			Сомнительное
1994	07	28	19	06	0,2	2,0	4,0	ЮУБР	ГТУ
1994	07	25	19	11	0,2	3,5	4,0	ЮУБР	ГТУ
1995	01	05	12	46	<1,0	4,3	5,5	Соликамск	ГТУ
1995	07	03	09	04	—	2,1		Березники	Сомнительное
1997	10	08	20	57	1,0	>3,0		Березники	Возможно
									техногенное
2002	08	18	15	23	—	2,7	4,0	Добрянка	Возможно
									взрыв

Примечание. ГТУ - горно-технологический удар; СУБР – Северо-Уральский бокситовый район; ЮУБР - Южно-Уральский бокситовый район.

Результаты повторных нивелировок в пределах

	Номер		Скорость	
14	репера.		относительных	Временной
N⁰	марки,	Место репера,	вертикальных	интервал.
ПП	год	марки	движений,	лет
	заложения		мм/год	
1	2	3	4	5
		Екатеринбург,		
	Марка	ж.д. ст.		
1	2081,	Аппаратная,	+0,1	63
	1929 г.	зд. вокзала, сев.		
		стена, западный угол		
	Марка	13-й км ж.д.		
2	3335,	Свердловск - + 0,153		45
	1929 г.	Егоршино		
	Марка	Ж.д. ст. Уктус,		
3	1001,	зд. грузовой	+0,128	40
	1925 г.	платформы		
	Марка	В 7 км к ю.в.		
4	10611,	от ж.д. ст. Шарташ,	+0,28	40
	1934 г.	устой путепровода		
	Марка	Екатеринбург,		
5	1161,	ж.д. ст. Шарташ,	-0,26	30
	1923 г.	зд. диспетчерской		
	Monro	В 3 км к югу от		
6	марка	Арамиля на 20 км	0.26	22
0	0020, 1052 r	тракта Свердловск -	-0,50	25
	1932 F.	Челябинск		
	Марка	Екатеринбург,		
7	1161,	ж.д. ст. Шарташ,	0,28	23
	1923 г.	зд. диспетч.		

г. Екатеринбурга [80-82]

Продолжение прил. 2

1	2	3	4	5	
	Фунд.	Екатеринбург,			
8	репер 340,	ю.з. часть сквера	0,0	23	
	1952 г.	Оперного театра			
9	Марка	Екатеринбург,			
	6005,	ю.з. часть сквера	-0,08	23	
	1952 г.	Оперного театра			
	Марка	Екатеринбург,			
10	1167,	сев. стена	-0,03	23	
	1952 г.	Оперного театра			
	Mapre 075	Екатеринбург,		23	
11	1052 г.	пр. Ленина, 83	-0,07		
	19321.	вост. сторона.			
	Марка	Екатеринбург,			
12	1417,	зд. старого	-0,02	23	
	1952 г. ж.д. вокзала				
	Марка	Екатеринбург, в 0,7 км			
12	9186,	к с.з. от ж.д. платформы	10.08	23	
15	1952 г.	Электродепо на	+0,00		
		10 пк. 1807 км.			
		Екатеринбург, в 0,8 км			
	Марка	к с.з. от ж.д. ст.		23	
14	501,	Свердловск-	+0,04		
	1924 г.	Сортировочный на 1805			
		КМ			
15	Марка	Екатеринбург, в 150 м к			
	4033,	ю.з. от платформы	+0,06	23	
	1952 г.	Палкино			
16	Фунд.	Екатеринбург, юго-			
	Репер 340,	западная часть сквера	0,0	20	
	1952 г.	Оперного театра			
	Manra 1	Екатеринбург,			
17	тарка 1, 1959г	зд. заводоуправл.	+0,01	20	
	17371	«Минвата»			

