Министерство образования и науки РФ

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Уральский государственный горный университет»



В. В. Филатов, Л. А. Болотнова

# **ГРАВИРАЗВЕДКА**

## Метод тектонофизического анализа гравитационного поля

Научная монография

Екатеринбург – 2015

Рецензенты: Долгаль А. С., д-р физ.-мат. наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН «Горный институт Уральского отделения РАН», профессор Пермского государственного национального исследовательского университета; Писецкий В. Б., д-р геол.-минерал. наук, профессор ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

> Печатается по решению Редакционно-издательского совета Уральского государственного горного университета

#### Филатов В. В., Болотнова Л. А.

Φ 51 ГРАВИРАЗВЕДКА. Метод тектонофизического анализа гравитационного поля: научная монография / В. В. Филатов, Л. А. Болотнова; ФГБОУ ВПО «Урал. гос. горный ун-т». Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2015. 284 с. ISBN 978-5-8019-0358-3

В монографии излагаются физико-математические основы и методика применения метода тектонофизического анализа поля силы тяжести, который позволяет изучать напряжённо-деформированное состояние геологической среды. Рассмотрены результаты применения этого метода для изучения деформационной характеристики Берёзовского золоторудного и Ново-Шемурского медноколчеданного месторождений и Тагило-Кушвинского железорудного района, для прогнозной оценки Полетаевской и Увельской площадей на Южном Урале, а также для оценки динамического состояния и сейсмичности территории Екатеринбургского мегаполиса.

Монография предназначена для студентов, магистрантов и аспирантов, обучающихся по основной образовательной программе высшего профессионального образования по направлению подготовки 130102.65 «Технология геологической разведки» специализации «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых», занимающихся вопросами прогнозирования месторождений полезных ископаемых гравиметрическим способом.

Илл. 48. Табл. 2. Библиогр. 152 назв.

УДК 550.831:550.835:662.02

© Уральский государственный горный университет, 2015

© Филатов В. В., Болотнова Л. А., 2015

ISBN 978-5-8019-0358-3

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ
INTRODUCTION
1. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
МЕТОДА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ
1.1. Обобщённая задача Миндлина
1.2. Дилатация и её проявление в геологической среде
и в аномалиях поля силы тяжести
2. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА68
2.1. Берёзовское золоторудное месторождение
2.2. Ново-Шемурское медноколчеданное месторождение
2.3. Тагило-Кушвинский железорудный район 125
3. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МЕТОДОМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ 148
3.1. Прогнозирование Березняковского золото-порфирового
месторождения
3.2. Прогнозная оценка Увельской площади
на медно-порфировое рудопроявление
4. НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ
И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ
ЕКАТЕРИНБУРГСКОГО МЕГАПОЛИСА 197
4.1. Морфология интрузивных массивов и результаты
тектонофизического анализа гравитационного поля

4.2. Тектоно-динамический режим и сейсмичность	220
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	244
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	248
ПРИЛОЖЕНИЕ. Основные понятия теории упругости	270

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

При изучении наук примеры полезнее правил. И. Ньютон

Богатство и разнообразие форм и состояний геологического мира в основе своей имеет ещё более богатый и разнообразный мир физических и химических явлений и процессов, происходящих в пространстве и во времени. Основоположник Уральской геофизической школы профессор Пётр Константинович Соболевский (1868 – 1949) отчётливо осознал это ещё на этапе становления геофизической науки. Излагая в 1932 г. методологические принципы своей научной школы, он писал, что «наша, руководящая в геофизической разведке точка зрения такова: геофизические наблюдения, характеризующие собой либо естественное силовое поле, либо силовое поле искусственное ..., количественно зависят от распределения масс, составляющих недра .... Качественная характеристика недр относится, главным образом, к геологии и геохимии .... По существу своих работ разведчик должен рассматривать недра как следствие физикохимических процессов жизни Земли в минувшие геологические эпохи. И для понимания общей картины недр разведчик пользуется всеми доступными ему средствами - геофизикой, геохимией и геологией, относя всё к определённым координатам пространства и времени, другими словами, подчиняя всё геометрии недр... Основная исходная мысль нашей Уральской разведочной

школы заключается в том, что вся совокупность процессов и созданных этими процессами форм, характеризующих недра Земли, подчиняется некоторым законам, хотя и весьма сложным, но по существу имеющим свои корни в физике, химии, механике и математике».

Широкий естественно-научный взгляд на изучение геологической среды, в которой всё связано со всем, является единственно возможным. Ему нет альтернативы, как бы догматически это ни выглядело. Поэтому в трактовке П. К. Соболевского, геофизика – это наука о физике и химии геологических процессов. Именно процессов, а не отдельных тел, структур, объектов. При таком подходе к изучению геологической среды краеугольной становится проблема о том, почему в данном месте сформировалась данная, а не иная физическая неоднородность, проявившаяся в форме конкретного геологического образования.

Физико-химический процесс – причина, сущность явления, геологический объект – его следствие или форма. Сущность явления и его форма чаще всего связаны непрямой и непростой зависимостью. Задача исследователя заключается в том, чтобы установить её. В этом и заключается основная цель любого научного исследования. Если бы сущность явления и его форма имели простую связь, то, как писал К. Маркс, наука была бы не нужна. Отсюда вытекает необходимость разработки методов генетической интерпретации физических полей (в равной мере и химических).

Важнейшим физическим явлением в истории формирования и развития Земли было и остаётся гравитационное взаимодействие масс. Разделение вещества по плотности, его перемещение под действием гравитации и другие процессы, деформируя земную кору, способствуют образованию различных по масштабу, форме, механизму и металлогеническому значению пликативных и дизъюнктивных структур. «Сила тяжести, – писал Х. Рамберг, – контролирует в какой-то степени почти все типы тектонических процессов и играет главную роль в окончательном образовании многих деформационных структур» (Рамберг, 1985).

Изучение деформационных структур, образовавшихся под действием силы тяжести, началось во второй половине 60-х годов прошлого века. Для обозначение тектонического процесса этой природы Дж. Деннис ввёл понятие «гравитационная тектоника», интерпретируя её как результат деформирования геологической среды преимущественно силой тяжести (Dennis, 1967). Эта важнейшая для тектоники и структурной геологии проблема стала изучаться теоретически и экспериментально на моделях, на которые воздействовали не силой тяжести, а эквивалентной ей центробежной силой.

Наиболее интересные результаты по экспериментальному изучению «гравитационной тектоники» были получены Х. Рамбергом, исследовавшим такие явления, как гравитационное соскальзывание (оползни), гравитационное оседание, растекание

и диапиризм, всплывание слоёв, пространственное расположение соляных диапиров и поднятий блоков фундамента, движение надвиговых пластин в результате оседания и расползания слоёв, движение магматических расплавов через жёсткий покров, эволюцию орогенов и океанических хребтов, субдукцию, континентальный рифтогенез и другие (Рамберг, 1985).

Физическое моделирование, давая наглядные результаты процесса деформирования, не позволяет количественно оценить силовое воздействие масс на окружающую их среду, в результате которого происходит изменение её напряжённого состояния. Задача количественной оценки напряжений, обусловленных силой тяжести или плотностными неоднородностями, впервые была поставлена М. В. Гзовским (Гзовский, 1975). При этом он исходил из того, что сила тяжести, действуя на плотностные неоднородности, связанные с вмещающей их средой и имеющие ограниченные возможности для относительных перемещений, должна приводить к возникновению напряжений и в самих неоднородностях, и в окружающей их среде.

Теоретическими исследованиями, выполненными для простых по форме плотностных неоднородностей, было показано, что они могут создавать в земной коре значительные напряжения, которые необходимо учитывать при изучении её динамики и деформации в связи с решением различных структурнотектонических задач (Глазнев, Маслов и др., 1988; Маслов, Молчанов, 1980; Маслов, 1982; Маслов, Молчанов, 1982; Мас-

лов, 1983; Трубицын, Киселёв, 1979; Трубицын, 1982). Своеобразие исследований, описанных в этих работах, заключается в том, что при определении напряжений в них не используются данные о поле силы тяжести плотностных неоднородностей.

В работе (Филатов, 1990) была изложена теория и методика иного подхода к изучению напряжённо-деформированного состояния геологической среды под действием силы тяжести. Плотностные неоднородности, являясь причиной тектогенеза, одновременно создают аномалии в поле силы тяжести. Таким образом, один и тот же источник (плотностная неоднородность) порождает два поля: поле деформации (напряжение) и аномальное поле силы тяжести. Следовательно, между количественными характеристиками этих полей должна существовать функциональная связь. Её физической основой являются закон всемирного тяготения и законы деформирования твердых тел, описывающие их реакции на силовое воздействие. В данном случае такое силовое воздействие оказывает сила тяжести.

В работе (Филатов, 1990) впервые были получены функциональные соотношения между компонентами вектора смещения, обусловленными плотностной неоднородностью произвольной формы и её потенциалом притяжения в рамках закона Гука для изотропной среды. Эти соотношения позволяют вычислять различные характеристики поля деформации: компоненты тензора деформации, главные значения и ориентировку главных направлений тензора чистой деформации и различные

инварианты, т. е. решать задачи классического геологического тектонофизического анализа. Но если в геологическом тектонофизическом анализе характеристики поля деформации и напряжения определяются путём изучения элементов деформации геологической среды, то, используя зависимости, установленные в работе (Филатов, 1990), эту же задачу можно решить на основании количественного анализа результатов измерения силы тяжести. Поэтому метод, описанный в работе (Филатов, 1990), был назван *методом тектонофизического анализа гравитационного поля.* 

Двоякая роль плотностной неоднородности и как источника аномалии силы тяжести, и как источника напряжения обусловливает два аспекта тектонофизического анализа, названных условно прямой и обратной задачами. Функциональные соотношения, полученные в работе (Филатов, 1990), позволяют вычислять различные характеристики поля деформации по значениям силы тяжести. Это прямая задача.

Основным параметром, характеризующим результат деформирования геологической среды в гравиметрическом отношении, является дилатация – относительное изменение объёма среды, а значит, и её плотности, которое происходит в локальных областях или зонах. Особенность структурообразования заключается в том, что морфология структуры и зоны дилатации связаны между собой. Каждому типу структуры соответствует

только ей присущее пространственное распределение дилатационных зон, отвечающее механизму формирования структуры.

Плотности пород в пределах зон дилатации изменяется от 0,01 до 0,40 г/см<sup>3</sup>, т. е. эти зоны могут быть источниками локальных аномалий силы тяжести. Впервые дилатационный эффект как аномалиеобразующий фактор рассмотрел (Шередеко, 1987), трактуя его тривиально в виде источника помехи, искажающей поле силы тяжести исследуемого объекта.

Но дилатация – это результат геодинамического процесса, одна из форм проявления напряжённо-деформированного состояния геологической среды, доступная при благоприятных условиях изучению гравиметрией. Следовательно, картируя локальные аномалии в поле силы тяжести, обусловленные относительным изменением объёма среды при структурообразовании, можно давать гипотетическую оценку механизма этого процесса. **Это обратная задача.** 

Изучение геологических структур имеет чрезвычайно важное значение, поскольку все месторождения полезных ископаемых генетически и пространственно связаны с разнообразными структурно-тектоническими элементами. Результаты классического геологического тектонофизического анализа, выполненного на многих месторождениях, показали, что оруденения в пределах структур приурочены к локальным областям растяжения или к участкам с определённым уровнем максимальных касательных напряжений. Более того, в пределах месторожде-

ний главные значения и главные оси напряжений (и, соответственно, деформаций) характеризуются большой изменчивостью (Экспериментальная тектоника ..., 1982;1897 и др.). Это обеспечивает развитие хрупких и пластических деформаций, в результате которых повышается тектоническая нарушенность среды, улучшается её проницаемость, т. е. создаются благоприятные условия для рудоотложения.

Так, например, при анализе структуры рудных полей Средней Азии было показано, что гидротермальные месторождения приурочены к зонам хрупкого разрушения и различного уровня максимальных касательных напряжений, но в 90 % случаев к разломным зонам, находящимся в режиме растяжения, т. е. наиболее проницаемым на момент рудообразования (Фатхуллаев, 1985).

Генетический тип деформаций, их масштаб и положение в пространстве определяются действующими в земной коре напряжениями. Поэтому оценка напряжённо-деформированного состояния геологической среды необходима не только для изучения процессов формирования структур, но и для прогнозирования в их пределах участков, перспективных на оруденение, а также для изучения сейсмичности, особенно урбанизированных территорий.

Актуальность решения задачи оценки сейсмичности урбанизированных территорий обусловлена тем, что в их пределах происходит существенное изменение естественного напряжён-

ного состояния геологической среды под действием техногенных факторов. Это приводит к нарушению её равновесия, восстановление которого сопровождается различными по интенсивности и форме динамическими событиями. Наиболее катастрофичны из них техногенные землетрясения. Поэтому проблема изучения напряжённого состояния урбанизированных территорий имеет не только научно-техническое, но и социальное значение. И по мере развития урбанизации эта проблема становится всё острее.

Воздействие естественных и техногенных факторов на состояние среды многофункционально. Поэтому для получения представления о нём необходимо решать три взаимосвязанные задачи: изучить строение среды, оценить её естественный напряженно-деформационный режим, а затем исследовать её реакцию на воздействие естественных и техногенных факторов.

На урбанизированных территориях, где высок уровень различных помех, наиболее приемлемым геофизическим методом для оценки состояния среды является гравиметрия при использовании для интерпретации её результатов разработанного нами тектонофизического метода.

В предлагаемой читателям монографии обобщён многолетний опыт применения метода тектонофизического анализа для интерпретации результатов измерения силы тяжести в связи с решением сформулированных выше задач.

В первой главе монографии изложены физические предпосылки и теория метода тектонофизического анализа, построенная на основе задачи Миндлина (Миндлин, Чень, 1952) для линейно-упругой модели среды.

Во второй главе приведены результаты тектонофизического анализа поля силы тяжести Берёзовского золоторудного и Ново-Шемурского медноколчеданных месторождений и Тагило-Кушвинского железорудного района.

В третьей главе рассмотрено прогнозирование методом тектонофизического анализа гравитационного поля Березняковского золото-порфирового месторождения и дана прогнозная оценка Увельской площади на медно-порфировое рудопроявление.

Результаты тектонофизического анализа, описанные во второй и третьей главах, свидетельствуют о том, что деформационная характеристика рудного поля и месторождений является аномальной по отношению к вмещающей их среде: главные значения и главные направления тензора чистой деформации здесь иные и по величине, и по направлениям. Это подтверждает вывод, полученный ранее при изучении напряжённо-деформированного состояния месторождений методами классического геологического тектонофизического анализа, что свидетельствует об объективном характере результатов тектонофизического анализа поля силы тяжести и даёт основание применять его для изучения месторождений наряду с классическим вариантом.

Четвёртая глава посвящена описанию результатов применения метода тектонофизического анализа для изучения напряжённо-деформированного состояния геологической среды в пределах такой урбанизированной территории, какой является Екатеринбургский мегаполис. Результаты этого анализа в совокупности с данными других методов исследования позволили сделать вывод о том, что геологическая среда в пределах мегаполиса находится в разгружаемом состоянии и поэтому в ней маловероятно накопление упругой энергии, способной вызвать даже слабое землетрясение.

В приложении приведены основные понятия теории упругости, являющиеся базовыми для теоретических основ метода тектонофизического анализа гравитационного поля.

В геологическом тектонофизическом анализе объектами изучения являются системы трещин скалывания, трещины отрыва, складки и другие структурно-тектонические элементы. Многостадийность и большая длительность геологических процессов приводит к сложному взаимоотношению этих элементов, затрудняя их изучение и делая неоднозначным определение напряжённо-деформированного состояния среды, особенно если в ней отсутствуют или нечетко выражены маркеры деформации – тензодатчики. Такой анализ совсем не возможен, если отсутствуют обнажения, т. е. изучаемый объект перекрыт толщей осадочных отложений. Поэтому при обычной геологической съёмке

деформация горных пород не изучается (Лукьянов, 1984), а следовательно, невозможно выполнить и тектонофизический анализ.

Метод тектонофизического анализа гравитационного поля свободен от таких ограничений. Более того, применение его для анализа результатов гравиметрических съёмок различных масштабов позволяет изучать иерархию деформационного процесса геологического объекта.

Ни один метод исследования не безупречен, не лишён недостатков, области и условия применения каждого ограничены. В полной мере это относится и к методу тектонофизического анализа гравитационного поля. Поэтому использовать его целесообразно в комплексе с другими геолого-геофизическими методами. Только в этом случае он может дать наилучший геологический результат.

Авторы благодарят Наталью Леонидовну Сайгину, Людмилу Васильевну Устьянцеву и Алевтину Петровну Истомину за компьютерную вёрстку, редактирование и издание монографии, а также Артемия Павловича Варзакова за перевод предисловия на английский язык.

### **INTRODUCTION**

In the study of science examples of useful rules.

I. Newton

The richness and variety of forms and conditions of the geological world basically has even more rich and varied world of physical and chemical phenomena and processes occurring in space and in time. The founder of the Ural geophysical school Professor Peter Konstantinivich Sobolewski (1868 - 1949) clearly recognized that at the stage of formation of the geophysicalSciences. Narrating in 1932 methodological principles of his scientific school, he wrote that «our leading point of view in geophysical prospecting is that geophysical observations characterizing either a natural force field or artificial force field quantitatively depend on the mass allocation which constituting the subsoil... Qualitative characteristics of the subsoil mainly belongs to geology and geochemistry .... Prospector, in essence of his work, should consider the subsoil as a result of physico-chemical processes of life of the Earth in past geological epochs. For understanding of the overall picture of the subsoil prospector uses all available means - geophysics, geochemistry and geology, attributing everything to certain coordinates of space and time, in other words, subordinating all to geometry of subsoil... The main idea of our Ural prospecting school is that all processes and forms created by

these processes characterizing the subsoil of the Earth, obeys certain laws, allthough very complex, but essentially having their roots in physics, chemistry, mechanics and mathematics».

A wide scientific view on the study of the geological environment where everything is connected to everything, is the only one possible. It has no alternative, as would dogmatically it looked. Therefore, in the interpretation of P. K. Sobolewski, geophysics – the science of physics and chemistry of geological processes. Processes exactly, not separate bodies, structures, objects. With this approach to the study of the geological environment problem of why in this place formed that and not another physical heterogeneity, manifested in the form of specific geological formations, becomes a cornerstone.

Physico-chemical process – the reason, the essence of phenomena, geological object – its consequence or form. The essence of the phenomenon and its form are most often linked not straight and not simple interrelation. The researcher's task is to determine it. This is the main purpose of any scientific research. If the essence of the phenomenon and its form had a simple interrelation, then, as K. Marx wrote, science wouldn't be needed. Hence the need for the development of methods for genetic interpretation of physical fields.

The gravitational interaction between masses was and remain to be the most important physical phenomenon in the history of the formation and evolution of the Earth. The separation of matter density, its movement under the action of gravity and other processes contribute to the formation of different size, shape, mechanism and me-

tallogenic significance plicative and disjunctive structures by deforming the earth's crust. «Force of gravity controls almost all types of tectonic processes and plays a major role in the final formation of many deformation structures» (Ramberg, 1985).

Studying of deformation structures that formed by gravity, began in the second half of the 60s of the last century. For the designation of tectonic process of this nature J. Dennis introduced the concept of «gravitational tectonics», interpreting it as a result of deformation of the geological environment mainly by gravity (Dennis, 1967). This is important for tectonics and structural geology problem became studied theoretically and experimentally on models that was affected not by gravity force, but an equivalent centrifugal force.

The most interesting results of experimental research of «gravity tectonics» were obtained by H. Ramberg, who was investigating such phenomena as gravity sliding (landslides), gravitational settling, spreading and diapirism, floating layers, the spatial location of salt diapirs, movement of the thrust plate as a result of settling and spreading of layers, movement of magmatic melts through a hard cover, evolution of the orogens and ocean ridges, subduction, continental rifting and others (Ramberg, 1985).

Physical modeling, gives visible results of the deformation process, doesn't allow to quantify the force effect of the masses to surrounding environment, which resulted in a change of its stress condition. The task of quantitative estimation of stresses caused by gravity or density inhomogeneities, was first fornulated by

M. V. Gzowski (Gzowski, 1975). However, he proceed from the fact that the force of gravity should lead to stress both in the inhomogeneities and in their environment by acting on density inhomogeneities associated with their host environment and with limited opportunities for relative movements.

Theoretical researches, which was carried out for a simple form of density inhomogeneities, showed that they can create in the earth's crust significant stresses that must be considered during the studying of its dynamics and deformation due to various structuraltectonic problems (Glaznev, Maslov and others, 1988; Maslov, Molchanov, 1980;Maslov, 1982; Maslov, Molchanov, 1982; Maslov, 1983; Trubitsyn, Kiselev, 1979; Trubitsyn, 1982). The originality of the research described in these works, is that information about gravity field of density inhomogeneities doesn't used while determining the stresses in them.