Окончание прил. 2

1	2	3	4	5
18	Марка 55, 1923 г.	Ж.д. ст. Шувакиш ю.з. устой ж.д. моста	+0,21	20
19	Марка 591, 1971 г.	Ж.д. ст. Шувакиш здание школы	-0,39	20
20	Стен. репер 910,1970 г.	Ж.д. ст. Шувакиш стар.здание школы	-0,73	20
21	Марка 1161, 1923 г.	Екатеринбург, ж.д. ст. Шарташ, зд. диспетчер.	-0,01	20
22	Марка 2523, 1973 г.	0,3 км к югу от ж.д. зд. стройгруппы Октябрьского райпищеторга	+0,37	20
23	Марка 1161, 1923 г.	Екатеринбург, ж.д. ст. Шарташ, зд. диспетчерской	-0,14	10
24	Марка 1161, 1923 г.	Екатеринбург, ж.д. ст. Шарташ, зд. диспетчерской	-0,30	10
25	Стен. п. п. 397, 1989 г.	Екатеринбург, перекр. ул. Луначарского и Малышева, д. 61	-0,40	1
26	Марка 1161, 1923 г.	Екатеринбург, ж.д. ст. Шарташ, зд. диспетчерской	-0,10	1
27	Марка 2523, 1973 г.	0,3 км к югу от ж.д. зд. стройгруппы Октябрьского райпищеторга	+2,60	1
28	Фунд. репер 340, 1952 г.	Екатеринбург, ю.з. часть скв. Оперного театра	+1,60	1

Приложение 3

Напряженное состояние массива горных пород на рудниках Урала [96]

№ Месторождение, пп шахта (город)	Месторождение, шахта	Глубина измерения,	Азимут простирания, град.		Азимут действия, σ_x^{0}	Измеренные напряжения, МПа			Вычислен- ные напря- жения
	M	структур	рудных тел	σ		σ_{y}	σ_{z}	σ _z ·γH, MΠa	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Северо-Песчанская	380	180	180	120	-10,3	-8,8	-11,4	-8,4
2	Северо-Песчанская	370	36	36	140	-14,0	-6,4	-11,0	-7,7
3	Южная (Кушва)	170	180	180	98	-7,3	-21,2	-12,8	-4,8
4	Валуевская (Ку- шва)	125	180	40	118	-3,3	-2,1	-4,0	-3,6
5	Магнетитовая (Н.Тагил)	370	140	140	54	6,6	0,3	-10,3	-10,5
6	Магнетитовая (Н.Тагил)	326	140	140	54	-14,0	-9,7	-10,5	-9,0
7	Естюнинская (Н.Тагил)	180	135	135	45	-10,2	-20,4	-7,0	-6,8
8	Эксплуатационная (Н.Тагил)	300	160	164	74	-7,8	-15,5	-6,9	-7,5

Окончание прил. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
9	Южная (Березовск)	300	180	180	90	-41,5	-5,1	-16,1	-8,4
10	Капитальная (Дег- тярск)	430	160	167	83	-49,0	9,0	6,0	-13,0
11	Капитальная (Вишневогорск)	135	180	40	150	-18,9	-18,9	-12,5	-3,8
12	Капитальная (Карабаш)	700	200	195	100	-33,5	-13,2	-16,0	-17,6
13	Капитальная (Миндяк)	247	40	220	125	-6,4	-6,2	-2,2	-6,9
14	№116 (Пласт)	192	-	260	95	-6,6	-13,7	-3,7	-5,3
15	Центральная (Пласт)	295	-	275	90	-25,2	-31,3	-9,5	-8,1

Примечание. Знак «-» обозначает сжатие, знак «+» - растяжение.

Задача о деформировании трубы под действием внешней и внутренней нагрузок

В разделе 5.4 было указано, какие силовые воздействия испытывает труба в грунте: это внешние и внутренние силы давления и массовая сила - сила тяжести. Влияние силы тяжести невелико, поэтому следует рассматривать воздействие на трубу только внешнего и внутреннего давлений. Для оценки напряженно-деформированного состояния трубы воспользуемся известным в теории упругости уравнением равновесия

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{S}}{\partial t^2} = \vec{f} t (\lambda - \mu) \text{graddiv} \vec{S} + \mu \Delta \vec{S}, \qquad (1)$$

где ρ – плотность; \vec{S} - вектор смещения; \vec{f} -массовая сила; λ и μ - коэффициенты Ламе; $\Delta \vec{S}$ - оператор Лапласа.

Пусть труба является бесконечной и имеет цилиндрическую форму; обозначим наружный и внутренний радиусы трубы через R_2 и R_1 соответственно, а внешнее и внутреннее давление равными P_2 и P_1 , полагая их постоянными.

Для решения задачи введем цилиндрическую систему координат, совместив ось *z* с осью трубы. При постоянстве внешнего и внутреннего давлений вдоль оси трубы вектор смещения \vec{S} будет иметь только радиальную составляющую *u_r*, зависящую от координаты *r*, т. е. *u_r* = *f*(*r*). В этом случае $\frac{\partial^2 \vec{s}}{\partial t^2} = 0$, а учитывая отсутствие массовой силы (силы тяжести) $\vec{f} = 0$, получим:

 $(\lambda + \mu)$ graddiv $\vec{S} + \mu \Delta \vec{S} = 0.$

Но $\Delta \vec{S}$ = graddiv \vec{S} – rotrot \vec{S} . Поскольку rot \vec{S} = 0, то после несложных преобразований уравнение (1) приобретет вид graddiv \vec{S} = 0.

Выразим div \vec{S} в цилиндрической системе координат, учтя, что вектор \vec{S} имеет только одну составляющую u_r , получим:

$$\operatorname{div}\vec{S} = \frac{1}{r}\frac{d(ru_r)}{dr} = \operatorname{const} = 2a.$$
(2)

Константу в последнем выражении удобнее взять равной 2*а*. Решая дифференциальное уравнение (2), найдем:

$$u_r = a_r + \frac{b}{r},\tag{3}$$

где *b* – еще одна постоянная интегрирования.

Чтобы определить составляющие тензора чистой деформации, воспользуемся формулами этих составляющих в цилиндрических координатах:

$$e_{rr} = \frac{\partial u_r}{\partial r}, e_{\varphi\varphi} = \frac{1}{r} \frac{\partial u_{\varphi}}{\partial \varphi} + \frac{u_r}{r};$$
$$e_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}, 2e_{\varphi\varphi} = \frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \varphi} + \frac{\partial u_{\varphi}}{\partial z};$$

$$2e_{rz} = \frac{\partial u_r}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial r};$$

$$2e_{r\varphi} = \frac{\partial u_{\varphi}}{\partial r} - \frac{u_{\varphi}}{r} + \frac{1}{r}\frac{\partial u_r}{\partial \varphi}.$$

Подставив в эти формулы выражение (3) и учтя, что $u_{\varphi} = u_z = 0$, получим компоненты тензора чистой деформации для условий нашей задачи:

$$e_{rr} = \frac{\partial u_r}{\partial r} = a - \frac{b}{r^2};$$

$$e_{\varphi\varphi} = \frac{1}{r} \frac{\partial u_{\varphi}}{\partial \varphi} + \frac{u_r}{r} = a + \frac{b}{r^2};$$

$$e_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0, \ e_{\varphi z} = e_{rz} = e_{r\varphi} = 0.$$

Постоянные а и b определим из граничных условий:

$$\sigma_{rr} = -P_2$$
 при, $r = R_2$;
 $\sigma_{rr} = -P_1$ при, $r = R_1$.

Для этого воспользуемся формулами закона Гука:

$$\sigma_{xx} = \lambda \theta + 2\mu e_{xx}, \tau_{yz} = 2\mu e_{yz}, \sigma_{yy} = \lambda \theta + 2\mu e_{yy}, \tau_{zx} = 2\mu e_{zx}, \sigma_{zz} = \lambda \theta + 2\mu e_{zz}, \tau_{yx} = 2\mu e_{xy},$$

$$(4)$$

где $\theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$ - дилатация.

Подставим в первое уравнение (4) вместо e_{xx} , e_{yy} , e_{zz} , соответственно e_{rr} , $e_{\phi\phi}$, e_{zz} , а коэффициенты Ламе выразим че-

рез модули упругости *E* (модуль Юнга) и ν (коэффициент Пуассона) по формулам:

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}, \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}.$$
(5)

Тогда получим:

$$\sigma_{rr} = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \left[(1-\nu)e_{rr} + \nu e_{\varphi\varphi} \right] =$$

= $\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \left[(1-\nu)\left(a - \frac{b}{r^2}\right) + a\nu + \nu \frac{b}{r^2} \right] =$
= $\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \left[a - (1-2\nu)\frac{b}{r^2} \right].$

Пользуясь полученным выражением σ_{rr} и граничными условиями, составим систему уравнений:

$$-P_{1} = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \left[a - (1-2\nu)\frac{b}{R_{1}^{2}} \right],$$
$$-P_{2} = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \left[a - (1-2\nu)\frac{b}{R_{2}^{2}} \right].$$