In research (Filatov, 1990) was expounded theory and methodology of other approach to the study of stress-strain condition of the geological environment under the action of gravity. Density inhomogeneities causing the tectogenez activity and at the same time creating anomalies in the gravity field. Thus, one and the same source (density inhomogeneities) generates two fields: the field of deformation (tension) and the anomalous gravity field. Consequently, between the quantitative characteristics of these fields must exist a functional interrelation. Its physical basis is the law of universal gravitation and the

laws of the deformation of solids, describing their reaction to the force action. In this case, this force is the gravity force.

In research (Filatov, 1990) was first obtained functional relation between the components of the displacement vector caused by density inhomogeneities of arbitrary form and its potential of attraction within t Hooke's law for an isotropic environment. These relations allow us to calculate various characteristics of the deformation field: components of the strain tensor, principal values and orientation of principal directions of the tensor of pure deformation and various invariants, so to solve problems of classical geological tectonophysical analysis. But if in geological tectonophysical analysis of field strains and stresses are determined by examining the elements of the deformation of the geological environment, then using the dependencies determined in (*Filatov*, 1990), this task can be solved on the basis of quantitative analysis of the results of measurements of gravity. Therefore, the method described in (*Filatov*, 1990), was named by the *method of tectonophysical analysis of the gravitational field*.

Dual role of density inhomogeneity both as the source of gravity anomalies, and as a source stress causes two aspects of tectonophysical analysis, called direct and inverse problems. Functional relation obtained in (Filatov, 1990), allows to calculate various characteristics of the deformation field from values of gravity force field. This is the **direct problem**.

The main parameter that characterizing the result of geological environment deformation in gravimetric terms, is the dilation –

the relative change of the environment size, and thus its density, which occurs in local areas or zones. The peculiarity of structure formation is that the morphology of structure and zones of dilation linked. Each type of structure corresponds only her inherent spatial distribution of dilatational zones, corresponding to the mechanism of structure formation.

Rock density within dilatation zones ranges from 0,01 to  $0,40 \text{ g/cm}^3$ , i. e. these areas can be sources of local of gravity anomalies. For the first time dilation effect as anomalies forming factor considered (Sheredeko, 1987), interpreting it as the source of noise that distorts gravity field of the object

But the dilation is the result of geodynamic process, one of the manifestations of the stress-strain state of the geological environment, available under favorable conditions to study by gravimetry. Therefore, while maping local anomalies in the gravity field caused by the relative change of environment size during the structure formation, it's possible to give a hypothetical assessment of the mechanism of this process. This is the **inverse problem**.

Studying geological structures is extremely important, because all deposits are genetically and spatially associated with a variety of structural-tectonic elements. The results of classical geological tectonophysical analysis performed in many fields, showed that mineralization within structures are confined to local areas of tension or to areas with a certain level of maximum tangential stresses. Moreover, within deposits main values and main axes of the stress

(and thus strain) are characterized by a large variability (Experimental tectonics..., 1982; 1897 and others). It provides the development of brittle and plastic deformation, resulting in increased tectonic disturbance environment, improving its permeability, i. e. conditions are favorable for ore deposition.

For example, while analyzing structures of ore fields of Central Asia, has benn shown that hydrothermal deposits are confined to zones of brittle fracture and different level of maximum tangential stresses, but in 90 % of cases to fault zones located in the stretch state, i. e. the most permeable at the time of ore formation (Fathullaev, 1985).

Genetic type of strains, their scale and position in space determines by the in stresses acting the earth's crust. Therefore, estimation of the stress-strain state of the geological environment is necessary both to study the processes of formation of structures and to predict areas perspective for mineralization, as well as to study the seismicity, especially of urban areas.

The urgency of solving the problem of estimation of seismicity urbanized areas due to the fact that within them there is a significant change in the natural stress state of the geological environment under the influence of technogenic factors. This leads to imbalance, the recovery of which is accompanied by dynamic events with different intensity and forms. The most catastrofic are man-made earthquakes. Therefore, the problem of studying stress state of urbanized

areas is not only scientific, but also social impotance. And with the development of urbanization, this problem becomes more acute.

The impact of natural and technogenic factors on the environment state is multifunction. So to get the idea about it three interrelated objectives should be solved: study the structure of the environment, to assess its natural stress-deformation mode, and to investigate its response to the impact of natural and anthropogenic factors.

In urban areas, where id high level of noises, the most appropriate geophysical method for assessing the state of environment is gravimetry if the tectonophysical method that we have developed is used for the interpretation of its results.

In the monograph that offered to readers summarizes experience of many years of applying the method of tectonophysical analysis for interpretation results of gravity measurements in connection with the solution of the problems above.

In the first chapter presented the physical background and theory of method of tectonophysical analysis based on Mindlin's problem (Mindlin, Chen, 1952) for linear-elastic model of the environment.

The second chapter presents the results of tectonophysical analysis of the gravity field of Berezovsky gold and Novo-Shemursk copper-pyrite deposits and Tagilo-Kushvinsk iron ore district.

The third chapter describes forecasting method of tectonophysical analysis of the gravity field Bereznyaki gold-porphyry de-

posit and given the forecast evaluation of Uvelsky square copperporphyry ore occurence.

Results of tectonophysical analysis, which described in second and third chapters, suggests that the deformation characteristics of ore fields and deposits is anomalous with relation to the host environment: main values and main directions of the tensor of pure deformation are different in size and directions. This confirms conclusion obtained earlier in the study of stress-strain state deposits by methods of classical geological tectonophysical analysis. This indicating about objective nature of results of tectonophysical analysis of the gravity field and gives the basis to apply it to explore deposits along with the classical version.

The fourth chapter is devoted to the description results of applying the method of tectonophysical analysis to study the stressstrain state of the geological environment within such urban area like city of Yekaterinburg. Results of this analysis in conjunction with results of other methods of investigation have led to the conclusion that geological environment within the megapolis is in the unloaded condition, and thus it is unlikely to accumulate elastic energy that can cause even a slight earthquake.

The appendix presents the basic concepts of the theory of elasticity, which is the base for the theoretical foundations of the method tectonophysical analysis of gravity field.

In geological tectonophysical analysis the objects of study is systems of cracks of spalling, cracks of detachment, cracks of separa-

tion, folds and other structural-tectonic elements. Multistage and long duration of geological processes leads to a complex relations between these elements, making them difficult for study and making determination of the stress-strain state of the environment, especially if it is missing or not clearly expressed markers of strain ambiguous. Such analysis isn't possible if there are no exposure, i. e. the target object is overlapped by sediments. Therefore, during normal geological mapping deformation of rocks isn't studied (Lukyanov, 1984), so tectonophysical analysis cannot be performed.

Method of tectonophysical analysis of the gravity field is free from such restrictions. Moreover, applying it for analysis of the results of gravimetric survey in various scales, allows to explore deformation process hierarchy of a geological object.

There isn't perfect research method, sphere and conditions of application of each are limited. This fully applies to the method of tectonophysical analysis of the gravity field. So it's advisable to use it in conjunction with other geological and geophysical methods. Only in this case it can give the best geological results.

The authors thank Natalia Leonidovna Kuzina, Lyudmila Vasilievna Ustyantseva and Alevtina Petrovna Istomina for computer typesetting, editing and publication of the monograph, as well as Artemy Pavlovich Varzakov for the translation of the Preface to the English language.

# 1. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

#### 1.1. Обобщённая задача Миндлина

В предисловии было отмечено, что работах (Глазнев, Маслов и др. 1988; Маслов, 1983; Маслов, Молчанов, 1980; Маслов, Молчанов, 1982; Трубицын, Карасёв, 1979; Трубицын, 1982), для оценки напряженного состояния среды, обусловленного ее плотностной неоднородностью, используются данные о фиктивном или действительном распределении масс. Из попыток установления непосредственной связи смещений с гравитационным полем можно отметить только работу Л. А. Маслова (Маслов, 1982), 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. Основные понятия теории упругости: напряжение, деформация, смещение – рассмотрены в приложении.

Возьмем в качестве модели земной коры однородное упругое полупространство, поверхность которого свободна от нагрузок.

Поскольку решение задачи ориентировано на анализ напряженнодеформированного состояния среды по результатам детальных гравиметровых съемок, выполняемых на небольших участках, то будем полагать, что влиянием рельефа дневной поверхности можно пренебречь, хотя в работе (Филатов, 1986) решена задача об оценке напряжений, возникающих в однородном полупространстве под действием трехмерных форм дневного рельефа.

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

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 (Миндлин, Чень, 1952), в какой-то мере обобщая ее, то назовем эту задачу обобщенной задачей Миндлина.

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



Рис. 1. Пояснения к выводу формул

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 29 на плоскости z = 0 будут отсутствовать касательные напряжения, но появятся нормальные. Искомое решение задачи будет складываться из трех решений:

1) напряжения, обусловленного силой P, приложенной к точке Q(0, 0, h);

2) напряжения, обусловленного силой P, приложенной к точке Q'(0, 0, -h);

3) 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:

$$\begin{split} u &= \frac{xP}{16\pi\mu(1-\nu)} \left( \frac{z-h}{R_1^3} - \frac{z+h}{R_2^3} \right) - \frac{P}{4\pi\mu} \left[ z \frac{\partial\omega}{\partial x} + (1-2\nu) \frac{\partial\omega_1}{\partial x} \right], \\ v &= \frac{yP}{16\pi\mu(1-\nu)} \left( \frac{z-h}{R_1^3} - \frac{z+h}{R_2^3} \right) - \frac{P}{4\pi\mu} \left[ z \frac{\partial\omega}{\partial y} + (1-2\nu) \frac{\partial\omega_1}{\partial y} \right], \\ w &= \frac{P}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[ \frac{(z-h)^2}{R_1^3} - \frac{(z+h)^2}{R_2^3} + (3-4\pi) \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \right] + \\ &+ \frac{P(1-\nu)}{2\pi\mu} \omega - \frac{zP}{4\pi\mu} \frac{\partial\omega}{\partial z}, \end{split}$$
(1)  
rge  $\omega = \frac{1}{R_2} + \frac{h}{2(1-\nu)} \frac{z+h}{R_2^3}, \omega = \ln(R_2 + z+h) + \frac{h}{2(1-\nu)} \frac{1}{R_2}; \\ R_1 &= [x^2 + y^2 + (z-h)^2]^2, R_2 = [x^2 + y^2 + (z-h)^2]^2; \end{split}$ 

x, y, z – координаты точки A, в которой определяются компоненты 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, будут соответственно:

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

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

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

$$(2)$$

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 (нормальное значение поля силы тяжести), 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. Подстав-

ляя ( $\pm g \Delta \rho dV$ ) в формулу (2) вместо  $F_z$  и выполняя интегрирования по объему плотностной неоднородности, получим выражения компонентов вектора смещений, обусловленных этой неоднородностью:

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

$$w_{z} = \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(z-z_{0})^{2}}{R_{1}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \\ \times \int_{V} \frac{(z-z_{0})^{2}}{R_{2}^{3}} dV + \frac{(\mp \Delta \rho)(3-4\nu)g}{4\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{dV}{R_{1}} - \\ -\frac{(\mp \Delta \rho)(5-12\nu+8\nu^{2})g}{16\pi\mu(1-\nu)} \times \\ \times \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} + \frac{(\mp \Delta \rho)g}{4\pi\mu} \int_{V} \frac{z(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV - \frac{(\mp \Delta \rho)\partial z}{4\pi\mu} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} - \\ -\frac{(\mp \Delta \rho)gz}{8\pi\mu(1-\nu)} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV.$$
(3)

Рассмотрим физический смысл каждого из слагаемых в выражениях (3), предварительно умножив и разделив каждое из них на гравитационную постоянную *k*:

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

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

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

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

$$= \frac{g}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[ z W_{1x} \frac{\partial}{\partial x} W_{1x} ((\mp \Delta \rho)z_{0}) \right], \qquad (4)$$

где  $W_1$  – гравитационный потенциал плотностной неоднородности;  $W_{1x}((\mp \Delta \rho)z_0)$  – гравитационный потенциал той же неодно-

родности, 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 *ох*.

$$I_{2} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu(1-\nu)} \int_{V} \frac{(x-x_{0})(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV =$$
$$= \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu(1-\nu)} x \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{z+z_{0}}{R_{2}} dV =$$
$$= \frac{g}{16\pi\mu(1-\nu)} \left[ zW_{2x} - \frac{\partial}{\partial x} W_{2x} ((\mp \Delta \rho)z_{0}) \right], \tag{5}$$

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*.

$$I_{3} = \frac{(\mp \Delta \rho)kgz}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial x} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} = \frac{gz}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial x} W_{2} = \frac{gz}{4\pi\mu k} W_{2x}, \qquad (6)$$

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

$$= \frac{gz}{8\pi\mu k(1-\nu)} W_{2x}((\mp \Delta \rho)z_{0}). \qquad (7)$$

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

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

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

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

$$= \frac{(1 - 2\nu)g}{4\pi\mu k} \int W_{2x} dz_{0}.$$
(8)

$$I_{6} = \frac{(\mp \Delta \rho)(1 - 2\nu)kg}{8\pi\mu k(1 - \nu)} \frac{\partial}{\partial x} \int \frac{z_{0}dV}{R_{2}} =$$
$$= \frac{(1 - 2\nu)g}{8\pi\mu k(1 - \nu)} W_{2x} ((\mp \Delta \rho)z_{0}). \tag{9}$$

Все слагаемые в выражении компоненты вектора смещения  $v_z$  будут иметь вид, аналогичный формулам (4) – (9), только производные потенциалов будут составлены по направлению оси *оу*.

Перейдем к анализу слагаемых в выражении компоненты вектора смещений *w<sub>z</sub>*:

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

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

$$= \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} \Big[ 2W_1 - zW_{1x} + W_{1x} \big( (\mp \Delta \rho) z_0 \big) \Big]; \tag{10}$$

$$I_{2} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{16\pi\mu k(1-\nu)} \int_{V} \frac{(z+z_{0})^{2}}{R_{2}^{3}} dV =$$
  
=  $\frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} [2W_{2} - zW_{1z} + W_{2z}((\mp \Delta \rho)z_{0})];$  (11)  
 $I_{3} = \frac{(3-4\nu)g}{16\pi\mu k(1-\nu)}W_{1};$  (12)
$$I_4 = \frac{(5 - 12\nu + 8\nu^2)g}{16\pi\mu k(1 - \nu)} W_2; \qquad (13)$$

$$I_{5} = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{4\pi\mu k} \int_{V} \frac{z_{0}(z+z_{0})}{R_{2}^{3}} dV = \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{4\pi\mu k} \int_{V} z_{0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R_{2}}\right) dV =$$
$$= \frac{(\mp \Delta \rho)kg}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{z_{0}}{R_{2}} dV = -\frac{g}{4\pi\mu k} W_{2z} \left((\mp \Delta \rho)z_{0}\right); \tag{14}$$

$$I_{6} = \frac{(\mp \Delta \rho) kgz}{4\pi\mu k} \frac{\partial}{\partial z} \int_{V} \frac{dV}{R_{2}} = -\frac{gz}{4\pi\mu k} W_{2z}; \qquad (15)$$

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

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 плотностях, либо соответствующие составляющие напряженности гравитационного поля и их производные.

С учетом сделанных преобразований, формулы (3) компонентов вектора смещений, обусловленных гравитационной силой, принимают следующий вид:

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

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

$$w_{z} = \frac{g}{16\pi\mu k(1-\nu)} \left[ (3-4\nu)zW_{1} - (3-12\nu+8\nu^{2})W_{2} - -zW_{1z} + W_{1z} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) + (5-4\nu)zW_{2z} - (3-4\nu)W_{2z} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) - 2W_{2zz} ((\mp\Delta\rho)z_{0}) \right].$$
(17)

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 (17)  $\left[\frac{M^2}{c^2}\right]$ . Это размерность потенциала поля силы тяжести. Некоторые из слагаемых в выражении (17) 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:

$$zW_{1x} = C_{1x}W_{1},$$

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

$$zW_{2x} = C_{2x}W_{2},$$

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

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

$$\int W_{2x}dz_{0} = C_{2x}W_{2};$$

$$zW_{1y} = C_{1y}W_{1},$$

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

$$zW_{2y} = C_{2y}W_{2},$$

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

$$\int W_{2y}dz_{0} = C_{2y}W_{2};$$

$$zW_{1z} = C_{1z}W_{1},$$

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

$$zW_{2z} = C_{2z}W_{2},$$

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

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

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

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

$$\int W_{2z}dz_{0} = C_{2z}W_{2}.$$

С учетом обозначений (18) перепишем формулы (17)

$$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}\},\$$

$$v_{z} = P_{1}\{(C_{1y} - C_{1yz_{0}})W_{1} + [(3 - 4\nu)C_{2y} - (3 - 4\nu)C_{2yz_{0}} - C_{2yzz_{0}} - 4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2y}]W_{2}\},$$
(19)

$$\begin{split} w_{z} &= P_{1} \left\{ \left( (5 - 4\nu) - \mathcal{C}_{1z} + \mathcal{C}_{1zz_{0}} \right) W_{1} + [3 - 12\nu + 8\nu^{2} + \right\} \\ &+ (3 - 4\nu)\mathcal{C}_{2z} - (3 - 4\nu)\mathcal{C}_{2zz_{0}} - \mathcal{C}_{2zzz_{0}} ] W_{2} \right\}, \end{split}$$
(19)  
где  $P_{1} &= \frac{g}{16\pi\mu k(1 - \nu)}. \end{split}$ 

В формулах (19) 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  $\left(1 + \frac{4zz_0}{R_1^2}\right)^{-\frac{1}{2}}$ в ряд:

$$\left(1 + \frac{4zz_0}{R_1^2}\right)^{-\frac{1}{2}} = 1 - \frac{1}{2} \frac{4zz_0}{R_1^2} \frac{1}{2} \cdot \frac{3}{4} \left(\frac{4zz_0}{R_1^2}\right)^2 - \dots$$
(20)

Ряд (20) является сходящимся, поэтому его можно почленно интегрировать. В результате интегрирования получим:

$$W_{2} = (\mp \Delta \rho) k \left[ \int_{V} \frac{dV}{R_{1}} - \int_{V} \frac{z_{0} dV}{R_{1}} + \cdots \right] = W_{1} \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i} W_{1}, \quad (21)$$

где  $C_{0i}$  – безразмерные функции, зависящие от потенциала  $W_1$ . Отсюда с учетом (21) выражения компонентов вектора смещений будут иметь следующий вид:

$$u_{z} = P_{1}\{(C_{1x} - C_{1xz_{0}}) + [(3 - 4\nu)(C_{2x} - C_{2xz_{0}})2C_{2xzz_{0}} + +4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2x}]\left(1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i}\right)\}W_{1};$$

$$v_{z} = P_{1}\{(C_{1y} - C_{1yz_{0}}) + [(3 - 4\nu)(C_{2y} - C_{2yz_{0}})2C_{2yzz_{0}} + +4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2y}]\left(1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i}\right)\}W_{1};$$

$$w_{z} = P_{1}\{(C_{1z} - C_{1zz_{0}}) + [(3 - 4\nu)(C_{2z} - C_{2zz_{0}})2C_{2zzz_{0}} + +4(1 - \nu)(1 - 2\nu)C_{2z}]\left(1 \pm \sum_{i=2}^{\infty} C_{0i}\right)\}W_{1}.$$
(22)

С помощью формул (22) 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  $\Delta g$ . Путем решения задачи Неймана потенциал  $W_1$  можно легко вычислить по наблюденному на дневной поверхности полю силы тяжести  $\Delta g$ . Если выполнить ана-

литическое продолжение поля  $\Delta g$  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 (22) для поверхности полупространства при z = 0. В этом случае

$$\begin{split} C_{1x}W_1 &= C_{2x}W_2 = C_{2xzz_0}W_2 = C_{1y}W_1 = C_{2y}W_2 = C_{2yzz_0}W_2 = \\ &= C_{1z}W_1 = C_{2z}W_2 = C_{2zzz_0}W_2 = C_{0i}W_1 = 0; \\ C_{1xz_0} &= C_{2xz_0} = C_{xz_0}; \\ C_{1yz_0} &= C_{2yz_0} = C_{yz_0}; \\ C_{1zz_0} &= C_{2zz_0} = C_{zz_0}; \\ C_{2x} &= C_x, C_{2y} = C_y, W_1 = W_2. \end{split}$$

Тогда с учетом новых обозначений после незначительных преобразований формул (22) получим окончательные выражения компонентов вектора смещений, обусловленных гравитационной силой:

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

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

$$w_{z} = P_{2}\left[2(1 - \nu) - \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}\right]W,$$
(23)

где  $P_2 = \frac{g}{4\pi\mu k}$ .

Компоненты вектора смещений, определяемые по формулам (23), являются промежуточным результатом. Они служат только основой для вычисления по формулам Коши компонентов тензора деформации:

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

$$e_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, e_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}.$$
(24)

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 деформации 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. Наиболее важным из

этих параметров является первый инвариант тензора или дилатация (относительное изменение объёма среды), который определяется по формуле:

$$\theta = e_1 + e_2 + e_3 = div\vec{S},\tag{25}$$

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.

## 1.2. Дилатация и её проявление в геологической среде и в аномалиях силы тяжести

Одним из основных параметров, характеризующих процесс деформирования горных пород и геологической среды в целом, является дилатация ( $\theta$ ) или относительное изменение объема среды. Дилатация оказывает существенное влияние на величину основного гравиметрического петрофизического свойства среды – её плотности. Плотность, как и дилатация, является объёмной характеристикой среды. Поэтому связь между дилатацией и плотностью служит естественной физической предпосылкой для изучения деформационных процессов, протекающих в земной коре, путём картирования и анализа аномалий силы тяжести, источники которых обусловлены этими процессами (Кадышева, Филатов, 2010).

К сожалению, систематического и целенаправленного изучения дилатации горных пород нет. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, сложностью установок и методик для изучения физико-механических свойств пород; во-вторых, отсутствием четкого представления о прикладном значении дилатации в связи с изучением деформационных процессов с помощью гравиметрии.

По результатам измерения продольной ( $e_1$ ) и поперечных ( $e_2 = e_3$ ) деформаций при трехосном неравномерном сжатии ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ) (Физические свойства..., 1988) была вычислена дилатация для значений  $\sigma_2 = \sigma_3$  до 100 МПа и построены поля корреляции  $\theta$ , предела прочности пород на сжатие ( $\sigma_{cx}$ ) и температуры (рис. 2, a,  $\delta$ , e) (Филатов, 1990), а также установлены корреляционные зависимости и рассчитаны коэффициенты корреляции между дилатацией  $\theta$  и пределом прочности пород на сжатие  $\sigma_{cx}$  и между дилатацией  $\theta$  и температурой T для магматических, метаморфических и осадочных пород.

Статистический анализ полей корреляции показал, что между дилатацией и пределом прочности пород на сжатие существует устойчивая корреляционная зависимость, которая описывается уравнением линейной регрессии.





 $a - \theta$  и  $\sigma_{cx}$  некоторых магматических и метаморфических пород при неравномерном трехосном сжатии  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ,  $\sigma_2 = \sigma_3 < 100$  МПа:  $\Delta$  – гранит, • – гнейс;  $\delta - \theta$  и  $\sigma_{cx}$  осадочных пород при неравномерном трехосном сжатии  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ,  $\sigma_2 = \sigma_3 < 100$  МПа: + – известняк, • – песчаник;  $e - \theta$  – на уровне  $\sigma_{cx}$  и температуры *T* некоторых садочных пород при неравномерном трехосном сжатии  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ,  $\sigma_2 = \sigma_3 < 100$  МПа: • – алевролит,  $\Box$  – аргиллит,  $\circ$  – доломит, + – известняк

Такие уравнения были получены для совокупности магматических и метаморфических пород (26) и для осадочных пород (27):

$$\theta = 0.02 (\sigma_{cx}) - 1.04 ; \qquad (26)$$

$$\theta = 0.02 \ (\sigma_{\rm cw}) - 0.57. \tag{27}$$

Выборочный коэффициент корреляции для зависимости (26) равен 0,65, для зависимости (27) – 0,74.

Из анализа корреляционных зависимостей следует:

– дилатация растет с увеличением предела прочности пород. Это обусловлено тем, что прочные породы способны накапливать значительный запас упругой энергии, релаксация которой способствует обильному трещинообразованию и, соответственно, значительному увеличению дилатации, чем у малопрочных. Поэтому аномалии силы тяжести, обусловленные дилатационным разуплотнением, в районах развития плотных пород будут интенсивнее, чем в менее плотных при прочих равных условиях;

– одинаковость уравнений регрессии (26) и (27) и равенство первого коэффициента регрессии в них (0,02) (в пределах погрешности вычисления) для различных по генезису и петрографическому составу пород подтверждает закон автомодельности;

– в работах П. В. Беличенко (Беличенко, Исай, 1987) и О. Б. Гинтова (Гинтов,Исай, 1988) показано, что плотность пород, подвергнутых деформации, и объём открытых трещин (дилатация) связаны между собой обратной линейной корреляционной зависимостью. Учитывая уравнения (26) и (27), можно

предполагать об обратной в первом приближении пропорциональной зависимости между аномалиями силы тяжести и пределом прочности геологической среды на сжатие. Установление такой зависимости позволило бы оценивать по аномалиям силы тяжести интенсивность динамического процесса, приведшего к трещинообразованию;

– зависимости (26) и (27) возможно использовать для прогностической оценки предела прочности среды на сжатие, если известна величина дилатации, и наоборот, по величине предела прочности на сжатие прогнозировать, каким может быть в ней величина дилатации при трещинообразовании, используя для этого результаты измерения поля силы тяжести.

На рис. 2, *в* изображено поле корреляции дилатации и температуры различных осадочных пород (дилатация вычислена на уровне σ<sub>cж</sub>). Уравнение линейной регрессии имеет вид:

$$\theta = -0,024T + 5,49 . \tag{28}$$

Выборочный коэффициент корреляции для зависимости (28) равен - 0,7. Здесь тенденция обратная. С увеличением температуры вследствие перекристаллизации вещества или структурнодеформационных изменений происходит залечивание микропор и микротрещин и, как следствие, уменьшение θ.

По результатам экспериментальных исследований величина дилатации изменяется в широких пределах: от долей процента до 10-15 %, достигая у отдельных образцов до 20-30 %.

Наибольшая дилатация присуща хрупкому разрушению, благоприятными условиями для которого являются растягивающие напряжения по одному или по всем трем главным направлениям, концентрация напряжений, низкая температура, высокая скорость нагружения, наличие поверхностей раздела различных фазовых состояний вещества, невысокий уровень бокового давления (в земной коре его роль играет литостатическое давление). Все эти условия в значительной степени характерны для верхней части земной коры.

По данным В. И. Старостина (Старостин, 1979) хрупкий характер разрушения осадочных пород сохраняется до глубины нескольких километров, а магматических и метаморфических – до 20 км. По оценкам О. Б. Гинтова (Гинтов, Исай, 1988) хрупкие разрушения могут наблюдаться на глубинах 4-11 км. В. Н. Николаевский (Николаевский, Шаров, 1985) считает, что развитие трещин отрыва (хрупкое разрушение) происходит до глубины 2-3 км. На значительную глубину раскрытия не минерализованных трещин указывают данные Г. А. Маркова (Марков, 1980) и материалы по Кольской сверхглубокой скважине (Кольская сверхглубокая..., 1984).

Трещины отрыва относят к ведущему типу разрушения в приповерхностных условиях. В. А. Невским (Невский, 1979) установлено уменьшение с глубиной относительного количества трещин отрыва и увеличение трещин скола.

Таким образом, несмотря на различие в количественных оценках, можно утверждать, что разрушение горных пород в приповерхностном слое земной коры мощностью в первые километры является в основном хрупким. Следовательно, и дилатационный процесс здесь будет выражен наиболее ярко.

Многими исследователями отмечается, что при формировании геологических структур происходит перераспределение естественного поля напряжений. Возникают локальные участки концентрации напряжений, способствующие неравномерному распределению трещиноватости и, следовательно, дилатации.

Особенность процесса структурообразования заключается в том, что морфология структуры и зоны дилатации закономерно связаны между собой. Каждому типу структуры соответствует только ей присущее пространственное изменение дилатации.

Зоны дилатационного разуплотнения приурочены к осевым частям разломов и сводовых поднятий, краевым частям кальдер, ядрам складок и т. д. В пределах этих зон трещиноватость непостоянна. М. В. Курилов (Курилов, Никитин, 1982) отмечает, что с удалением от плоскости разлома плотность трещин уменьшается по экспоненциальному закону, а скорость продольных волн по такому же закону растет. На эту закономерность в изменении трещиноватости в осевой зоне разломов обращали внимание и другие исследователи.

Детальное комплексное изучение трещинной пустотности, выполненное в районе Юго-Западного Синегорья (Ханкай-

ский массив), показало хорошую сходимость результатов определения дилатации различными методами и непротиворечивость этих данных экспоненциальному закону изменения трещиноватости с удалением от поверхности разгрузки (будь то дневная поверхность или плоскость разлома) (Шередеко, 1986).

Данные различных методов моделирования и результаты непосредственных измерений напряжений показывают, что они убывают с удалением от поверхности разгрузки в глубь массива по закону, близкому к экспоненциальному. Поскольку физические свойства пород зависят от эпюры напряжений, то закономерности их пространственного распределения должны быть близкими к характеру изменения напряжений. Это обстоятельство и отражает факты, установленные в работах (Курилов, Никитин, 1982; Шередеко, 1986) и других. Поэтому зависимость пространственного изменения трещиноватости вблизи поверхности разгрузки в экспоненциальной форме следует рассматривать как общее свойство дилатационного процесса.

Трещинообразование приводит к изменению плотности геологических тел. На это одним из первых обратил внимание В. В. Белоусов (Белоусов, 1969) при изучении диапировых складок. Плотность горной породы в образце и в массиве существенно различна. Это различие отчетливо выявляется при сопоставлении данных петрографических измерений с результатами определения плотности интегральными методами (регистрация интенсивности космического излучения в горных выработках,

применение гравитационного каротажа для определения плотности промежуточного слоя и др.). Следует заметить, что в общем виде идею рассматривать свойства горных пород с учетом их генезиса как геологических тел высказал еще в 1923 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Детальные геолого-петрофизические исследования, выполненные в зонах Первомайского, Тальновского и других разломов Украины (Гинтов, Исай, 1988), показали, что основным механизмом пластических деформаций пород в них является катаклаз, выраженный в дроблении зерен минералов и развитии микротрещиноватости. Благодаря этому процессу плотность пород уменьшается на 0,01 – 0,07 г/см<sup>3</sup>. Количественные оценки трещиноватости тектонически измененных розовых гранитов подольского комплекса показали, что объем открытых трещин зависит от степени катаклаза. Так, у слабых бластоклазитов он оценивается в 4,2 %, бластоклазитов – в 5,2 %, сильных бластоклазитов – в 5,7 %.

Связь между плотностью ( $\rho$ ) пород и объемом открытых трещин (V) хорошо описывается линейным уравнением регрессии  $\rho = -0.614 V + 2.685.$  (29)

Выборочный коэффициент корреляции зависимости (29) равен 0,81.

В структурном отношении разуплотнение приурочено к зонам развития сколов, т. е. к тем участкам, которые характеризуются значительной величиной девиаторных напряжений (Исай, 1983; Беличенко, Исай, 1987; Гинтов, Исай, 1988).

Вывод о том, что динамометаморфически измененные породы всегда разуплотнены, подтверждают и результаты петроплотностных исследований, проведенных в зоне одного из разломов Забайкалья. Наименьшая плотность, соответственно наибольшая трещиноватость, присущи породам осевой зоны разлома. По отдельным комплексам, которые пересекает разлом, уменьшение их плотности по сравнению с неизмененными разностями достигает 0,3 г/см<sup>3</sup>. Уравнение регрессии между плотностью пород и расстоянием до оси разлома линейное и имеет следующий вид (Филатов, 1990):

$$\rho = 1,5 \cdot 10^{-4} R + 2,510, \tag{30}$$

где *R* – расстояние в метрах от осевой линии разлома. Выборочный коэффициент корреляции зависимости (30) равен 0,71.

Динамометаморфический процесс привел здесь к формированию коры выветривания по коренным породам. Мощность коры максимальна в осевой зоне разлома, т. е. там, где породы характеризуются наибольшей трещиноватостью. В плане кора выветривания, вытянутая по простиранию разломной структуры, имеет кулисообразно расположенные раздувы. Сопоставление морфологии коры с кинематикой и структурным парагенезисом сдвиговых зон (Гзовский, 1975; Спенсер, 1981; Стоянов, 1977) позволяет сделать вывод о том, что эти раздувы являются следствием формирования структур второго порядка – различных типов сколов. Взаимная ориентировка раздувов и разлома

указывает на то, что разлом, по-видимому, является левосторонним сдвигом.

Линейные зависимости между плотностью и объемом открытых трещин (29), между плотностью и расстоянием до осевой зоны разлома (30) не противоречат выводу об экспоненциальном затухании трещиноватости (и других физических свойств) с удалением от поверхности разгрузки. Малая детальность исследований в обоих случаях позволяет искать корреляционные зависимости в наиболее простой линейной форме. Общая тенденция в поведении свойств пород при этом сохраняется.

Интересные данные о физических свойствах тектонитов, развитых в зонах сдвиговых нарушений, к которым приурочены многие рудные месторождения Таджикистана, приводятся в работе (Куддусов, 1988), из которых следует, что в результате деформации практически не происходит изменение минеральной плотности тектонитов. Это указывает на тождественность их состава составу исходных пород. Значительно уменьшается (до 0,4 г/см<sup>3</sup>) объемная плотность за счет трещинообразования. При этом наибольшей трещиноватостью характеризуются продукты преобразования гранитоидов, которые из-за высокого содержания кварца склонны к хрупкому разрушению.

Изучая свойства тектонитов, Х. К. Куддусов (Куддусов, 1988) обратил внимание на то, что участки локализации оруденения и развития тектонитов генетически связаны. А именно промышленное скопление рудной минерализации приурочено 54 в пределах сдвиговой зоны к местам распространения обломочных тектонитов значительной мощности, т. е. к проницаемым частям среды. Дисперсные тектониты – глинка трения – менее благоприятны для циркуляции рудных растворов. Этот пример наглядно показывает практическую значимость выявления и изучения дилатационных зон.

Подводя итог анализу закономерностей деформирования горных пород, можно констатировать, что дилатация при всех видах и режимах нагружения при достижении предела упругости имеет устойчивую тенденцию к росту. Ее величина изменяется от долей процента до 10-15 %, достигая иногда 20-30 %. Наибольшей дилатацией характеризуется хрупкое разрушение, свойственное верхней части земной коры мощностью в первые километры. Плотность пород в связи с дилатацией изменяется на 0,01 – 0,4 г/см<sup>3</sup>. Процесс структурообразования отражается в морфологии структуры в виде закономерного пространственного изменения дилатации.

Таким образом, дилатационный процесс, проявляющийся в локальных областях в верхней части земной коры, может служить источником локальных аномалий поля силы тяжести, пространственное распределение которых соответствует закономерностям трещинообразования. Следовательно, в общем плане, гравиметрия может решать задачу изучения напряженно-деформированного состояния среды. В конкретных же ситуациях, учитывая, что каждому типу структуры соответствует только ей 55 присущее пространственное изменение дилатации, с помощью гравиметрии можно давать гипотетическую оценку природы плотностных неоднородностей и механизмов формирования структур.

Продолжительность геологических процессов огромна, следовательно, и воздействие силовых полей (гравитационного и тектонического) на горные породы будет также длительным. Так, по оценкам (Шермана 1975), время действия региональных полей напряжений оказывается соизмеримым со временем тектонического развития крупных регионов. Анализ палео- и современных напряжений Байкальской рифтовой зоны показал, что они были стабильны в течение второй половины кайнозоя, т. е. в течение 35 миллионов лет. Об этом же свидетельствуют и результаты палеореконструкций в различных регионах мира, в том числе и на Урале (Суворов, 1979).

Как известно, деформация под действием постоянных сил растет с течением времени. Это явление получило название ползучести. Процесс ползучести, независимо от вида горной породы, характера нагружения, температуры и других факторов, состоит из четырех стадий:

1) мгновенная упругая деформация;

 нестационарная или затухающая ползучесть. В породе
 в этом случае происходит интергранулярная и внутрикристаллическая пригонка границ зерен минералов;

установившаяся ползучесть, или стационарная ползучесть, или квазивязкое течение. В горной породе на этой стадии основную роль играют перекристаллизация, интергранулярное смещение и диффузия;

4) ускоренная или прогрессирующая ползучесть. В породе на этой стадии происходят различные внутрикристаллические изменения, увеличивается пластичность материала при значительном уменьшении его прочности. Процесс ползучести заканчивается разрушением.

На рис. 3, *a*, *б* приведены зависимости дилатации каменной соли (*a*) (дилатации ( $\theta$ ), продольной (*e*<sub>1</sub>) и поперечной (*e*<sub>2</sub>)) и деформации сильвинита (*б*) от величины сжимающих напряжений при различной продолжительности нагружения, которые свидетельствуют о значительных временных изменениях характеристик деформационного процесса.

Поскольку процесс деформирования един для твердых тел, то свойства ползучести, установленные для осадочных пород, будут справедливы и для всех других пород и в целом для земной коры. Это подтверждают, в частности, результаты изучения современных движений дневной поверхности на Байкальском и Алма-Атинском геодинамических полигонах (Есиков, 1979).



Рис. 3. Зависимости временных изменений характеристик деформационного процесса: *а* – каменная соль; *б* – сильвинит (Ставрогин, 1965; 1969)

Описанные свойства ползучести находят свое объяснение с позиции термофлуктуационной теории прочности твердых тел (Журков, Куксенко и др., 1977; 1981), согласно которой при постоянных напряжениях и температуре скорость накопления трещин (скорость деформации) также постоянна. На кривой ползучести (рис. 3, б) это отвечает участку установившейся ползучести. Статистически рассеянное накопление трещин приводит к их укрупнению. В окрестностях укрупнения трещин происходит концентрация напряжений, что способствует увеличению скорости трещинообразования, т. е. стадии прогрессирующей ползучести. В работе (Журков, Куксенко и др., 1981) показано, что трещинообразование не зависит ни от материала деформируемого тела, ни от вида нагружения. Переход от стационарного накопления трещин к ускоренному характеризуется некоторым граничным числом трещин, позволившим сформулировать концентрационный критерий возникновения укрупненных трещин: трещины начинают спонтанно укрупняться и расти, если расстояние между ними в долях их длины меньше или равно трем. Концентрационный критерий оказался иерархически нечувствительным, т. е. справедливым для описания трещинообразования на любых масштабных уровнях, подтверждая, таким образом, еще раз закон подобия или автомодельности процесса разрушения. В связи с этим уже на фактическом геологическом материале Р. М. Лобацкая отмечает, «что в характере внутренней структуры организации трещин наблюдается такое

же постоянство, как и в организации разломов и ... в этом плане трещины являются микрокопией разломов самого разного ранга» (Лобацкая, 1987).

Из концентрационного критерия следует вывод о том, что если расстояние между отдельными разломами в земной коре не превышает их утроенной длины, то они могут быть объединены в одну разломную структуру.

Одним из процессов, обусловливающим ползучесть, является релаксация напряжений, которая заключается в перегруппировке молекул вследствие теплового движения, в результате чего свободная энергия релаксирующего тела становится минимальной, т. е. релаксация – это стремление среды к состоянию равновесия. Состоянию равновесия в земной коре отвечает гидростатическое напряженное состояние, при котором главные нормальные напряжения равны, а девиаторная часть напряжений равна нулю. В этом случае среда ведет себя как идеальное упругое тело, и напряжения в ней не релаксируют до тех пор, пока равновесие не будет нарушено внешними силами:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3. \tag{31}$$

В состоянии равновесия, когда главные значения тензора напряжений равны, главные касательные напряжений равны нулю. Поэтому интенсивность напряжений сдвига M = 0 и удельная работа деформации формы (следовательно, и упругий потенциал формоизменения) тоже равна нулю. Удельная же работа

(потенциал) деформации объема остается постоянной в течение всего времени равновесия.

При нарушении равновесия упругая энергия высвобождается, переходя в работу против внешних сил. В этом случае энергия деформации объема частично переходит в энергию формоизменения, за счет которой и происходит релаксация. Таким образом, величина энергии формоизменения является мерой нарушения равновесия состояния среды.

На рис. 4 приведено распределение плотности энергии формоизменения вблизи поверхности разгрузки. По мере приближения к поверхности разгрузки потенциал формоизменения  $V_f$ возрастает; в точке *I* потенциал  $V_f$  достигает энергетической прочности материала и после точки *I* вследствие разрушения происходит уменьшение  $V_f$  до нуля. Вблизи поверхности разгрузки материал переходит в равновесное состояние ( $V_f = 0$ ), как и за пределами зоны разгрузки, правее точки *II*. Наиболее интенсивно релаксация протекает в окрестностях точки *I*, где энергия формоизменения близка к энергетической прочности вещества. Эту область называют областью метастабильного состояния.

Поскольку одним из механизмов ползучести является трещинообразование, то релаксации напряжений в значительной степени способствует первоначальная трещиноватость горных пород. Релаксационное течение завершается образованием трещин. Г. Григгсом (Griggs, Christie, Carter, 1963) было экспериментально показано, что такой финал течения наблюдается даже

при очень медленных скоростях процесса релаксации. В геологическом плане это может приводить к образованию кор выветривания. В однородной среде релаксация затруднена, но, тем не менее, она происходит и в ней.



Рис. 4. Распределение плотности энергии формоизменения вблизи поверхности разгрузки

Крупномасштабные геологические исследования показывают, что релаксация вначале происходит только в маломощном слое, непосредственно примыкающем к разгружаемой поверхности. Это явление получило название зонной релаксации (Пономарев, Ромашов, 1986; Пономарев, 1981). Мощность зоны релаксации изменяется вследствие различных причин от первых метров до десятков и сотен метров.

Рассмотрим два примера проявления релаксационного процесса в аномалиях поля силы тяжести для кальдеры и протрузии серпентинитов (Филатов, Кузнецов, 1989; Кадышева, Вандышева и др., 2011).