Решая эту систему, найдем искомые значения постоянных *a* и *b*:

$$a = \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{E} \frac{P_1 R_1^2 - P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2};$$

$$b = \frac{(1+\nu)}{E} \frac{(P_1 - P_2) R_1^2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2}.$$

Подставим выражения постоянных *a* и *b* в формулы компонентов вектора смещения, тензора чистой деформации и тензора напряжений:

$$u_{r} = ar + \frac{b}{r} = \frac{1+v}{E} \frac{1}{R_{2}^{2} - R_{1}^{2}} \times \left[(1-2v)(P_{1}R_{1}^{2} - P_{2}R_{2}^{2})r + (P_{1} - P_{2})R_{1}^{2}R_{2}^{2}\frac{1}{r} \right], \\ e_{rr} = a - \frac{b}{r^{2}} = \frac{1+v}{E} \frac{1}{R_{2}^{2} - R_{1}^{2}} \times \left[(1-2v)(P_{1}R_{1}^{2} - P_{2}R_{2}^{2})r + \frac{(P_{1} - P_{2})R_{1}^{2}R_{2}^{2}}{r^{2}} \right], \\ e_{\phi\phi} = a + \frac{b}{r^{2}} = \frac{1+v}{E} \frac{1}{R_{2}^{2} - R_{1}^{2}} \times \left[(1-2v)(P_{1}R_{1}^{2} - P_{2}R_{2}^{2})r + \frac{(P_{1} - P_{2})R_{1}^{2}R_{2}^{2}}{r^{2}} \right], \\ \kappa \left[(1-2v)(P_{1}R_{1}^{2} - P_{2}R_{2}^{2})r + \frac{(P_{1} - P_{2})R_{1}^{2}R_{2}^{2}}{r^{2}} \right], \\ \sigma_{rr} = \frac{E}{(1+v)(1-2v)} \left[(1-v)e_{rr} + ve_{\phi\phi} \right] = \\ = \frac{1}{R_{2}^{2} - R_{1}^{2}} \left[P_{1}R_{1}^{2} - P_{2}R_{2}^{2} - \frac{(P_{1} - P_{2})R_{1}^{2}R_{2}^{2}}{r^{2}} \right]. \end{cases}$$

Выражения для $\sigma_{\phi\phi}$ и σ_{zz} найдем из второй и третьей формул (4), заменив в них e_{xx} , e_{yy} и e_{zz} на e_{rr} , $e_{\phi\phi}$ и e_{zz} , а постоянные Ламе – формулами (5):

$$\sigma_{\varphi\varphi} = \frac{E}{(1+\nu)(1-2\nu)} [(1-\nu)e_{\varphi\varphi} + \nu e_{rr}] = = \frac{1}{R_2^2 - R_1^2} \left[P_1 R_1^2 - P_2 R_2^2 - \frac{(P_1 - P_2)R_1^2 R_2^2}{r^2} \right], \sigma_{zz} = \frac{E}{(1+\nu)(1-2\nu)} [(1-\nu)e_{zz} + \nu(e_{rr} + e_{\varphi\varphi})] = = 2\nu \frac{P_1 R_1^2 - P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2}.$$
(6/)

Как следует из формул (6), (6[/]), компонента напряжения σ_{zz} одинакова во всех точках трубы; при $P_1 = 0$, когда внутри трубы давление отсутствует, $u_r = \frac{1+\nu}{E} \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2} [(1-2\nu)r + \frac{R_1^2}{r}]$, т. е. под действием внешнего давления P_2 смещение происходит внутрь трубы:

$$e_{rr} = \frac{1+\nu}{E} \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2} \left[\frac{R_1^2}{r^2} - 1 + 2\nu \right];$$

$$e_{\varphi\varphi} = -\frac{1+\nu}{E} \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2} \left[\frac{R_1^2}{r^2} + 1 - 2\nu \right];$$

$$\theta = e_{rr} + e_{\varphi\varphi} = \frac{2(1+\nu)(1-\nu)}{E} \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2}$$

Из формул компонентов тензора деформации следует, что внешнее давление способствует относительному уменьшению объема трубы:

$$\sigma_{rr} = \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2} \left(\frac{R_1^2}{r^2} - 1 \right); \ \sigma_{\phi\phi} = \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2} \left(\frac{R_1^2}{r^2} + 1 \right),$$

$$\sigma_{zz} = -2\nu \frac{P_2 R_2^2}{R_2^2 - R_1^2}.$$

Внутренняя поверхность трубы при $P_1 = 0$ является свободной. Поэтому нормальное к ней напряжение σ_{rr} при $R_1 = 0$ равно нулю. Для Земли аналогом этой поверхности (поверхность разгрузки) является дневная поверхность.