Кальдера сложена туфогенно-вулканогенными комплексами, представленными субщелочными базальтовыми, андезитобазальтовыми, андезитовыми, дацитовыми порфиритами и большим количеством пирокластов. Центральная часть кальдеры палеовулкана размером в поперечнике 8-10 км выполнена карбонатными породами нижнего-среднего карбона, в различной степени дислоцированными, особенно вблизи разрывных нарушений. Мощность разреза карбонатных пород по данным бурения превышает 300 м. Внутреннее строение кальдеры сложное и определяется системой сбросо-сдвиговых и надвиговых нарушений различного направления. Надвиги частично сдваивают разрезы вулканогенных и осадочных комплексов.

Площади развития известняков соответствует общее понижение поля силы тяжести. Вблизи контакта известняков с вулканогенными породами наблюдаются локальные отрицательные аномалии  $\Delta g$ . Для выяснения их природы была пробурена скважина глубиной 200 м. Плотность карбонатных пород, измеренная по образцам из керна скважины, в среднем равна 2,68 г/см<sup>3</sup> и не отличается от плотности пород, вскрытых вне аномалии. Таким образом, плотностная характеристика разреза

не объясняет природу локальной аномалии  $\Delta g$ . Причина этого заключается в дилатационном разуплотнении пород, которое обусловлено релаксацией термонапряжений, возникших в породе при формировании кальдеры. Действительно, керн скважины зачастую здесь представлен брекчированными известняками, по трещинам развит карст, в отдельных интервалах породы сильно раздроблены. К западу же от локальной аномалии известняки, как правило, массивные на всю мощность вскрываемого разреза, хотя и в этой части площади также встречается карст.

Петроплотностная характеристика разреза, полученная по результатам измерений отдельных образцов, не может в данном случае служить основой для геологической интерпретации поля силы тяжести.

И второй пример. Известно, что протрузии ультраосновных пород тяготеют к зонам интенсивных напряжений в земной коре – зонам глубинных разломов. Благодаря этим напряжениям и высокой пластичности серпентинитов внедрение их в компетентные породы, в которых заложен разлом, происходит в твердом состоянии при слабом контактном воздействии. Внедрение приводит к перераспределению напряжений, возрастает их уровень на контакте с вмещающей средой. После формирования протрузии напряжения, необходимые для поддержания достигнутого уровня деформаций, начинают с течением времени уменьшаться (релаксировать). Процесс этот, как отмечалось, но-

сит зонный характер и может способствовать образованию линейных кор выветривания.

На рис. 5 приведены результаты наблюдения поля силы тяжести по профилю, проходящему вкрест простирания серпентинитового массива. Максимальная ширина протрузии около 2 км, длина по простиранию (простирание северо-северо-восточное) около 13 км, глубина до нижней кромки по данным повысотной аэромагнитной съемки 8-10 км, падение восточное под углом около 70 °. В гравитационном поле с учетом регионального фона протрузия выделяется знакопеременной локальной аномалией.



Рис. 5. Гравитационное поле серпентинитового массива (Филатов, Кузнецов, 1989): 1 – наблюденное гравитационное поле; 2 – региональный фон; 3 – аномалии гравитационного поля

Бурение показало, что отрицательная часть этой аномалии пространственно совпадает с линейной корой выветривания, которая в виде кольцевой зоны шириной в первые сотни метров оконтуривает протрузию (Филатов, Кузнецов, 1989).

Приведенные примеры показывают, что плотностные неоднородности в земной коре возникают в результате действия определенных физических процессов. Поэтому, интерпретируя поле силы тяжести (в равной мере и другие физические поля), надо давать ответ не только на традиционные вопросы о размерах, форме и плотностных свойствах объекта, но и на вопрос о том, почему в данном месте появилась данная плотностная неоднородность, а не иная.

Из анализа, выполненного в главе 1, следует, что плотностная неоднородность земной коры (поле силы тяжести) обусловливает её сложное напряжённо-деформированное состояние, в результате которого образуются новые плотностные неоднородности в виде областей дилатационного разуплотнения и уплотнения, являющихся в геологическом отношении пликативными и дизъюнктивными тектоническими структурами. Эти структуры образуют иерархические системы, они аномальны по плотности, локализованы в пространстве и приурочены к верхней части земной коры. По всем этим характеристикам они служат идеальными объектами для картирования их и изучения с помощью гравиметрических съёмок различного масштаба в аномальном поле силы тяжести. Аномальное поле силы тяже-

сти, таким образом, при благоприятных условиях может дать объективное представление о структурно-деформационных процессах в геологической среде, а результаты его анализа могут быть использованы для решения различных геологических задач.

## 2. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Месторождения полезных ископаемых пространственно и генетически связаны с различными структурно-тектоническими элементами земной коры, которые являются производными различных геодинамических процессов. Многообразие форм этих процессов и, как следствие, структурно-тектонических элементов зависит от условий формирования структур: петрофизических свойств геологической среды, её термодинамической и региональной геотектонической обстановок. Условия, в свою очередь, определяют механизмы деформирования среды, под действием которых образуется структурный парагенезис как совокупность пликативных и дизъюнктивных элементов, возникающих в едином тектоническом режиме. Примером такого парагенезиса может служить простой сдвиг. В зоне его динамического влияния образуются: системы эшелонированных складок (Fd), трещины отрыва (T), сопряжённые сколы Риделя (R, R'), обратные косые (P) и продольные сколы (L) (рис. 6) (Стоянов, 1977). Время формирования структур исчисляется многими тысячами и миллионами лет. Это обусловливает полихронность процессов структурообразования в условиях меняющейся термодинамической обстановки.

Изучение генезиса рудно-магматических систем показывает, что в процессе их формирования огромная роль принадлежит тектонической нарушенности среды, благодаря которой гранитная магма, сформировавшаяся на глубине, перемещается в верхние горизонты земной коры, образуя массивы. Массивы как плотностные неоднородности и источники теплового поля способствуют существенному изменению первоначального поля напряжений, их разрядке или концентрации в локальных областях.



Рис. 6. Структурный парагенезис в зоне сдвига (С.С. Стоянов, 1977): σ<sub>1</sub>, σ<sub>2</sub> – напряжения; *R и R'* – сопряженные сколы (сколы Риделя); *T* – трещины отрыва; *Fd* – эшелонированные складки; *P* – обратные косые сколы; *L* – продольные сколы

Таким образом, создаются благоприятные условия для трещинообразования. Флюиды, отделяющиеся при кристаллизации магмы, не только несут петрогенные и рудные компоненты, но и, вследствие эффекта Ребиндера (Ребиндер, 1979), резко понижают прочностные свойства пород (особенно уже нарушенных трещиноватостью), улучшая коллекторские свойства среды. Совокупность этих процессов (рис. 7) и приводит в итоге к образованию месторождений.



Рис. 7. Схема взаимодействия процессов эндогенного рудообразования (по Зарайскому Г. П. и Балашову В. Н.)

При изучении структурных элементов различного масштаба (крупномасштабных – складок, изгибов, разрывных нарушений, структур течения; мезоскопических – трещин, кливажа, расслоения, будин и др.; микроскопических – сплющенности и вытянутости минералов, внутрикристаллических смещений, двойникования кристаллов, деформированности оолитов и др. (Спенсер, 1981) было установлено, что характеристики палеонапряжений и палеодеформаций в пределах месторождений иные, чем за их пределами. Главные значения и главные направления напряжений и деформации на месторождениях отличаются большой изменчивостью, что геологическая среда месторождений находится в режиме растяжения или характеризуется определённым уровнем максимальных касательных напряжений (Экспериментальная тектоника..., 1982; Экспериментальная тектоника..., 1987).

Так, в работе (Фатхуллаев, 1985), на основании результатов изучения структур рудных полей Средней Азии, было показано, что гидротермальные месторождения приурочены к зонам хрупкого разрушения и различного уровня максимальных касательных напряжений, а также к разломам, которые к моменту рудообразования находились в разгруженном состоянии.

Эти и другие экспериментальные данные позволили сделать вывод о важности и необходимости изучения напряжённодеформированного состояния земной коры, поскольку, с одной стороны, «данные о деформациях дают геологам возможность более точно интерпретировать значения мелкомасштабных и крупномасштабных образований в деформированной зоне, правильно составлять палинспастические разрезы и сопоставлять архитектуру горных пород с процессами крупных перемещений, которые происходят в земной коре» (Рэмзи, 1984), а с другой – изучать механизмы формирования структур и прогнозировать с их пределах участки, перспективные на оруденение.

Основным энергетическим источником большинства геологических процессов является гравитация. Силе тяжести принадлежит ведущая роль в структурообразовании; она определяет тектоническую нарушенность и проницаемость геологической среды, имеющих решающее значение при рудоотложении. Благодаря гравитации закономерно изменяются плотность, проницаемость и другие свойства геологической среды.

Если бы земная кора была однородной по строению и по плотности вещества (а в равной мере и по другим физическим свойствам), то её напряжённое состояние, обусловленное гравитацией, описывалось бы формулами А. Н. Динника (Динник, 1957). Но кора Земли неоднородна. Наличие в ней плотностных неоднородностей различной формы и размеров и прихотливое изменение свойств обусловливает её сложное напряжённодеформированное состояние. Это состояние и приводит к формированию разнообразных пликативных и дизъюнктивных структур, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения и рудопроявления полезных ископаемых, т. е. деформационная структура геологической среды контролирует «в какой-то степени», как отмечал Х. Рамберг (Рамберг, 1985), протекающие в ней процессы. Поэтому представляет и теоретический, и практический интерес вопрос о характере деформирования геологической среды плотностными неоднородностями и о пространственном взаимоотношении этих деформаций с рудообразованием. Ниже эти вопросы рассмотрены на примерах
результатов тектонофизического анализа поля силы тяжести Берёзовского золоторудного, Ново-Шемурского медноколчеданного месторождений и Тагило-Кушвинского железорудного района.

## 2.1. Берёзовское золоторудное месторождение

Березовское золоторудное месторождение, открытое Е. С. Марковым в 1745 г., расположено в 12 км на северо-восток от г. Екатеринбурга. Его эксплуатация с 1748 г. положила начало развития золотодобывающей промышленности не только на Урале, но и в России.

Современные представления о геологическом строении Березовского рудного поля основываются на результатах исследований, полученных Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской, П. И. Кутюхиным, Б. В. Чесноковым, В. Н. Сазоновым, В. В. Бабенко, В. М. Алешиным и другими учёными.

Березовское рудное поле расположено в пределах Арамильского синклинория, вблизи его северной границы. Этот синклинорий входит в состав Арамильско-Сухтелинского мегасинклинория Восточно-Уральского поднятия.

В районе Березовского месторождения выделены три структурно-вещественных комплекса (Сазонов, 1997): первый структурный комплекс – океанический, сложенный серпентинизированными гарцбургитами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации габбро и примитивными высокотитанистыми диабазами, лавами, иногда туффитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями ордовикско-силурийского возраста (O-S); второй и третий структурные комплексы – коллизионные, разных возрастов (С и Р), представленные гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации и дайками гранитоид-порфиров. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в пределах месторождения полого падают на север. Вулканогенно-осадочные породы объединяются в два субкомплекса: нижний – представлен базальтовыми лавами, туфобрекчиями, туффитами и кремнистыми осадками; верхний – диабазовый. Общая мощность субкомплексов около 1,2 км.

Интрузивные породы относятся к трем типам формаций: дунит-гарцбургитовой, габбровой и гранитной. К дунит-гарцбургитовой формации принадлежат Шарташский и Пышминско-Березовский гипербазитовые массивы условно силурийского возраста. Они слагаются серпентинитами, тальково-карбонатными породами. Шарташский массив представлен двумя пластообразными телами мощностью от 70 до 260 м. Он окаймляет с севера и востока Шарташский гранитоидный массив. Пышминско-Березовский массив в северной части рудного поля ограничен с севера массивом габбро. Его мощность меняется от 200 до 70 м. Северный контакт с габбро падает на север довольно круто (30-80°). Габбровая формация представлена Пышминско-Березовским массивом габбро, массив имеет субширотное простирание и мощность 600-800 м (по геофизическим данным). Пред-

ставителем гранитной формации является Шарташский гранитоидный (адамеллитовый) массив. Он имеет неоднородное строение, что обусловлено трехфазовым внедрением адамеллитов (крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые) и сопутствующих даек разнообразного состава (от лампрофиров до аляскитов).

Породы Березовского рудного поля сильно тектонизированы. Причиной тектонизации явились коллизионные процессы, которые датируются по абсолютному возрасту магматитов и метаморфитов-метасоматитов. Возраст адамеллитов Шарташского массива составляет 330-350 млн лет ( $C_1$ ); для березитов Березовского месторождения верхний предел возраста 320 млн лет (Сазонов, Огородников и др., 1999). Коллизионные процессы обусловили интенсивное рассланцевание, меланж, оталькование, лиственитизацию ультрабазитов и формирование гранитоидных массивов и дайкового комплекса.

Березовское месторождение (рис. 8) представлено рядом свит (пучков) даек гранитоид-порфиров субмеридионального, северо-восточного, редко субширотного простирания. Большая часть даек имеет крутое (до вертикального) падение. Дайки обычно березитизированы, включают множество поперечных лестничных золотоносных кварцевых жил, которые имеют дискретное распределение (выделяются участки с различной насыщенностью жилами) в теле даек. На месторождении развиты также красичные кварцевые жилы, выходящие за пределы даек

или пространственно с последними не связанные. Такие жилы отчетливо контролируются разломами широтного простирания. Их основное количество сосредоточено на северном фланге месторождения, где они прослеживаются через все Березовское рудное поле (Бородаевский, Бородаевская, 1947).

В районе Березовского рудного поля сейчас известно более 400 даек гранитоид-порфиров и несколько даек габбродиабазов и лампрофиров. С гранитоид-порфирами тесно сопряжено золотое оруденение кварцево-жильного типа. Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской (Бородаевский, Бородаевская, 1947) было установлено, что дайки гранитоид-порфиров сложены породами нескольких петрографических типов и каждый из них обособлен хронологически в определенной последовательности.

Помимо классификации даек, предложенной Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской, существуют также классификации В. Ф. Казимирского и Ю. И. Берзиной (6 стадий внедрения), И. Т. Самарцева (8 стадий), В. М. Алешина, И. С. Биянова (6 стадий). Различия в классификациях относятся к позициям малочисленных даек, в частности лампрофиров. В отношении наиболее многочисленных даек плагиосиенит-порфиров (1 стадия) и плагиогранит-порфиров (завершающая стадия), авторы клас сификаций едины.



Рис. 8. Геологическая карта Березовского рудного поля (Рапопорт и др., 1994):

- 1 метадиабазы  $(S_{1\nu 2})$ ; метабазальты  $(S_{1\nu 1})$ ; метаосадочные породы  $(S_{1\nu 1})$ ;
  - 4 метаосадочные породы (S<sub>111</sub>); 5 дайки: И Ильинская,
  - Е Елизаветинская, В Второпавловская, С Соймоновская;
  - 6 граниты (C<sub>1</sub>) Шарташского массива; 7 габбро-диабазы (D<sub>2</sub>);
  - 8 серпентиниты (D<sub>1-2</sub>); 9 разрывные нарушения; 10 шахты:

С – Северная, Ю – Южная, Ц – Центральная-Разведочная

(на рис. 8 принята система координат Березовского рудника; сетка через 1 км)

Протяженность и мощность даек, в общем, не зависят от слагающих их пород. Дайки всех систем обладают значительной протяженностью (в среднем 1,5-2 км, но некоторые прослеживаются по длине на 9 км). Мощность их 8-10 м, постоянна как по падению, так и по простиранию. Дайки сохраняют прямолинейность и мощность при пересечении столь различных в механическом отношении сред, как граниты, палеозойские слоистые образования и серпентиниты. Более поздними работами (Бабенко, 1975) установлен волнистый характер поверхности даек. Выделена волнистость нескольких порядков.

Простирание даек преимущественно меридиональное и северо-северо-восточное, но многие протягиваются по диагональным и широтным азимутам. Закартированные дайки как бы расчленяются на 2 свиты (см. рис. 7), стремящиеся к соединению в южном направлении, в районе выходов шпанчевских гранитов, и расходящиеся на севере. Количество даек к югу, то есть при приближении к гранитным массивам, резко возрастает. Многие из них входят в контуры этих массивов. В северном направлении дайковые свиты постепенно затухают, полностью прекращаясь близ южной границы габбро в долине р. Пышмы.

Основные продуктивные дайки – это дайки крутопадающие на восток, крутопадающие на запад и пологопадающие на юго-восток. Из шести типов даек по составу продуктивными являются дайки трех типов: гранит-порфиров I цикла (пологопадающие на юго-восток), гранит-порфиров II цикла (крутопадающие на восток и на запад, представлены всего 2 дайками), плагиогранит-порфиров II цикла, самых многочисленных среди продуктивных даек (крутопадающие на восток и запад) (Бабенко, 1975).

Золото на месторождении связано с кварцевыми жилами золотоносной формации – полосовыми, залегающими в дайках, и красичными, залегающими во вмещающих породах. Жилы – главный, но не единственный концентратор золота. Часть его добывается из березитов и лиственитов, где золото связано с пиритом. В работе (Бородаевский, Бородаевская, 1947) отмечено, что между полосовыми и красичными жилами нет никаких принципиальных различий как в структурном, так и в генетическом отношении. Обе эти категории жил обычно наблюдаются в ассоциации друг с другом.

Кварцевые жилы золотоносной формации образуют несколько систем:

 Крутопадающие широтные, поперечные или лестничные жилы, имеющие юго-восточное простирание с азимутами 108-110° и южное падение под углами 75-85°.

 Пологопадающие широтные; они имеют восток-юговосточное простирание с азимутами 90-110° и северо-восточное или юго-западное падение с углами 40-50°.

3. Диагональные жилы двух простираний: юго-восточного с азимутом 135° и северо-восточного с азимутом 45° при юговосточном или юго-западном падениях под углами около 45°. 4. Крутопадающие меридиональные (продольные) жилы с северо-восточным простиранием с азимутами 10-20° и падением на юго-восток под углами 60-90°.

Наиболее распространены широтные крутопадающие жилы (90 % полосовых и все красичные жилы), которые являются наиболее ценными в промышленном отношении. Красичные жилы на территории рудного поля почти всегда располагаются группами – свитами, обычно состоящими из 4-5, иногда 10 или более параллельных жил, длина которых обычно не превышает 25 – 40 м. Протяженность свит, в связи с тем, что жилы кулисно заходят концами одна за другую, составляет 200 – 300 м, иногда до 1 км. Расстояние между свитами колеблется от нескольких сотен метров до километра и более, а расстояние между отдельными жилами в свите – от 3-5 до 10-15 м. Морфология красичных жил отличается большим постоянством. Имея выдержанное простирание (юго-восточное 95 – 110°) и крутое падение (85 – 75°) всегда к югу, они почти не изменяют элементов залегания в зависимости от особенностей вмещающей среды и при длине до 150 – 200 м никогда не дают резких изгибов или сложных разветвлений. Контакты жил прямолинейны. Мощность их редко превышает 0,5 - 1 м, чаще она варьирует в пределах 0,1 – 0,3 м. Полосовые или лестничные кварцевые жилы, залегающие в дайках гранитоид-порфиров, распределены в них неравномерно. Некоторые дайки, протягивающиеся на 8 – 9 км и на всем этом протяжении содержат жильную сеть; другие пересекаются жилами лишь в отдельных интервалах; третьи почти совершенно их лишены.

В южной и центральной частях рудного поля распределение жил в общем равномерное, на каждые 2,5-3 м длины дайки приходится в среднем одна промышленная жила. К северу распределение полосовых жил становится менее равномерным. Здесь выделяются отдельные участки даек, в пределах которых жильная сеть настолько сгущается, что на 1 м длины дайки приходится одна или несколько жил. Установлено, что богатые жилами участки совпадают с местами пересечения с красичными жилами. Наиболее насыщенные жилами дайки падают под крутыми углами (гранит-порфиры II цикла и плагиогранитпорфиры). Дайки, падающие к востоку под сравнительно пологими (45 - 50°) углами, по степени насыщенности жилами немного уступают крутопадающим. Совсем иначе обстоит дело с дайками, пологопадающими на запад, к которым относится большинство даек плагиосиенит-порфиров и жильных диоритов. Они содержат полосовые жилы лишь в небольших количествах, за исключением небольших отрезков. В то же время проходящие вблизи них крутопадающие дайки весьма богаты жилами. Только в местах пересечения с красичными жилами пологопадающие к западу дайки несут нормальную жильную сеть.

Элементы залегания лестничных жил остаются одни и те же на площади всего рудного поля и почти не зависят от элементов залегания вмещающих их даек. Они простираются на юго-восток с азимутами 90 – 110°, причем наибольшее распространение имеют жилы с простиранием на юго-восток с азимутами 100 – 105° и крутым падением (70 – 80°, обычно южное). Протяженность жил по простиранию определяется мощностью дайки и обычно равна 10 – 12 м.

Тектонические движения послерудного периода в общем были не значительны по масштабу; поздние движения, иногда приводящие к дроблению кварцевых жил, смещали жилы на расстояния, редко превосходящие их мощность. Околорудные изменения, сопутствующие кварцевым жилам, представлены метасоматитами березит-лиственитовой формации. Характеристики метасоматитов детально рассмотрены в работах (Бородаевский, Бородаевская, 1947); Золотоорудение..., 1997; Сазонов, Огородников и др., 1999).

Установлено, что листвениты и березиты в рудном поле образовались одновременно после внедрения даек плагиогранит- и гранит-порфиров, а пропилиты – до даек плагиогранити гранит-порфиров. Кварцевые жилы в рудном поле формировались главным образом за счет кремнезема, выносившегося из пород при их метасоматической переработке. В кварцевых жилах установлено три генерации пирита; две последние представлены мелкозернистым золотоносным пиритом. Золотоносное оруденение образовалось из щелочных растворов позже лиственитов, березитов и кварцевых жил. Руды Березовского рудного поля малосульфидные (содержание сульфидов не превышает 3 –

5 %). Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидах) формами. Пробность золота колеблется в пределах 840 – 980. Источник гидротерм, обусловивших образование Березовского месторождения, гетерогенный: существенная часть его генетически связана с гранитоидами, часть поступила из вмещающих пород.

Большой интерес представляет вопрос о том, каким причинам обязана столь резко проявленная избирательная приуроченность жил к дайкам гранитоид-порфиров и каковы силы и связи, которые ее обусловили. В работе (Бородаевский, Бородаевская, 1947) сделан вывод о том, что возникновение трещин, выполненных жилами, связано с тектоническими причинами, едиными для всего рудного поля. Жильные трещины возникли после внедрения самой молодой из дайковых формаций, и это было одноактным тектоническим процессом. Особенности морфологии и детали строения лестничных и диагональных жил соответствуют представлению о сколовых и отрывных трещинах, возникающих одновременно, заполнявшихся одновременно и закономерно сопряженных между собой. Представление об отрывной природе трещин, заполненных лестничными жилами, хорошо согласуется с особенностями их внутреннего строения. Массивное крупнозернистое строение, обилие друзовых пустот, развитие поперечно-волокнистых текстур и т. д. свидетельствуют о том, что в период заполнения жильным веществом они были зияющими. Напротив, слоисто-плитчатое сложение кварца,

выполняющего диагональные жилы, указывает, что они в момент заполнения претерпевали сжатие. В работе (Бородаевский, Бородаевская, 1947) рассмотрено несколько возможных механизмов возникновения трещин, выполненных кварцевыми жилами. Рассмотрены варианты трещин как системы сопряженных сколов, кручения др., и авторы приходят к выводу, что главной и достаточной причиной раскрытия трещин могло явиться сжатие в меридиональном направлении. Согласно работе (Сазонов, Огородников и др., 1999), трещинные структуры, выполненные жилами, сформировались в результате деформаций сдвигового типа.



Рис. 9. Схемы поля силы тяжести (*a*) и локальных аномалий силы тяжести (б) района Берёзовского месторождения (Болотнова, 2007; Болотнова, Филатов, 2010) Анализ деформационной характеристики района Березовского месторождения был выполнен с использованием результатов тектонофизического анализа поля силы тяжести, проведённого на территории Екатеринбургского мегаполиса (Болотнова, 2007; Болотнова, Филатов, 2010), частью которой является Березовское рудное поле. Фрагменты схем поля силы тяжести и локальных аномалий силы тяжести представлены на рис. 9, *a*, *б*.



Рис. 10. Схема главных компонент деформации e<sub>1</sub> и e<sub>2</sub> (Болотнова, 2007; Болотнова, Филатов, 2010): 1 – контуры массивов интрузивных пород: I – Верх-Исетский; II – Шувакишский; III – Уктусский; IV – Шарташский; V – Свердловский; VI – Широкореченский ; 2 – растяжение; 3 – сжатие Результаты тектонофизического анализа в виде схем главных компонент деформации (растяжения и сжатия) и дилатации представлены на рис. 10, 11.



Рис. 11. Фрагмент схемы дилатации θ района Березовского месторождения (Болотнова, 2007; Болотнова, Филатов, 2010)

На площади Березовского рудного поля главные оси растяжения и сжатия, а также изолинии дилатации приведены на рис. 11. В южной и центральной частях рудного поля имеется растяжение по двум взаимно перпендикулярным направлениям (см. рис. 11), причем наибольшее растяжение имеет преимущественно северо-северо-восточное направление. Зона такого площадного растяжения охватывает всю южную часть рудного поля, т. е. около 2/3 площади. Зону площадного растяжения окаймляет зона одностороннего растяжения шириной до 1,5 км в северной части, в районе северной группы шахт. И только в самой северной части рудного поля наблюдаются малые по величине деформации растяжения и перпендикулярные им столь же малые деформации сжатия.

На рис. 12 показана осевая линия зон площадного и одностороннего растяжения, которая имеет субмеридиональное направление со склонением к востоку. На юге зона растяжения разделяется на две – юго-западного и юго-восточного направлений. Дилатация в пределах рассматриваемой площади положительная за исключением небольшого участка в северной части рудного поля, т. е. на большей части рудного поля происходит объемное расширение геологической среды. Наибольшая дилатация отмечается в юго-западной части рудного поля, в восточной части Шарташского гранитоидного массива, где оно превышает 160 условных единиц.

Необходимо отметить, что тектонофизический анализ был выполнен на площади двух листов масштаба 1:200000, от Верх-Исетского гранитного массива на западе до Мурзинского гнейсового комплекса на востоке, и ни один гранитоидный массив не характеризуется такими высокими значениями дилатации, как Шарташский. Даже для Верх-Исетского массива дилатация немного превышает 120 единиц.



Рис. 12. Схема результатов тектонофизического анализа гравитационного поля по Березовскому рудному полю (Кадышева, Сомов и др., 2009;Сомов, Кадышева и др., 2010; Кадышева, 2011; Кадышева, 2012):

То есть можно говорить об аномально высоком значении дилатации для Шарташского массива гранитоидов.

В работе (Бородаевский, Бородаевская, 1947) отмечено, что дайки двух наиболее молодых циклов: гранит-порфиры II цикла и плагиогранит-порфиры сгруппированы в два расходящихся к северу пучка. В восточном пучке они при преимущественном простирании на северо-северо-восток с азимутом  $15^{\circ}$ имеют западное падение; в западном пучке они имеют восточное падение под углом около  $65 - 70^{\circ}$  при простирании на северо-северо-восток с азимутом  $5^{\circ}$  и северо-запад с азимутом  $350^{\circ}$ . Если продолжить мысленно указанные направления даек на глубину, то окажется, что их пересечение произойдет в северной части рудного поля примерно на глубине 2,5 - 3 км, в южной – на глубине 1,5 - 2 км. Числа даек растёт с севера на югу.

По разрезам, взятым в работе (Бородаевский, Бородаевская, 1947) и отстроенным до глубин 300 – 400 м, дайки указанных двух последних циклов были протрассированы на глубину до их пересечения. Пересечения даек по каждому разрезу образуют некоторую зону. Контуры этой зоны вынесены на рис. 10.

 <sup>1 –</sup> шахты, рудники; 2 – глубина кровли гранитов по геофизическим данным (в км); 3 – направления растяжения (со стрелками) и сжатия (без стрелок);
 4 – контур зоны площадного растяжения (два штриха) и одностороннего растяжения (один штрих); 5 – оси зоны площадного растяжения первого порядка (одна точка) и второго порядка (две точки); 6 – изолинии дилатации (в условных единицах); 7 – контур зоны пересечения даек с указанием глубин пересечений (в км); 8 – контур зоны промышленного золотого оруденения Березовского рудного поля

Кроме ширины зоны указаны и средние глубины пересечения даек: у западного края зоны, у восточного и в центре. Указанная зона пересечения даек имеет субмеридиональное направление с некоторым склонением к востоку и в целом хорошо совпадает с осевой линией зоны растяжения, установленной по результатам тектонофизического анализа гравитационного поля. Только в районе разрезов по линиям VI – VI и XII – XII зона сдвинута к востоку. Глубины пересечения даек в южной части зоны составляют 1,5 – 2 км, как указано в работе (Бородаевский, Бородаевская, 1947). В северной же части они составляют 3,5 – 4 км. На рис. 10 показаны глубины до кровли гранитов по геофизическим данным (Золотоорудение..., 1997). Сопоставляя эти глубины с глубинами пересечения даек, можно видеть, что последние находятся глубже, чем кровля гранитов. Это может свидетельствовать не только о пространственной, но и генетической связи даек гранитоид-порфиров и Шарташского гранитоидного массива, что признается многими исследователями.

Приведенные данные позволяют считать, что аномально высокая дилатация в восточной части Шарташского гранитоидного массива, к востоку от него и в направлениях на северосеверо-восток создали благоприятные условия для заложения крутопадающих разломов северо-северо-восточного направления, выполненных дайками. В южной части участка, где дилатация выше, наблюдается увеличение числа даек. К северу при

уменьшении дилатации их число сокращается и они практически не выходят за нулевую линию дилатации.

Другим важным вопросом является позиция золотого оруденения на картах результатов тектонофизического анализа гравитационного поля. На рис. 11 показаны золотодобывающие шахты (Березовское золоторудное..., 2005), дайки, выработанные с поверхности, а также контур, охватывающий все рудники, шахты и выработанные дайки. Контур близок к кругу диаметром 7 км с центром вблизи шахты им. Ленина. В контур входят все красичные жилы, южнее их нет. Дилатация в контуре, охватывающем промышленное золотое оруденение, не превышает 0 – 80 условных единиц. На схеме главных значений деформации видно, что в южной части рудного поля главные оси растяжения имеют строго северо-восточное направление. В пределах контура, охватывающего промышленное золотое оруденение, преобладают субширотное и диагональные направления. С диагональным направлением растяжения в северо-западной части рудного поля совпадает серия жил габбро-диабазов, дайки плагиосиенит-порфиров богоявленской свиты и некоторые другие.

Таким образом, отложение золота происходило в зоне умеренно низкой деформации геологической среды. В работе (Золотооруденение..., 1997) отмечается, что метасоматическая и рудная зональности являются продуктом зонально построенного температурного поля, наведенного Шарташской гранитной интрузией. Сказанному не противоречит тот факт, что золотое

оруденение сформировалось в условиях умеренно-низкой деформации, так как в обстановке сильной проницаемости не создается условий для отложения рудной компоненты (Филатов, 1990).

Результаты тектонофизического анализа позволили установить особенности поля деформации золоторудного месторождения, связанного с гранитоидным массивом, которые при благоприятной геологической обстановке, вероятно, можно рассматривать как критерии или поисковые признаки потенциальных рудных полей в разрывных структурах, связанных с неоднородной геологической средой, обусловленной существованием интрузивных массивов:

1. Аномально высокое значение дилатации геологической среды, превышающее 160 условных единиц, в пределах гранитоидного массива и вблизи него способствовало образованию разломов и трещин, выполненных дайками гранитоидов и золотоносных кварцевых жил. Если дилатация в 160 условных единиц способствовала образованию крупного Березовского месторождения, то при дилатации в 120 – 160 условных единиц, вероятно, могло произойти образование менее крупных, но значимых месторождений, в т. ч. без поля даек, связанных с сериями кварцевых жил и зон окварцевания.

 Аномально высокая дилатация обеспечивается положением гранитоидного массива между двух крупных массивов высокой плотности: в 2,5 км к юго-юго-западу от Шарташского массива расположен Уктусский гипербазитовый массив, где отрицательная дилатация достигает 300 условных единиц, а в 5 км к северо-востоку – Пышминско-Березовский массив габбро, где дилатация достигает 100 условных единиц.

 Район распространения золотого оруденения находится на периферии зоны с максимальным уровнем дилатации, в интервале от 0 до + 80 условных единиц.

 Район распространения золотого оруденения характеризуется низким горизонтальным градиентом дилатации: 12 – 15 условных единиц на 1 км.

5. Направление оси зоны площадного растяжения отражает направление ориентировки разломов, выполненных дайками двух последних генераций, наиболее ценных в промышленном отношении. Можно предположить, что в иных случаях, при меньшей дилатации, ось зоны может указывать направление разломов, трещин, выполненных кварцевыми жилами, либо зон окварцевания.

6. Рудное поле располагается в северном замыкании зоны растяжения, выходя за ее пределы на север до линии нулевой дилатации. Рудному полю соответствуют умеренное и малое растяжение с преобладанием субширотной (вкрест оси зоны) и диагональной ориентировок главных направлений деформации. В самой северной части рудного поля наряду с растяжением отмечаются крайне малые сжатия. Но нет ни одного случая двустороннего сжатия.

 По гравиметрическим данным Шарташский массив погружается на северо-восток под Березовское рудное поле под углами 25 – 30°.

8. В пределах контура промышленного золотого оруденения глубина залегания гранитоидов меньше, чем глубина пересечения даек, что может свидетельствовать не только о пространственной, но и генетической связи даек гранитоидпорфиров и Шарташского гранитоидного массива.

## 2.2. Ново-Шемурское медноколчеданное месторождение

В географическом отношении Ново-Шемурское медноколчеданное месторождение находится в западной части Ивдельского района Свердловской области, в 40 км к западу от г. Ивделя.

В структурно-геологическом отношении рудное поле месторождения расположено в западном борту Тагильского эвгеосинклинального прогиба, в промежутке между габброидным массивом Денежкин Камень, точнее, его северным отрогом г. Журавлев Камень (абс. отм. 782 м) и габбро-диоритовым Южно-Помурским интрузивным массивом. Оба массива, как известно, входят в состав габброидных массивов Платиноносного пояса Урала. Расстояние между массивами составляет около 18 км.

К настоящему времени в этом районе известно Тарньерское медноколчеданное месторождение, приуроченное к экзоконтактовой зоне Южно-Помурского массива и находящееся от него к северо-востоку. В 4 км к востоку от Тарньерского месторождения расположено Третье Северное скарново-магнетитовое месторождение.

В пределах вулканогенной полосы межмассивного промежутка известны два медноколчеданных месторождения – Шемурское и расположенное от него в 3 км к юго-востоку Ново-Шемурское, а также Южно-Шемурское рудопроявление. Расстояние от южной оконечности Южно-Помурского интрузивного массива до Ново-Шемурского месторождения составляет 8 км.

Ново-Шемурское медноколчеданное месторождение было открыто в сентябре 1976 г. геологами Северной геологоразведочной экспедиции в связи с определением геологической природы двух аномалий: локальной положительной аномалии силы тяжести и аномалии вызванной поляризации (ВП).

Гравитационная аномалия, вытянутая в северо-северозападном направлении, состоит из двух фрагментов: северного и южного (рис. 13). Северный фрагмент овален в плане и вытянут в субмеридиональном направлении. Его интенсивность около 1,5 мГал. Плановые размеры фрагмента по замкнутой изоаномале 0,5 мГал составляют  $250 \times 150$  м; величина горизонтального градиента по всем направлениям относительно точки экстремума примерно одинакова и изменяется в интервале 60-100 *E* (Этвеш), что может свидетельствовать о субвертикальном падении контактов источника аномалии. Южный фрагмент аномалии имеет в плане ромбовидную форму. Его интенсивность около 2,8 мГал. Длинная ось фрагмента, протяженность которой по замкнутой изоаномале 1,0 мГал, составляет около 800 м, ориентирована в северо-западном направлении; длина короткой оси северо-восточной ориентировки составляет около 700 м. Горизонтальные градиенты на северовосточной и северо-западной сторонах фрагмента примерно одинаковы и оценены в 160 E, а на юго-западной и юговосточной сторонах оценены в 70 E. Это может свидетельствовать о падении источника аномалии на юго-восток по направлению простирания длинной оси фрагмента.

Качественный анализ параметров гравиметрической аномалии позволяет сделать следующие выводы: во-первых, что ее источник (или источники) компактен, обладает большой плотностью и малой глубиной залегания; во-вторых, в пределах участка гравиметрической аномалии была выявлена аномалия поляризуемости интенсивностью более 10 %. Такая высокая поляризуемость характерна для объектов, представленных прожилково-вкрапленными рудами. В-третьих, участок с аномальными геофизическими характеристиками находится вблизи Шемурского месторождения. Эти три обстоятельства позволили считать участок очень перспективным на обнаружение в его пределах рудопроявления или месторождения медноколчеданных руд. Форма и положение обоих фрагментов гравитационной анома-

лии точно соответствуют форме и позиции горизонтальной проекции оруденения на дневную поверхность (рис. 14).



Рис. 13. Схема аномалий силы тяжести в топографической редукции Буге с поправкой за рыхлые отложения





В последующие годы на месторождении был выполнен широкий комплекс геологических, геофизических, геохимических, петрофизических и иных исследований, результаты которых дали всестороннее представление о нем. На месторождении было пробурено около 250 поисковых и разведочных скважин глубиной от 80 до 995 м (средняя глубина опоискования месторождения составляет около 380 м) (Юрин, Фролов и др., 1986; Санкович, Киркин, 1986).

В результате выполненных исследований было определено, что вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, развитые в промежутке между массивами Денежкин Камень и Южно-Помурским, представляют собой отложения контрастной риолитбазальтовой вулканогенной формации натровой серии. На основе выявления заметных литолого-фациальных, петрографо-петрохимических, геохимических особенностей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, слагающих геологический разрез мощных (более 1000 м) накоплений контрастной формации, создалась возможность расчленить его на два этажно залегающие ритма контрастного вулканизма: ранний, выделенный как отложения нижнешемурской толщи, и последующий - как отложения верхнешемурской толщи. В каждой толще нижняя половина разреза представлена преимущественно базальтами и долеритами, а верхняя – вулканитами кислого петрохимического состава. При этом промышленное медно-колчеданное оруденение сосредоточено в породах кислой подтолщи нижнешемурской толщи, а в верхнешемурской толще буровыми и геолого-съемочными работами не выявлены не только

колчеданные руды, но и участки проявления околорудных метасоматитов (Юрин, Воронов и др., 1989). Определению относительного возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород также дополнительно способствовали сборы и диагностика конодонтовой фауны (Анцыгин, Шурыгина и др., 1988). На основании находок конодонтов возраст отложений нижнешемурской толщи датирован как ашгильский верхнего ордовика, а верхнешемурской - как ландоверийский нижнего силура. Также по ряду коренных выходов красно-коричневых яшм в надрудной части пологопадающих на восток вулканогенных стратифицированных отложений основного и кислого состава была собрана фауна радиолярий. По данным калий-аргонового метода после предварительного минералогического изучения серицита из подрудныхметасоматитов, возраст толщ определён в 460 млн лет (Юрин, Воронов и др., 1989), что хорошо согласуется с данными определения относительного возраста. Следует подчеркнуть, что Ново-Шемурское месторождение является одним из самых древних колчеданных месторождений в Тагило-Магнитогорском прогибе.

В орографическом отношении Ново-Шемурское месторождение расположено в приподошвенной восточной части Шемурского хребта. Пологие платообразные вершины хребта, осложненные останцовыми скальными грядами, к западу от месторождения достигают высоты 820,4 м. К восток-северо-восто-ку от месторождения выступает заметная в рельефе местности пологая возвышенность (абс. отм. 603,2 м), в предыдущие годы названная Ю.С. Каретиным экструзивным куполом дацитов. На юговостоке от месторождения возвышается г. Кобылья (абс. отм. 504,7 м). На юге в 2 км от месторождения расположена г. Сокол (абс. отм. 543,8 м), которая является эрозионным останцом фрагмента надрудной верхнешемурской толщи, сложенной подушечными лавами и охваченной туфами базальтов. Ю.С. Каретин назвал эту возвышенность базальтовым шлаковым конусом.

В структурном отношении месторождение (рис. 15) расположено на склоне эффузивно-экструзивного купола, имеющего в плане овальную форму и вытянутого в северо-северозападном направлении на расстояние 1500 м при ширине около 1200 м; высота купола с учетом эродированной части оценена в 500-600 м; северные склоны купола наклонены под углом более 30°, южные – около 45-50°; в вертикальном сечении купол имеет грибообразную форму.

Центральная часть купола или его ядро сложено массивными фельзитовыми дацитами. На ядре залегают пенистые лавы, сваренные пемзовые и флюидальные туфы и перлиты. Мощность лав достигает 100 м, а в подводящих каналах, по которым они перемещались, сформировались крутопадающие тела дацитов. Пемзовые туфы образуют потоки мощностью до 20 м и протяженностью до 200 м. Движение потоков происходило по субвертикальным каналам, в которых позднее образовались тела кластолав внедрения. Перлиты образуют самостоятельные потоки мощностью 5-10 м при протяженности до 70 м.