При $P_2 = 0$, когда внешнее давление отсутствует,

 $u_r = -\frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2} [(1 - 2\nu)r + \frac{R_2^2}{r}]$, т. е. под действием внутреннего давления смещение происходит по радиальному направлению от оси трубы. В этом случае

$$e_{rr} = \frac{1+\nu}{E} \frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2} \left[1 - 2\nu - \frac{R_2^2}{r^2} \right];$$

$$e_{\varphi\varphi} = -\frac{1+\nu}{E} \frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2} \left[1 - 2\nu - \frac{R_2^2}{r^2} \right];$$

$$\theta = e_{rr} + e_{\varphi\varphi} = \frac{2(1+\nu)(1-\nu)}{E} \frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2}.$$

т. е. труба деформируется с относительным увеличением ее объема.

$$\begin{split} \sigma_{rr} &= \frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2} \left(1 - \frac{R_2^2}{r^2} \right); \ \sigma_{\varphi\varphi} = \frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2} \left(1 + \frac{R_2^2}{r^2} \right); \\ \sigma_{zz} &= 2\nu \frac{P_1 R_1^2}{R_2^2 - R_1^2}. \end{split}$$

Распределение напряжения по толщине трубы при $P_2 = 0$ иное, чем в случае, когда $P_1 = 0$: все компоненты тензора напряжений являются растягивающими, а свободной от нормального напряжения служит внешняя поверхность трубы, на ней при $r = R_2$, $\sigma_{rr} = 0$.

Упругий потенциал или удельная работа деформации трубы под действием внешнего и внутреннего давления определяется следующей формулой:

$$2A = \lambda \theta^2 + 2\mu \left(e_{xy}^2 + e_{yz}^2 + e_{zx}^2 \right) + +\mu \left(e_{xx}^2 + e_{yy}^2 + e_{zz}^2 \right).$$
(7)

Полагая в этой формуле $e_{xy}=e_{yz}=e_{zx}=0$, а $e_{xx}=e_{rr}, e_{yy}=e_{\phi\phi}, e_{zz}=0$, получим:

$$2A = \lambda \left(e_{rr} + e_{\varphi\varphi} \right)^2 + \mu \left(e_{rr}^2 + e_{\varphi\varphi}^2 \right) = 2 \left[(2\lambda + \mu)a^2 + \mu \frac{b^2}{r^4} \right] =$$

$$= \frac{1 + \nu}{E} \frac{1}{(R_2^2 - R_1^2)^2} \left[(1 - 4\nu)(P_1 R_1^2 - P_2 R_2^2)^2 + (8) + (P_1 - P_2)^2 (R_1 R_2)^4 \frac{1}{r^4} \right].$$

Из формулы (8) следует, что удельная работа деформации состоит из двух частей: постоянной, которая описывается первым слагаемым, и переменной (второе слагаемое). Вторая часть удельной работы убывает от внутренней стороны трубы к внешней обратно пропорционально четвертой степени *r*. Кроме того, эта часть удельной работы зависит от разности внешнего и внутреннего давлений. Когда давления равны, то второе слагаемое

становится равным нулю, а удельная работа деформации описывается более простой формулой

$$A = \frac{(1+\nu)(1-4\nu^2)}{2E} P_1^2,$$
(9)

т. е. удельная работа определяется только свойствами материала, из которого изготовлена труба, и давления, но не зависит от размеров трубы.

На основании формул (8) и (9) можно построить энергетический критерий разрушения трубы. Научное издание

Любовь Анатольевна Болотнова Владимир Викторович Филатов

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЕКАТЕРИНБУРГСКОГО МЕГАПОЛИСА

Редактор изд-ва Л. В. Устьянцева Компьютерная верстка Л. А. Болотновой Дизайн обложки Л. А. Болотновой

Подписано в печать 12.04.2010 г. Формат 60×84 1/16 Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times New Roman. Печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. 5,75 Тираж 150

Изд-во УГГУ 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30 Отпечатано