Рис. 15. Геологический план Ново-Шемурского месторождения (Юрин, Фролов и др., 1986). Вулканогенные породы:
1 – базальт (плагиоклазовый, пироксен-плагиоклазовый), долерит;
2 – межпотоковый агглютинат базальтов и долеритов; 3 – дацит-плагиоклазовый, редко кварц-плагиоклазовый; 4 – пенистая кислая лава, иногда с обрывками



пемзы; 5 – межпотоковые агломератовые образования дацитов (лавобрекчии, кластолавы, спекшиеся туфы); 6 – туф кислого состава; 7 – туф смешанного состава; 8 – эффузивный кварц-плагиоклазовый риодацит. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы: 9 – туффит кремнистый, яшма. Жильный

комплекс: 10 – риодацит кварц-плагиоклазовый, редко плагиоклазовый или амфибол-кварцплагиоклазовый; 11 – дацит плагиоклазовый; 12 – габбро-долерит; 13 – долерит. Метасоматиты: 14 – брекчия метасоматическая, тектоно-метасо-

матическая; 15 – метасоматит, состоящий из кварца и серицита; 16 – метасоматит, состоящий из переменных количеств серицита, хлорита и кварца; 17 – метасоматит, состоящий из кварца и хлорита; 18 – хлоритолит. Рудная минерализация: 19 – прожилково-вкрапленная пиритная минерализация (серы от 10 до 35 %); 20 – вкрапленность пирита (серы от 3 до 10 %);

21 – предполагаемая рудная масса по геологическим и геофизическим данным;
22 – забалансовая руда. Сорта руд: 23 – медная руда (0,5%); 24 – медно-цинковая руда;
25 – серный колчедан рядовой (35%);
26 – серный колчедан сульфизатор (35%, 0,5%, 0,2%, 1,0%). Прочие обозначения:
27 – разрывные нарушения; 28 – элементы
залегания пород; 29 – ориентировка: а) флюидности;
б) сланцеватости; 30 – обнажения коренных пород; 31 – скважины: а) детальной разведки;

б) пробуренные ранее; в) опробованные на газовый анализ; г) с результатами проб на вторичную медь более 15 %; 32 – контур карьера Выше по разрезу залегают массивные лавы дацитов. На границах лавовых потоков находятся кластолавы, лавобрекчии, туфы. Мощность отдельных потоков около 10-15 м при протяженности до 300-500 м. То, что ранее было подводящими каналами, позже стало субвулканическими телами дацитов.

Как показали результаты буровых работ и документации керна картировочных и разведочных скважин колонкового бурения, в южной части месторождения купол несогласно перекрыт породами верхней базальтовой толщи, а рудные залежи в северной же половине частично вскрыты эрозией и перекрыты коллювиальными отложениями небольшой мощности (10-12 м), сползавшими со склонов Шемурского хребта и его ближайших к месторождению отрогов.

Корневыми частями базальтовых и долеритовых потоков являются дайки основного состава, которые секут колчеданные руды и вмещающие породы. Кроме даек основного состава, развиты дайки мегафировых риодацитов, являющихся аналогами покровов кислых лав верхней кислой толщи.

Простирание этих даек северо-северо-западное и северовосток-восточное; их мощность составляет первые десятки метров, но не более 60 м. Дайки кислого состава более молодые, поскольку они секут дайки основного состава.

Купол рассечен синвулканическим разломом субмеридиональной ориентировки; падение зоны разлома восточное под углами от 50 до 75°. Он является рудораспределяющим и рудолокализующим, поскольку с ним связан метасоматический ореол и колчеданообразование. Внутренняя часть этого ореола сложена серицит-кварцевыми породами, которые к периферии ореола сменяются серицит-хлорит-кварцевыми и далее хлориткварцевыми породами, переходящими в частично измененные эпидотизированные породы. Максимальная ширина ореола составляет от 300 до 500 м на самом месторождении и уменьшается до 150-200 м к северу от него.

Разломная зона, являясь долгоживущей, имеет сложную форму, сложена тектоно-метасоматическими брекчиями, выклинивается в верхних кислых толщах и в породах базальтовой толщи уже не картируется. Зона, вероятно, была подновлена в поствулканический период тектоническими подвижками, обусловившими блоковый характер новообразованной структуры, осложнившей строение месторождения. Дайковый комплекс практически не нарушен разломной зоной, служит для нее своеобразным упором, препятствующим развитию ее южной дистальной части.

Визуальный анализ графического отображения позиции оруденения по продольному профилю показывает, что все северные линзы и часть колчеданного оруденения, уцелевшая от эрозии и составляющая северные апофизы всей рудной массы южной половины месторождения, имеют практически горизонтальное залегание. Основное же оруденение южной половины

месторождения неравномерно, уступообразно скатывается на юг под углами 45-60°.

Месторождение состоит из двух основных рудных залежей, вытянутых вдоль рудоподводящего разлома в меридиональном направлении на 1050 м. Рудные тела залегают в верхней части горизонта пористых пород и в расположенном выше лавовом горизонте. По отношению к ореолу метасоматически измененных пород рудные тела расположены на его верхней границе с перекрывающими породами. Первая залежь расположена южнее разведочной линии 20 (см. рис. 14), имея в плане изометричную форму с почти одинаковыми размерами по простиранию и вкрест простирания, равными 50 м; падение западного контакта залежи западное под углами 30-35°, восточного – восточное под углами 20-25°; склонение южное под углом около 45°. Максимальная мощность рудного тела не превышает 250 м. Верхняя половина залежи сложена медными и медно-цинковыми рудами, нижняя – серным колчеданом; западный фланг представлен сплошными рудами медно-цинкового состава; восточный состоит из руд различных типов и сортов.

Вторая залежь имеет в плане форму неправильного овала; ее длина около 520 м, размеры вкрест простирания изменяются от 100 до 220 м; залежь падает на запад под углами 30-45° и сложена она в основном серным колчеданом. Если верхняя часть рудной залежи залегает согласно с вмещающими породами, то нижняя – корневая, расположенная в пределах рудоподводящего разлома, непосредственно над тектоно-магматическими брекчиями, сечет вмещающие породы. От корневой части рудной залежи в южном, западном и восточном направлениях отходят небольшие апофизы, которые, как верхняя часть рудных тел, наблюдаются за пределами зоны метасоматически измененных пород на расстояниях до 200 м. Контакты рудных тел с вмещающими их туфами и межпотоковыми брекчиями здесь резкие, без плавных переходов, а руды богатые, чаще всего медно-цинковые. Характерная особенность (закономерность) в пространственном распределении руд заключается в их смене от нижней части залежи вверх и к флангам от серного колчедана на медную и медно-цинковую руду. Контакт корневой части главной рудной залежи с подстилающими породами плавный, сопровождающийся зоной прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд, которые и отмечаются аномалией поляризуемости более 10 %.

Кроме основных рудных залежей разведано 17 небольших рудных тел линзовидной и лентообразной форм, мощность которых составляет 10-20 м, протяженность 50-150 м, размеры вкрест простирания 50-70 м. Эти тела гипсометрически расположены на тех же уровнях, что и апофизы основных рудных тел; представлены они медно-цинковой рудой, часто с магнетитом, гематитом, реже с пирротином. Руды слоистые, слоистость согласная с напластованием вмещающих пород.

В сплошных рудах в ряде мест отмечались угловатые по форме, небольшие по размерам включения нацело хлоритизированных пород темно-зеленой однотонной окраски. Такие включения имеют четкие границы с тонкозернистой рудной массой. В сплошных рудах отмечаются участки густовкрапленных руд. Также в керне скважин в руде встречаются обломковидные хлоритовые включения, как частично, так и полностью замещенные серицитом. Из сопоставления таких фактов складывается представление о том, что тонкозернистый сульфидный субстрат массивных колчеданных залежей, заключающий хлоритовые включения, представляет собой своеобразную консервирующую основу, местами предохраняющую обломковидные хлоритовые породы от последующего метасоматического замещения серицитом. А в подрудных участках месторождения наблюдаются многочисленные признаки неравномерного метасоматического замещения хлоритсодержащих пород серицитом и кварцсерицитовым парагенезисом с наследованием вкрапленности и прожилковатости пирита, что, кстати, типично для многих колчеданных месторождений Урала (Юрин, 1981). Следует отметить, что разнообразные признаки замещения хлорита серицитом отмечались многими исследователями колчеданных месторождений Урала, начиная с первого десятилетия прошлого века Л. Дюпарком, А. Н. Заварицким и др.

В неравномерно осветленных метасоматически измененных породах нередко сохраняются реликтовые структурные
особенности, присущие вулканическим стеклосодержащим породам и вулканическому стеклу как кислого, так и основного составов. Это перлитовые, сферолоидные, эмульсионно-пятнистые, вариолито-комковатые, флюидально-расслоенные и др. структуры базиса, исходно возникшие в процессе остывания, кристаллизации и отвердевания магматического силикатного расплава по механизму ликвации. Следует заметить, что в прошлые годы при просмотре керна скважин и карьерных штуфов околорудных пород ряда колчеданных месторождений Урала, изучения шлифов под микроскопом и сопоставления микронеоднородностей строения кайнотипных вулканических стекол было обнаружено эмульсионно-глобулярное строение базальтового и андезитового вулканического стекла, псевдоморфно замещенного хлоритом, определенным как реликтовые структуры ликвации (Юрин, 1979).

Также особенностью состава и строения подрудных гидротермально-метасоматически измененных пород является наличие в них обилия клиновидных вертикально- и субвертикально ориентированных в пространстве тонких трещин разрыва сплошности силикатного субстрата, исходно массивного, литифицированного и хрупкого по своим физико-механическим свойствам. Мощность трещин 0,5-2,5 см. Менее распространены и маломощны (до 0,3 см) субгоризонтальные трещины. Полости различно ориентированных трещин выполнены силикатносульфидным минеральным парагенезисом: мелко- или среднезернистым агрегатом или разобщенными зернами пирита, погруженными в тонкочешуйчатую мономинеральную матрицу хлорита или серицита.

Надрудные и подрудные геохимические ореолы на месторождении существенно различаются (рис. 16). В надрудных ореолах, типичных для медноколчеданных месторождений (Pb, Zn, Ag, Cu), месторождение практически не проявляется из-за того, что рудные тела перекрыты мощным плащом (3-20 м) коллювиальных отложений.

Подрудные геохимические ореолы характеризуются большой мощностью. Они делятся на два основных типа:

– ореол Zn, Ag, Cd, Cu, Pb – ассоциации мощностью 10 –
 20 м, развитый с отрывом от рудного тела параллельно его по дошве и часто переходящий в субвертикальные зоны;

 – тыловой ореол Мо, Со, Си состава с преобладанием Мо до рудных концентраций, развитых под массивными серноколчеданными рудными телами.

Кроме этих двух типов в южной части месторождения установлены ореолы линзовидной и сложной форм над рудными телами, но без видимой с ними связи, а также ореолы флангового типа, ширина которых составляет первые десятки и протяженность первые сотни метров. Эти ореолы начинаются на выклинках рудных тел и, по мнению Юрина и др. (Юрин, Фролов и др., 1986), могут указывать на наличие на месторождении еще одного рудного горизонта.

Механизм образования месторождения заключается в следующем: «Поступавший по рудоподводящему разлому на дно палеобассейна рудный материал отлагался вблизи выхода разлома в виде линз, лент, небольших пластов. Рудоотложение происходило обычно во время локальных перерывов в накоплении лав, поэтому руды ассоциируются с обломочными продуктами вулканизма... Согласные рудные залежи захоранивались новыми потоками лав, на которые из продолжавшего функционировать рудоподводящего разлома поступали новые порции рудного вещества. Таким образом, сформировалась корневая часть рудной залежи. Верхняя ее часть, а также мелкие ... рудные тела сохранили признаки процесса осадочного рудоотложения. Следовательно, месторождение имеет комбинированный (эксгаляционно-осадочный и гидротермально-метасоматический) генезис» (Санкович, Киркин, 1986).

Хорошо известно, что изучение геологических структур и месторождений будет неполным, если не исследован механизм их формирования. Эта проблема решается на основе геодинамического анализа геолого-структурной информации. В. И. Старостин (Старостин, 1988), например, предложил дополнить морфологическую характеристику рудных структур следующими классификационными признаками: петрофизические свойства среды, термодинамические условия структурообразования, региональный тектонический режим, механизмы деформирования среды, структурный парагенезис и полихронность палеотек-



Рис. 16. Карта геохимических аномалий (Юрин, Фролов и др., 1986): 1 – комплексные геохимические аномалии, проявляющиеся в различной обстановке: а) одновременно в коренных породах, рыхлых отложениях, почвах (иногда в водах) – первой очереди проверки; б) второй и третьей очереди проверки; в) не требующие дальнейшей проверки; 2 – эндогенные ореолы в коренных породах (а); аномалии в рыхлых отложениях и коренных породах (второй очереди проверки) (б); 3 – в почвах (иногда в рыхлых отложениях), генерализованные: а) первой очереди проверки; б) второй и третьей очереди проверки; в) не требующие проверки; 4 – аномальные зоны тонической обстановки. Перечисленные признаки являются неслучайными: петрофизические свойства среды, термодинамика и региональная геотектоническая обстановка – это условия, в которых происходит формирование месторождения. Условия, в свою очередь, определяют механизм деформирования пород, приводящий к образованию структурного парагенезиса как совокупности пликативных и разрывных элементов, возникших в одном тектоническом режиме.

Полихронность же есть временная развертка процессов формирования структур. Таким образом, система признаков достаточно полно характеризует геодинамический процесс формирования структур, центральным моментом в изучении которого является оценка и анализ напряженно-деформированного состояния среды.

На Ново-Шемурском месторождении был выполнен тектонофизический анализ гравитационного поля с использованием результатов площадной гравиметрической съемки, проведенной в районе месторождения: масштаб съемки 1:10000, сеть измерения 200 × 50 м, средняя квадратическая погрешность ± 0,066 мГал.

(в числителе – спектр элементов-индикаторов, в знаменателе – номер аномалии или аномальной зоны); 5 – колчеданные месторождения (выходы рудных тел под рыхлые отложения); 6 – колчеданные и полиметаллические рудопроявления; 7 – бурожелезняковые рудопроявления; 8 – скважины, пробуренные ранее: а) мелкометражные; б) поисковые; 9 – скважины периода детальной разведки: а) мелкометражные; б) поисковые На самом месторождении (см. рис. 13) были выполнены более детальные измерения в масштабе 1:5000 по сети 50 – 100 × 20 м со средней квадратической погрешностью ± 0,06 мГал (Санкович, Киркин, 1986).

Для района Ново-Шемурского месторождения были выполнены расчеты в узлах квадратной сети  $100 \times 100$  м главных значений ( $e_1 > e_2 > e_3$ ) и главных направлений или главных осей тензора чистой деформации и первого инварианта тензора – дилатации.

На рис. 17 приведены результаты расчета первых двух главных значений тензора деформации ( $e_1$  и  $e_2$ ). Главные направления, соответствующие этим значениям, лежат в горизонтальной плоскости, т. е. в плоскости измерения поля силы тяжести, совмещенной с дневной поверхностью. Третье главное направление перпендикулярно этой плоскости, а соответствующее ему главное значение  $e_3$  изображено в виде линий равных значений на рис. 18. Все три главных значения являются и относительными растяжениями, и относительными сжатиями.

Из анализа результатов вычисления компонентов тензора деформации (см. рис. 17) следует, что главные значения (*e*<sub>1</sub> и *e*<sub>2</sub>) и главные направления в пределах месторождения резко отличаются и величиной, и ориентировкой от таковых для вмещающей среды.

На месторождении главные значения принимают максимальные величины как положительные (растяжение), так и от-

рицательные (сжатие). Область месторождения, характеризующаяся максимальными значениями деформации сжатия  $e_1$ , оконтурена зоной, которая характеризуется деформацией растяжения, а главные направления в ее пределах имеют радиальную ориентировку.



Масштаб 1:50000



Рис. 17. Схема главных значений тензора деформации *e*<sub>1</sub> и *e*<sub>2</sub> (Кадышева, Филатов и др., 2012; Кадышева, 2012): 1 – растяжение; 2 – сжатие; 3 – разведочные линии



Рис. 18. Схема главного значения тензора деформации *e*<sub>3</sub> (Кадышева, Филатов и др., 2012; Кадышева, 2012): 1 – изолинии *e*<sub>3</sub>; 2 – разведочные линии

На рис. 19 показаны результаты вычисления дилатации ( $\theta$ ), которая в пределах месторождения также является и отрицательной, и положительной.

Ранее (Гзовский, 1975; Старостин, 1979, 1988) на основании результатов тектонофизического анализа, выполненного на месторождениях различного генезиса, было установлено, что главные направления и главные значения тензора напряжения (то есть тензора чистой деформации) в их пределах резко отличаются от них же во вмещающей месторождения среде. Таким образом, изменчивость тензора напряжений (деформаций) является устойчивым и характерным признаком месторождений.



Рис. 19. Схема дилатации: 1 – изолинии дилатации; 2 – разведочные линии

Этот же вывод получен и для Ново-Шемурского месторождения, поскольку он представляет собой общую закономерность, присущую месторождениям. Но только этот вывод установлен не путем изучения деформационных структур месторождения: трещин, разрывов и др., как это делается в классическом тектонофизическом анализе, а на основе тектонофизического анализа аномального поля силы тяжести.

Главное значение  $e_1$  в пределах месторождения является деформацией сжатия и в несколько раз превосходит  $e_2$  и  $e_3$  (см. рис. 17 – 19). При таком характере деформирования в среде могут формироваться (или активизироваться) разрывные нарушения отрывного типа, ориентированные параллельно главному направлению или главной оси деформации, которой соответствует главное значение e<sub>1</sub>. На месторождении главное направление ориентировано в северо-восточном направлении. Такое же простирание имеют и дайки долеритов, кварц-плагиоклазовых риодацитов (см. рис. 15). Из сопоставления планового положения комплекса жильных пород и ориентировки главного направления деформации  $e_1$  можно предположить, что под действием гравитационной силы произошла деформация геологической среды с образованием в ней разрывных нарушений северовосточного простирания, в полости которых под действием глубинного давления произошло внедрение вещества, приведшее к формированию дайкового комплекса месторождения. Дайки этого комплекса являются более молодыми по сравнению с дайками северо-западного простирания, сложенными габбродолеритами, плагиоклазовыми дацитами и отчасти долеритами. Эти дайки образовались в иной динамической обстановке.

Жильный комплекс месторождения мал (по массе), чтобы проявиться в аномальном поле силы тяжести, да и масштаб гравиметрической съемки, выполненной на месторождении, мелок для картирования даек. А в количественных характеристиках тензора деформации он выразился отчетливо, как благоприятная предпосылка для образования даек.

Месторождение характеризуется интенсивной отрицательной дилатацией, величина которой плавно уменьшается в северном и южном направлениях от месторождения. Область отрицательной дилатации с запада и с востока переходит в области положительной дилатации, которые разделяют область отрицательной дилатации на два фрагмента: менее интенсивный северный и более интенсивный южный (см. рис. 19). Оба эти фрагмента соответствуют описанным выше фрагментам аномального поля силы тяжести (см. рис. 13) и, соответственно, двум разным залежам месторождения.

Относительное уменьшение объема деформируемой геологической среды – это сжатие среды и, как следствие, уменьшение ее проницаемости. Участок с максимальной величиной отрицательной дилатации соответствует пространственно (и, возможно, генетически) положению жильного комплекса месторождения. Рудные залежи находятся в зоне субмеридионального разлома, южная дистальная часть которого как будто бы «упирается» в жильный комплекс, мешающий его развитию. А причиной образования жильного комплекса, как было показано выше, является аномально высокая величина деформации сжатия, т. е. отрицательная дилатация.

В пределах участка с максимальной величиной отрицательной дилатации развиты все сорта руд: медные, медноцинковые, серно-колчеданные (см. рис. 15). По мере движения от этого участка на север в сторону уменьшения уровня отрицательной дилатации медные и медно-цинковые руды встречаются эпизодически; в основном в этой части разломной зоны развиты медноколчеданные руды, а рудная минерализация представлена забалансовыми рудами. Возможно, на эту закономерность в изменении сортов руд оказал влияние и режим деформирования, а точнее его изменение в меридиональном направлении.

При описании геохимических ореолов было отмечено, что надрудные ореолы выражены слабо и характеризуются небольшой мощностью. Это было объяснено экранирующим влиянием слоя коллювиальных отложений. Сопоставляя положение ореолов и участка с отрицательной дилатацией, можно говорить об их пространственной связи. Возможно, надрудные геохимические ореолы зависят от проницаемости среды, которая в данном случае невысока, что препятствует миграции химических элементов от рудных залежей к дневной поверхности.

Обобщая информацию об особенностях геологического строения Ново-Шемурского месторождения, можно сделать следующие выводы:

1. Наличие обломковидных включений хлоритовых пород, а также полосовидных прослойков в составе сплошных меднои серноколчеданных руд имеет большое генетическое значение. Эти породные образования свидетельствуют, во-первых, что сплошные руды представляют собой компактную среду, неравномерно проницаемую для порово-трещинных агрессивных минерализованных растворов, и, во-вторых, что хлоритовые породы, возникшие по вулканическим стеклосодержащим породам, являются петрологическими указателями проявления наиболее ранних метаморфических и метасоматических процессов в объеме колчеданных руд и подрудных метасоматитов. При развитии поздних процессов серицитизации и сопутствующего ей окварцевания, сульфидная (пиритная) вкрапленность наследуется новообразованным кварцево-серицитовым субстратом.

2. В результат воздействия силы тяжести суммарных масс массивных колчеданных руд (уд. вес 4,5-4,6 г/см<sup>3</sup> руд) на менее плотный (уд. вес 2,75-2,83 г/см<sup>3</sup> вмещающих пород) силикатный состав подрудных метасоматитов, в последних произошло образование сульфидных (пиритовых) и силикатно-сульфидных прожилков и полосчато-линзовидных останцов ранних минеральных парагенезисов в объеме новообразованных поздних ас-

социаций, имеющих в подрудном субстрате линейную ориентировку, совпадающую с ориентировкой вектора силы тяжести.

3. Тектонофизический анализ, проводимый в сопоставлении с особенностями геологического строения месторождения вещественного состава вмещающего субстрата, позволил И впервые в истории изучения колчеданных месторождений Урала сделать аргументированный вывод о том, что подрудные ореолы прожилковой и вкрапленной сульфидной минерализации возникли позже периода концентрированной локализации сплошных колчеданных руд, как и проявление метасоматических процессов, обусловивших развитие кварц-серицитового минерального парагенезиса. Такой вывод логично подтверждает идеи А. Н. Заварицкого, Е. Е. Захарова В. П. Плюснина и, особенно, А. А. Маракушева о колчеданных рудах, пространственно тесно связанных с вулканизмом контрастных формаций как продуктов кристаллизации излившихся магматических расплавов. «Генетическая связь колчеданных месторождений с вулканизмом непосредственно доказывается закономерным положением их согласных колчеданных залежей в разрезах вулканических пород... В породах, подстилающих согласные залежи, распространены уходящие на глубину секущие колчеданные тела (жилы, штокверки и др.), сопровождающиеся интенсивным метасоматическим преобразованием вмещающих отложений и образованием сульфидной вкрапленности. Это самое принципиальное отличие осадочно-вулканогенных пород, подстилающих согласные сульфидные залежи, от пород, их перекрывающих, в которых метасоматические преобразования отсутствуют» (Маракушев, Панеях и др., 2011). Определенную роль для признания справедливости идей о расплавной природе сплошных концентрированных скоплений колчеданных руд, а не об их гидротермально-метасоматическом и вулканогенно-осадочном генезисе играют разнообразные включения вулканических стекловатых пород со структурами ликвации, псевдоморфно замещенных хлоритом, а также процесс серицитизации, наложенный на сплошные колчеданные руды, признаки которого установлены П. Я. Ярошем и другими геологами.

4. Полученные фактические данные показывают, что в колчеданных месторождениях запечатлены последовательные проявления разных по генезису процессов, совмещенных пространственно и сформировавших современный облик месторождений, залегающих в вулканогенном субстрате контрастно и последовательно дифференцированных формаций натровой серии: от магматических, вулканических до гидротермально-метасоматических включительно с участием тектонических, метаморфических изменений.

5. Тектонофизический анализ дополнительно позволяет выявить не только причинно-следственные связи действия силы тяжести рудных скоплений на вмещающий подрудный породный субстрат, но и вскрыть причинную связь становления элек-

троаномалий ВП с подрудными ореолами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации.

6. На примере Ново-Шемурского медноколчеданного месторождения тектонофизический анализ поля силы тяжести показывает, что положительная аномалия силы тяжести отражает локальную зону напряженного состояния геологической среды. По нашему мнению, такое состояние возникло сразу же после процесса концентрированного колчеданного рудоотложения в объеме менее плотного силикатного вулканогенного субстрата 460 млн лет назад и существует до времени эксплуатации месторождения. Наложенные пострудные разноплановые магматические, тектонические, метаморфические и метасоматические процессы разной интенсивности, проявившиеся в течение длительной геологической истории существования огромного тоннажа рудных масс, не оказывали заметного нивелирующего влияния на возмущенное состояние зоны положительной аномалии силы тяжести.

7. Динамический режим формирования месторождения запечатлен в его строении, пространственном распределении и типах руд, тектонике и других чертах, которые, как и сам режим, можно установить на основании результатов тектонофизического анализа, который можно осуществлять либо по классической методике, либо путем интерпретации значений аномального поля силы тяжести. Оба способа обладают как достоинствами, так и недостатками. При классическом подходе к анализу непосредственно изучаются деформационные элементы месторождения (что возможно при хорошей обнаженности объекта). Методом тектонофизического анализа поля силы тяжести задача решается опосредованно, и плохая обнаженность объекта в этом случае препятствием не служит. Более того, используя при таком анализе результаты гравиметрических съемок различных масштабов, можно изучать деформационную структуру месторождения на разных масштабных уровнях, т. е. изучать иерархию в его строении и структуре.

## 2.3. Тагило-Кушвинский железорудный район

В 70-х годах XX века в Тагило-Кушвинском железорудном районе (ТКЖР) гравиметрической съемкой масштаба 1:50 000 была закартирована аномалия в поле силы тяжести, плановые размеры которой превышают площадь района. Ее максимальная интенсивность без учета регионального фона более 60 мГал. Аномалия в плане имеет форму вытянутого в меридиональном направлении овала, полуоси которого по замкнутой изоаномале 15 мГал равны соответственно 24 и 7 км. Пространственно территория, на которой расположены все месторождения и рудопроявления района, в поле силы тяжести характеризуется восточной градиентной частью аномалии (рис. 20). Геометрические и амплитудные характеристики аномалии, ее пространственные взаимоотношения с месторождениями и рудо-

проявлениями стали основанием для изучения ее геологической природы. По данным Б. Г. Семенова (Семенов, Ананьева и др., 1981) и В. В. Филатова (Филатов, 1990), источником аномалии является либо двухмерное пластообразное тело, расположенное в осевой зоне главного глубинного шва, имеющее плотность 3,10 г/см<sup>3</sup>, падающее на восток под углом 50°, нижняя кромка которого залегает на глубине около 12 км; либо трёхмерное тело сложной веретенообразной формы плотностью 3,12 г/см<sup>3</sup> и мощностью около 5 км. В районе аномалии самыми плотными геологическими объектами являются небольшие тела габбро и пироксенитов, образующие так называемую группу Баранчинских ультрабазитовых тел (Геология СССР, 1969). Поэтому было предположено, что эти тела представляют собой фрагментарные выходы на уровень эрозионного среза плутона ультрабазитов, являющегося источником аномалии.

Оба варианта интерпретации противоречивы, а их авторы не дали ответа на вопросы о том, как сформировалось интрузивное тело из мантийного вещества вблизи поверхности земли и в каком отношении оно находится с рудной зоной Тагило-Кушвинского района.

В связи с этим была повторно выполнена интерпретация аномалии силы тяжести с использованием пакета программ ADG-3D (Кочнев 1993, 1996, 2001). В результате интерпретации (рис. 21) было установлено, что плотностная неоднородность вытянута в меридиональном направлении, и ее размеры по простиранию определены в 15 км; размеры неоднородности в крест ее простирания переменные; наибольшую ширину, равную 7 км, она имеет в средней части, а к дистальным частям происходит ее выклинивание; в центральной части неоднородность состоит из двух фрагментов, разделенных узкой зоной пониженной плотности; до глубины около 5 км западный и восточный контакты неоднородности с вмещающей средой являются субвертикальными; основная масса неоднородности находится в интервале глубин от 0 (дневная поверхность) до 5 км; на глубине более 5 км происходит резкое уменьшение горизонтальной мощности неоднородности и ее выклинивание; место выклинивания совпадает с осевой линией глубинной шовной зоны; установлено, что плотность вещества в пределах неоднородности непостоянна; наибольшей плотностью (3,40-3,44 г/см<sup>3</sup>) характеризуется центральная часть неоднородности; к ее периферии плотность уменьшается до 3,10-3,12 г/см<sup>3</sup>; в западной части плотность убывает быстрее, чем в восточной; следовательно, можно предположить, что вблизи западного и вблизи восточного контактов неоднородности физико-геологической обстановки формирования были различными.

Сопоставления структурно-тектонической позиции плотностной неоднородности (Берлянд, 1993), своеобразия ее формы, плотности вещества и других данных позволяют сделать вывод, что в геологическом отношении она представляет собой протрузию ультрабазитов, сформировавшуюся в зоне главного глубинного шва из мантийного вещества в результате его перемещения под действием глубинного давления к поверхности земли.



Рис. 20. Схема изоаномал поля силы тяжести ТКЖР. Условные обозначения: 1 – положительные изоаномалы поля силы тяжести (в условном уровне, в условных единицах); 2 – нулевые изоаномалы;

Причиной перемещения мантийного вещества явилось нарушение гидростатического напряженного состояния в низах коры, обусловленное рельефом гранулито-базитового слоя и поверхности Мохо. Известно (Трубицын, Киселев, 1979; Трубицын, 1982), что различные формы рельефа внутрикоровых границ, при переходе через которые плотность изменяется скачкообразно, создают выше и ниже границ напряжения, нарушающие гидростатическое напряженное состояние.

Поверхность Мохо в пределах Среднего Урала осложнена погружением амплитудой 10 км, кровля гранулитобазитового слоя – выпуклостью амплитудой 10 км. Скачок плотности при переходе через поверхность Мохо составляет 0,40 г/см<sup>3</sup>, через кровлю гранулит-базитового слоя – 0,10 г/см<sup>3</sup> (Берлянд, Ананьева и др., 1982). По этим данным была построена схематическая модель коры Среднего Урала. Из расчетов следует, что касательные напряжения верхней плотностной

 Дальнее, 5. г. Думная, 6. Гороблагодатское, 7. Валуевское, 8. Вост. Валуевское,
 9. Назаровское, 10. Алферовское, 11. Рублевское, 12, 13, 14, 15 – Северо-Баронские, 16. Баронское, 17. Клюевское, 18. Жеребцовское, 19. Южно-Клюевское, 20. Безымянское, 21. Хахинское, 22. Марфинское, 23. Лагерное,

24. Волчевское, 25. Естюнинское, 26. Новолебяжинское, 27. Лебяжинское,

28. Андреевское, 29. Черемшанское, 30. Высокогорское, 31. Меднорудянское, 32. Гальянское, 33. Голый Камень, 34. Юдихинское, 35. Осокинское,

П. 1-6 – интерпретационные профили, по которым были построены петроплотностные разрезы

<sup>3 –</sup> отрицательные изоаномалы; 4 – горизонтальные проекции рудных тел;

<sup>5-</sup>месторождения: 1. Мысовское, 2. Половинкинское, 3. С. Гороблагодатское,

<sup>36.</sup> Александровское, 37. А-5-55, 38. А-6-55.



Рис. 21. Плотностная модель плутона гипербазитов по широтным профилям (Вандышева, 2012)

неоднородности увеличиваются к дневной поверхности от 7 до 10 МПа; нижней – уменьшаются от 40 до 30 МПа. Их разность будет способствовать нарушению гидростатического напряженного состояния в коре от ее низов до дневной поверхности, т. е. равновесию в среде и обеспечивать условия для миграции мантийного вещества к дневной поверхности и формированию протрузии ультрабазитов (K.Vandysheva, V. Phylatov, 2012; Филатов, Вандышева, 2012).

Определив геологическую природу, геометрические характеристики и плотность плотностной неоднородности, выполнили тектонофизический анализ гравитационного поля Тагило-Кушвинского района для изучения закономерностей деформирования геологической среды, вмещающей рудоносную зону ТКЖР и установления закономерностей пространственного размещения на его территории месторождений и рудопроявлений железа.

Как было отмечено ранее, все известные в пределах ТКЖР рудопроявления и месторождения железа расположены восточнее протрузии в узкой зоне, которая вытянута в меридиональном направлении параллельно восточной границе протрузии. Северная и южная границы рудной зоны находятся, соответственно, на уровне северной и южной широт дистальных частей протрузии. Самым северным в этой зоне является Мысовское скарново-медное месторождение, а самым южным – Юдихинское скарново-магнетитовое. Наиболее крупные месторождения района находятся на уровне северной и южной дистальных частей протрузии. Севернее и южнее рудопроявления и месторождения не установлены. Это даёт основание полагать, что между протрузией и рудной зоной существует связь.

Для выполнения тектонофизического анализа были использованы результаты измерения силы тяжести на поверхности Земли, данные о форме протрузии и физические свойства её вещества. В узлах квадратной сети размером 500 × 500 метров были вычислены главные значения тензора чистой деформации  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$ , определена ориентировка главных осей деформации и вычислено значение дилатация  $\theta = e_1 + e_2 + e_3$ (рис. 22, a, b, b).

Поскольку деформация геологической среды обусловлена силой тяжести, которая направлена по линии отвеса, т. е. перпендикулярно к поверхности Земли, то третье главное направление ориентировано так же. Поэтому два других главных направления лежат в плоскости, перпендикулярной третьему главному направлению.

Характеристика главных значений деформации, дилатации и ориентировка главных направлений существенно различны над протрузией и над геологической средой восточнее протрузии.

Средняя плотность ультрабазитов превышает среднюю плотность вмещающих её пород на 0,40 - 0,45 г/см<sup>3</sup>. Протрузия, образно говоря, как более плотный объект, «тонет» в геологической среде, увлекая её за собой. Благодаря этому непосредственно над протрузией главная деформация  $e_3$  представляет собой растяжение, а деформации  $e_1$ и  $e_2$  – сжатие.

Глубина залегания верхней границы протрузии различна. В средней части ТКЖР она выходит на уровень эрозионного среза, образуя так называемую Баранчинскую группу ультрабазитовых тел (Геология СССР, 1969). С приближением к дистальным частям протрузии происходит плавное погружение её кровли. Поэтому наибольшей величины главные значения деформации достигают в средней части железорудного района, а к северу и югу они постепенно уменьшаются. Вытянутость протрузии в субмеридиональном направлении обусловливает ориентировку первого главного направления в основном в субширотном направлении, а второго соответственно – в субмеридиональном. При этом величина  $e_1$  не просто больше, значительно больше  $e_2$ . Если главное значение  $e_1$  повсеместно является сжатием, то главное значение e<sub>2</sub> с приближением к северному и южному концам протрузии испытывают инверсию знака и становится растяжением небольшой величины.







Рис. 22. Результаты тектонофизического анализа гравитационного поля ТКЖР (Вандышева, Филатов, 2013).

Дилатация, обусловленная протрузией, отрицательная, т. е. среда над протрузией находится в режиме сжатия. Наибольшей величины дилатация достигает в области её выхода на уровень эрозионного среза. К дистальным частям протрузии дилатация убывает, оставаясь отрицательной. На фоне убывания есть несколько локальных участков, в пределах которых дилатация имеет высокие значения. Это указывает на то, что плотность ультрабазитового вещества неодинакова по простиранию протрузии, в пределах которой участки повышенной плотности чередуются с участками менее плотных пород. В поле силы тяжести и в пространственном изменении главных значений  $e_1$  и  $e_2$ эта закономерность проявляется не так однозначно. Изменчивость дилатации может свидетельствовать о сложном процессе формирования протрузии: либо она образовалась в несколько этапов (по числу локальных участков повышенной дилатации), либо миграция мантийного вещества, из которого она состоит, происходила в зоне глубинного разлома по нескольким каналам.

Контуры рудной зоны (4) определены по характеру деформаций:

a – по изменению дилатации  $\theta$ ;  $\delta$  – по изменению величины  $e_{3;}$ 

*в* – по изменению величины и направлению *e*<sub>1</sub> и *e*<sub>2</sub>,.

1 - месторождения: 1 - Мысовское, 2 - С.-Гороблагодатское, 3 - Валуевское,

- 4 Осокино-Александровское, 5 Северо-Баронское, 6 Естюнинское,
- 7 Лебяжинское, 8 Высокогорское, 9 Юдихинское; 2 рудопроявления;
- 3 деформация растяжения; 4 контуры рудоносной зоны,
  установленные по характеру изменения деформации; 5 деформация сжатия

С удалением от протрузии к востоку характер деформации существенно изменяется. Во-первых, происходит смена знака дилатации. Дилатация в той части ТКЖР, в которой находятся месторождения и рудопроявления (рудная зона), становится положительной, т. е. геологическая среда здесь деформировалась в режиме растяжения. Область максимальных положительных значений дилатации (более 120 условных единиц) шириной около 5 км протягивается параллельно протрузии в северо-северо-западном направлении. Рудопроявления почти равномерно распределены в пределах этой области. Месторождения расположены западнее и восточнее осевой линии этой области (линии наибольших значений дилатации). Дилатация здесь характеризуется относительно невысоким значением горизонтального градиента, величина которого изменяется от 10-15 до 20 условных единиц на 1 км.

Во-вторых, в пределах рудной зоны происходит изменение величин главных значений деформации  $e_1$  и  $e_2$  и ориентировок главных осей деформации. Главное значение  $e_1$  становится положительным, т. е. растяжением. Главное значение  $e_2$ , имея малую величину по сравнению с  $e_1$ , почти повсеместно остаётся отрицательным и только южнее Гороблагодатского месторождения меняет знак на противоположный. Восточнее линии наибольших значений дилатации режим деформации стабилизируется как по величине и знаку главных значений деформации, так и по ориентировке главных направлений. Главные значения становятся положительными. Величина  $e_1$  много больше величин  $e_2$ и  $e_3$ . Первое главное направление на большей части ТКЖР имеет субширотную ориентировку. Только на севере района оно является восточным-северо-восточным, а на юге – восточным-юговосточным.

Из описания качественных результатов тектонофизического анализа гравитационного поля следует, что в пределах всей рудной зоны деформация характеризуется вполне определёнными и устойчивыми свойствами, которые могут быть сформулированы следующим образом:

 резкая изменчивость величин главных значений деформации и направлений главных осей по сравнению с соседними территориями;

2) главные значения *e*<sub>1</sub> и *e*<sub>2</sub> представляют растяжения;

 относительно невысокий уровень положительной дилатации и её малый горизонтальный градиент;

 месторождения в рудной зоне находятся западнее и восточнее узкой полосы, характеризующейся относительно высоким значением положительной дилатации (более 120 условных единиц).

Такой деформационный режим был создан и поддерживается в течение длительного времени существования протрузии (около 460 млн лет) и других крупных плотностных неоднородностей района. Он способствовал улучшению проницаемости геологической среды (растяжение, положительная дилатация), и тем самым создавались благоприятные предпосылки для рудообразования именно в этой части ТКЖР.

Выявленные свойства деформации присущи не только рудной зоне ТКЖР. При тектонофизическом анализе поля силы тяжести Берёзовского золоторудного и других месторождений Урала (Кадышева, 2012) было установлено, что зона его промышленного оруденения находится на периферии области высоких значений положительной дилатации (более 120 условных единиц) и характеризуется режимом растяжения, невысоким уровнем положительной дилатации, меньшим 100 условных единиц, низким горизонтальным градиентом дилатации (12 – 15 условных единиц на 1 км).

Детальное рассмотрение результатов тектонофизического анализа гравитационного поля было выполнен для района Естюнинского железорудного месторождения (Филатов, Вандышева, 2013). Это месторождение относится к субформации слаботитанистых магнетитовых руд и приурочено к восточному экзоконтакту Тагильского сиенит-диоритового массива (Скарновомаг-нетитовые формации Урала..., 1989; Кузнецов, 2008).

Естюнинское месторождение, входящее в Тагило-Кушвинский железорудный район на Среднем Урале, расположено в западной краевой части раннедевонского Тагильского диорит-сиенитового интрузива и приурочено к южному флангу субмеридионально вытянутого крупного ксенолита интенсивно метаморфизованных и инъецированных диоритами базальтовых и андезит-дацитовых вулканитов предположительно венлокского возраста. По данным Ю. Н. Глазова, А. А. Пуркина, Б. М. Алешина и др. (Геология СССР, 1973), Естюнинское месторождение приурочено к останцу контактово-метаморфизованных вулканопород кабанской генно-осадочных свиты лландоверийскоранневенлокского возраста, расположенного в диоритах Тагильского сиенит-диоритового массива. Простирание пород северозападное, падение северо-восточное под углами 40-60°. Мегаполосчатое строение ксенолита обусловлено чередованием диоритов и метаморфитов основного и среднего составов. Для месторождения характерны стратиформность оруденения и наличие скарново-магнетитовых и пироксен-плагиоклаз-магнетитовых руд. Признаки первично вулканогенно-осадочного генезиса проявлены на Естюнинском месторождении, по сравнению с другими аналогичными месторождениями района более отчетливо. К ним относятся: а) конформное залегание рудных тел пластообразной формы с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами; б) крайне незначительное проявление скарнообразования и практически отсутствие карбонатных пород. На Естюнинском месторождении выделяются 2 зоны: собственно Естюнинская и Ново-Естюнинская, залегающая примерно в 600 м стратиграфически ниже. Залежи железных руд, так же как и породы, имеют северо-восточное падение. Главный рудный минерал магнетит, часто встречается пирит (Тектоно-структурные особенности..., 2000).

Рудовмещающая толща залегает в смыкающем крыле флексуры и ограничена её северным и южным изгибами. Длина по простиранию смыкающего крыла флексуры и рудной зоны с промышленным оруденением составляет 1100 – 1200 м. Такая протяжённость рудной зоны выдерживается на всех горизонтах вплоть до отметки «минус» 1000 м. Рудная зона представляет согласную, плавно изгибающуюся залежь шириной 100-300 м. Длина зоны по простиранию 300-400 м; она падает на северовосток под углами 22-45°.

Район месторождения характеризуется знакопеременной дилатацией. Нулевая изолиния дилатации делит его на две части. Восточнее этой изолинии, там, где находится месторождение, дилатация положительная и относительно небольшой величины. Западнее дилатация отрицательная, и она возрастает по мере приближения к протрузии. Таким образом, восточнее нулевой изолинии геологическая среда находится в режиме растяжения, который способствует относительному расширению среды, улучшению её проницаемости. Благодаря этому здесь создались благоприятные условия для рудоотложения. Западнее нулевой изолинии среда находится в режиме сжатия. Поэтому она характеризуется меньшей проницаемостью. Граница смены знака дилатации, вероятно, играла роль своеобразного деформационного барьера, препятствовавшего миграции через него рудного вещества.

Главные значения  $\mathcal{E}_1$  и  $\mathcal{E}_2$  в пределах месторождения также являются знакопеременными, т. е. район месторождения характеризуется значительным горизонтальным градиентом деформации. В западной части района оба главных значения представляют сжатие, а главные оси деформации ориентированы, соответственно, в северо-восточном и северо-западном направлениях. В восточной части происходит смена знака главных значений, они становятся растяжениями, и смена ориентировок главных осей на северо-западное и северо-восточное.

Градиентный характер деформационных характеристик геологической среды в пределах месторождений, как было показано в ряде работ, является их устойчивым признаком независимо от генезиса месторождения (Гзовский,1975; Сомов, Кадышева и др., 2010; Кадышева, 2012 и др.). Этот вывод подтверждают и результаты тектонофизического анализа, выполненного на Естюнинском месторождении (Vandysheva, Philatov, 2012; Филатов, Вандышева, 2014).

Сила тяжести, деформирующая геологическую среду, совершает работу. Поскольку при деформации изменяются объём и форма объекта, то работа деформации состоит из суммы работ, затрачиваемых на изменение объёма и формы. Поэтому важен вопрос о том, в каком соотношении находятся эти виды энергии при деформировании среды Естюнинского месторождения.

Оба вида работы количественно характеризуются удельными энергиями деформации объёма  $(A_v)$  и формы  $(A_f)$ , которые вычисляются, соответственно, по формулам:

$$A_{v} = \frac{1}{2}K\theta^{2};$$
$$A_{f} = \frac{1}{2}GM^{2},$$

где  $M^2 = \frac{2}{3}[(e_3 - e_2)^2 + (e_2 - e_1)^2 + (e_1 - e_3)^2]$  – квадрат интенсивности сдвиговых деформаций, K – модуль всестороннего сжатия;  $\theta$  – дилатация; G – модуль сдвига.

Путём несложных преобразований можно показать:

$$[(e_3 - e_2)^2 + (e_2 - e_1)^2 + (e_1 - e_3)^2] =$$
  
= 2[(e\_1^2 + e\_2^2 + e\_3^2) - (e\_1e\_2 + e\_1e\_3 + e\_2e\_3)] = 2(P - N).

Соответственно:

 $\theta^2 = [(e_3 - e_2)^2 + (e_2 - e_1)^2 + (e_1 - e_3)^2] = P + 2N.$ Отсюда следует:

$$\frac{A_{\nu}}{A_f} = \frac{1}{2} \cdot \frac{K(P+2N)}{\frac{4}{3}G(P-N)} = \frac{3}{4} \cdot \frac{K}{G} \cdot \frac{(P+2N)}{(P-N)}.$$
 (32)

Поскольку отношение (P+2N)/(P-N) всегда больше единицы, то соотношение между обеими видами удельной энергии определяется отношением модулей упругости K и G. Анализ численных значений модулей K и G для пород, которыми сложено Естюнинское месторождение (табл. 1), показал, что Kбольше G в два раза с точностью до третьего знака после запятой. Поэтому удельная энергия деформации объёма в полтора
раза больше удельной энергии деформации формы, т. е. большая часть упругой энергии при деформировании была затрачена на изменение объёма геологической среды, на её относительное увеличение и, следовательно, на повышение её проницаемости (Вандышева, Филатов, 2013).

Таблица 1

## Модули упругости пород Естюнинского месторождения (Беликов, Александров и др., 1970; Справочник (кадастр)..., 1975; Физические свойства..., 1976; Физические свойства..., 1984)

Горная порода	Модуль сдвига <i>G</i> , ГПа	Модуль всесто- роннего сжатия <i>К</i> , ГПа
Пироксениты	60,3	101,1
Диориты	40,6	78,2
Ксенолиты	39,5	60,4
Порфириты	23,7	50.9
Базальты	32,1	52,3
Андезит-дацитовые вулканиты	26,1	42,9

Из анализа деформационных характеристик геологической среды месторождения можно сделать следующее заключение: небольшие значения главных значений деформации и положительной дилатации и как следствие невысокий уровень удельной энергии деформации объёма, может свидетельствовать и об относительно невысокой склонности среды к разрушению. Но коль скоро месторождение находится в среде с такими деформационными свойствами, то, значит, существует некоторая оптимальная нарушенность (проницаемость) среды, наиболее благоприятная для рудоотложения.

Крайние случаи: очень малая и очень большая проницаемости затрудняют развитие этого процесса. В малопроницаемой среде он вообще не идёт, в очень проницаемой (при отсутствии экранов) – формируется рассеянная или вкрапленная минерализация.

Опыт применения метода тектонофизического анализа гравитационного поля для изучения характера деформирования геологической среды в пределах ряда месторождений: Берёзовского золоторудного (Сомов, Кадышева, и др., 2010; Кадышева, 2012), Ново-Шемурского медноколчеданного (Кадышева, 2012; Кадышева, Филатов и др., 2012), Карамкенского золоторудного (Виноградов, 2009) и железорудных месторождений Тагило-Кушвинского района (Вандышев, Филатов, 2013; Филатов, Вандышева, 2014) позволил установить несколько закономерностей. Эти закономерности заключаются в том, что независимо от генезиса месторождений и их структурно-тектонической позиции характер деформирования геологической среды под действием силы тяжести обладает вполне определёнными и устойчивыми свойствами и отличается от характера деформирования среды за пределами месторождений. Конкретно эти закономерности проявляются в том, что:

1. Главные значения и ориентировка главных осей тензора деформации в пределах месторождений характеризуются

резкой изменчивостью по величине и направлению в сравнении с соседними территориями.

2. Главные значения тензора деформации  $e_1$  и  $e_2$  на месторождениях чаще являются растяжениями, но могут принимать и отрицательные значения (сжатие).

 Дилатация θ на ряде месторождений имеет относительно невысокое положительное значение, на других (Ново-Шемурское) – отрицательное, характеризуясь при этом малым горизонтальным градиентом от центра к периферии рудных полей.

 Месторождения находятся на периферии областей с высокими положительными или отрицательными значениями дилатации θ.

Индифферентность количественных характеристик деформации относительно типа месторождения позволяет рассматривать их как поисковые признаки или критерии, т. е. трактовать как своеобразные геологические инварианты. Следовательно, опираясь на эти признаки, можно дать прогнозную оценку той территории, на которой выполнен тектонофизический анализ поля силы тяжести в рамках, сформулированный в предисловии, либо прямой, либо обратной задач. Результаты решения обеих задач будут рассмотрены с следующей главе.

## 3. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

## 3.1. Прогнозирование Березняковского золото-порфирового месторождения (Кузнецов, 1994; Филатов, Кузнецов, 1999)

Модель геодинамического развития земной коры в преdenax Полетаевской площади. Полетаевская площадь находится южнее Челябинского плутона в пределах структурнотектонической зоны, которая по сложившейся классификации называется Восточно-Уральским прогибом. В соответствии с такой трактовкой этой структуры считалось, что мощность комплекса пород палеозойского возраста здесь составляет 6-8 км, а площадь в металлогеническом отношении перспективна на поиски медноколчеданных и железорудных месторождений. Границей между прогибом и Зауральским поднятием считается Челябинский грабен, поскольку восточнее грабена на расстоянии 30-60 км закартированы осадочные и магматические комплексы пород ордовикско-триасового возраста; большая же часть региона занята породами докембрийского возраста.

Изменить сложившиеся представления о структурнотектоническом строении региона помогли результаты проведенных здесь гравиметрических исследований. Расположенное западнее прогиба так называемое Восточно-Уральское поднятие характеризуется интенсивной положительной, симметричной аномалией силы тяжести, хотя известно, что на Урале поднятия отмечаются отрицательными аномалиями. Анализ поля силы тяжести дал основание рассматривать в качестве источника этой региональной аномалии плотностную неоднородность в форме горизонтального кругового цилиндра (в первом приближении) диаметром около 20 км с избыточной плотностью вещества 0,1 г/см<sup>3</sup>, ось которого находится на глубине 15-17 км.

Геологически эту неоднородность можно трактовать в виде останца мантийного диапира, способствовавшего формированию древнего континентального рифта – палеорифта, ошибочно определенного как прогиб. Ширина центральной части палеорифтовой системы оценена на основании результатов интерпретации аномалии силы тяжести в 20-60 км, что соответствует размерам большинства континентальных рифтов Земли, одним из характерных признаков которых является наличие локального понижения силы тяжести в области максимального значения региональной положительной аномалии. Это локальное понижение силы тяжести прослеживается вдоль всего простирания структуры, имея ширину около 10 км. В северной части структуры оно обусловлено толщей терригенных отложений раннекаменноугольного и триасового возраста и высокопористыми базальтами триаса с плотностью 2,60 г/см<sup>3</sup>, в южной – гибридными породами Нижнесанарского гранитоидного массива с плотностью 2,60-2,74 г/см<sup>3</sup>.

Центральная часть структуры ограничена двумя грабенами: на западе – Челябинским, на востоке – Петровским. Западный борт первого и восточный второго – субвертикальные. Противоположные борта имеют пологое падение, соответственно, на запад и на восток. В осевой части структуры установлены надвиги, плоскости падения которых параллельны наклонным бортам грабенов. Такое сочетание элементов тектонического строения среды (грабены, надвиги) характерно для «штамповых» структур (Гзовский, 1975) и могло образоваться в результате опускания крупного тяжелого тела, определенного нами как мантийный диапир.

Гипотезу о рифтовой природе описываемой структуры подтверждают результаты и других геофизических исследований. Так, например, магнитное поле вулканогенных пород триаса в центральной части структуры имеет полосовой характер (системы параллельных линейных положительных аномалий магнитного поля интенсивностью до 2500 нТл чередуются с отрицательными аномалиями интенсивностью до 400 нТл), такой же, как и в пределах срединно-океанических хребтов.

По результатам глубинного сейсмического зондирования, проведенного в самой южной части структуры по Троицкому профилю, авторы работ объединили в один Восточно-Уральский мегаблок Восточно-Уральское поднятие и прогиб и Зауральское поднятие и показали, что мегаблок во всех частях имеет одинаковое строение, что для него характерны сокращенная мощность земной коры (это также характерно и для рифтовых структур), приподнятое залегание поверхности древнего кристаллического фундамента, наличие структур платформенного и субплатформенного типов и серии даек основного и ультраосновного состава в верхнем структурном этаже, прорывающих метаморфизованные породы кембро-ордовикского возраста. Эти дайки отчетливо картируются в гравитационном поле локальными положительными аномалиями.

Результаты геологической интерпретации геофизических полей, какими бы обоснованными они ни были, должны опираться на геологические данные о вещественном составе горных пород. Рифт в своем развитии проходит несколько стадий, сменяющихся в определенной последовательности и в каждую из них образуется свой комплекс вулканогенных и осадочных пород. Геологические исследования подтверждают, что в пределах той структуры, которая была определена как палеорифт, присутствуют формации, типичные для континентальных рифтов (Магматизм Восточно-Уральской..., 1990; Палеогеодинамический режим..., 1991; Геодинамика формирования..., 1991; Геодинамические условия..., 1992) на стадии сводового воздымания в кемброордовике здесь происходило накопление терригенных грубообломочных фаций и излияние субщелочных и толеитовых базальтов; на стадии дифференциальных погружений сформировались бимодальные вулканические серии и черносланцевые комплексы пород; на стадии общего погружения широкое развитие получили морские мелководные комплексы пород; длительные перерывы в магматической деятельности указывают на пульсационный характер развития мантийного диапира.

Исходя из предположения об обоснованности приведенной выше геолого-геофизической аргументации в пользу гипотезы о существовании палеорифта, становится правомочной рекомендация о тщательном поиске в пределах изучаемого региона таких комплексов пород, которые свойственны рифтовым структурам и ранее здесь были неизвестны. Это, прежде всего интрузии карбонатитов, кимберлитов, лампроитов и расслоенных интрузий основного состава, а с ними связаны месторождения алмазов, никеля, платины и других полезных ископаемых.

Полетаевская площадь расположена на западном борту палеорифта, и это положение должно определять ее глубинное строение, тектонический режим, состав вулканогенных образований и металлогеническую специализацию. Так ли это на самом деле? Выше было отмечено, что предыдущие исследователи, исходя из модели прогиба, оценивали здесь мощность вулканогенно-осадочных толщ палеозойского возраста в 6-8 км. Континентальные рифты в отличие от океанических характеризуются существенно более низкой магмапродуктивностью и, следовательно, меньшим объемом вулканогенных пород. Поэтому мощность вулканогенных толщ в пределах Полетаевской площади не должна превышать 2-4 км, а в отдельных блоках 1-1,5 км. Для проверки этого предположения в одном из таких 152 блоков была пробурена скважина ( $\mathbb{N}$  67), которая прошла по вулканогенным породам раннего-среднегоордовика всего 1194,6 м и вскрыла под ними сильнодислоцированные метаосадочные образования чехла кристаллического фундамента, представленные амфибол-карбонатными, карбонат-графит-кварцполевошпатовыми сланцами, метапесчаниками и метаалевролитами позднерифейского (?) возраста. Отложения риолит-базальтовой толщи ( $O_{1-2}$ ), как показали исследования керна, залегают с резким угловым несогласием на породах сланцево-терригенной толщи ( $R_3$ ?).

С континентальными рифтами генетически связаны месторождения флюорита, барита, редких и благородных металлов, редких земель, алмазов и других полезных ископаемых. Цинк, свинец, фтор и другие химические элементы чувствительны к изменению давления и температуры и способны мигрировать в области с низкими давлением и температурой. Такие термодинамические условия характерны для бортовых частей континентальных рифтов, и это обстоятельство определяет металлогеническую специализацию площади не на медные и железные месторождения, которые, несмотря на все попытки, так и не были здесь найдены, а на золото-полиметаллические. Золото в общем случае является «космополитом», но, попадая в поток кремнекислоты, мигрирует в области с низким давлением. Эффективность миграции химических элементов, при прочих равных условиях, зависит от проницаемости земной коры. Достаточно ли она высока в пределах Полетаевской площади, чтобы ее можно было считать перспективной на поиски золотополиметаллических месторождений?

Тектоническое строение Биргильдинско-Томинского рудного узла. Поисковые работы на Полетаевской площади велись в пределах Биргильдинско-Томинского рудного узла, который считался перспективным на медно-порфировое оруденение, связанное с малыми интрузивными телами кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов. В структурно-тектоническом отношении узел состоит из двух зон: Биргильдинской, имеющей северовосточное простирание, и Томинской – северо-северо-западного простирания. При почти одинаковой ширине 3-5 км они характеризуются разной длиной: Томинская прослежена на расстоянии 28-30 км, Биргильдинская – около 18 км. Несмотря на то, что обе зоны были хорошо изучены геолого-геофизическими методами, их тектоническая природа до наших исследований оставалась неясной. Прежде чем изложить наши представления о том, как сформировались эти зоны, приведем тектонофизическую характеристику разломов типа горизонтального сдвига.

Выше было отмечено, что сдвиги играют большую роль в контроле за размещением рудных узлов. Из выполненного нами аналитического обзора литературы, посвященной различным аспектам сдвиговой тектоники (Филатов, 1990), следует:

1. Из элементов структурного парагенезиса в зоне сдвига наибольшее развитие получают трещины скола и отрыва. Особенность их пространственного положения заключается в том, что они образуют по простиранию зоны сдвига кулисообразную систему близких по форме и размерам структур.

2. Эти структуры состоят из большого числа более мелких (первичных) трещин, благодаря которым среда становится хорошо проницаемой на всю мощность слоя пород, вовлеченного в сдвиговый процесс. По таким структурам-каналам происходит внедрение с больших глубин различных магм и флюидов.

 Проницаемые структуры располагаются главным образом в активном крыле сдвиговой зоны.

4. На всех масштабных уровнях строение сдвиговых зон одинаково. Поэтому, чтобы получить о нем наглядное представление, можно воспользоваться, например, результатами физического моделирования.

5. Структуры скола и отрыва являются аномальными по плотности объектами и тогда, когда они выполнены каким-либо субстратом, и тогда, когда это просто разуплотненные участки геологической среды. Поэтому в поле силы тяжести они картируются системами кулисообразных локальных положительных или отрицательных аномалий, близких по интенсивности и размерам. Форма аномалий в плане эллиптическая или S(Z)-образная; оси аномалий параллельны и образуют острый угол с направлением сдвигания. Наличие системы таких аномалий является устойчивым морфологическим признаком, позволяющим уверенно картировать зоны сдвига и определять их знак – ле-

вый, правый. Если трещины скола и отрыва выполнены магнитными минералами, то в магнитном поле они отмечаются также кулисообразными системами локальных положительных аномалий (Филатов, 1990).

Опираясь на закономерности отражения внутреннего строения сдвиговых зон в геофизических полях, была определили тектоническую природу Биргильдинской и Томинской структур (Кузнецов, 1990).

Поле силы тяжести внутренних частей обеих структур характеризуется системами кулисообразных отрицательных аномалий эллиптической формы, длинные оси которых направлены под углом около 40° к направлению простирания зон. Границы зон отмечаются также кулисообразными системами небольших по размерам в плане положительных аномалий магнитного поля и аномалиями типа «гравитационная ступень». Магнитные аномалии имеют эллиптическую форму. Длинные оси этих аномалий образуют углы в 40-45° с направлением простирания зон. По результатам колонкового бурения, источником аномалий является прожилково-вкрапленная минерализация магнетита, развитая в трещинах отрыва. Гравитационные аномалии типа «ступени» обусловлены различными по плотности породами, разделенными разрывными нарушениями взбрососбросового характера (рис. 23).



Рис. 23. Схема элементов физических полей и кинематические характеристики разрывных нарушений Биргильдинско-Томинского рудного узла (Филатов, 1990; Кузнецов, 1994):
1 – гранитоидные массивы и их границы; 2 – градиентные зоны в поле силы тяжести; 3 – оси линейных магнитных аномалий; 4 – локальные понижения гравитационного поля; 5 – тектонические нарушения, установленные по геолого-геофизическим данным; 6 – сдвиговые усилия; 7 – направление падения плоскости сместителя; 8 – знаки вертикальных движений по разломам (а – поднятое крыло, б – опущенное крыло); 9 – тектонические зоны (А – Биргильдинская, Б – Томинская)

Морфология гравитационного и магнитного полей дала основание считать Биргильдинскую зону как левосторонний сдвиг, Томинскую - как правосторонний. Локальные гравитационные аномалии в обеих зонах отмечают участки разуплотнения геологической среды, которое обусловлено широким развитием в ней трещин скола и отрыва. По геологическим данным, именно в этих структурах размещена большая часть рудовмещающих медно-порфировое оруденение малых интрузий. Там, где интрузии не картируются, скважинами вскрываются интенсивно дислоцированные породы с мощными корами выветривания над ними, образование которых обусловлено зонной релаксацией напряжении вблизи поверхности разгрузки, каковой является дневная поверхность. Контакты массивов в общем конформны участкам разуплотнения среды. Таким образом, рудовмещающие интрузии внедрялись в анизотропно деформированную среду повышенной проницаемости.

Геодинамическая обстановка определила весьма сложную форму малых интрузивных тел. Штоки сопровождаются апофизами, придающими им причудливые очертания в плане; в вертикальном сечении они имеют часто грибообразную форму. Массивы, как и вмещающие их породы, интенсивно рассланцованы и брекчированы и над ними установлены мощные коры выветривания. Интрузивные тела, относящиеся к диориткварц-диоритовой формации, имеют близкий химический состав и однотипную сульфидную минерализацию. Абсолютный возраст вещества этих тел для Биргильдинской зоны оценен рубидий-стронциевым методом в  $345 \pm 5$  млн лет (скв. 45), для Томинской – в  $341 \pm 6$  млн лет (скв. 28) (Сначев); возраст гидротермалитов, определявшийся калий-аргоновым методом, оценен в 350 млн лет (Грабежев). Таким образом, внедрение вещества, из которого сформировались малые интрузии, происходило одновременно в раннекаменноугольное время. Учитывая, что положение интрузивных тел подчинено структурным элементам, образовавшимся при формировании тектонических зон-сдвигов, правомерно сделать вывод об одновременном заложении и развитии и самих тектонических зон.

Таким образом, эти две зоны могли развиваться одновременно только как элементы структурного парагенезиса в зоне динамического влияния сдвига более крупного ранга. Более протяженная Томинская зона правосдвиговых дислокаций является, по-видимому, системой диагональных сколов, левосдвиговая Биргильдинская – поперечных. Тогда главный сдвиг должен быть правым.

Азимут простирания разломов в Биргильдинской зоне около 30-33°. По результатам физического моделирования, поперечная система сколовых нарушений ориентирована под углом около 85° к направлению сдвигания. Значит, азимут простирания главного сдвига должен быть около 300° (Стоянов, 1977). Анализ магнитного и гравитационного полей позволяет утверждать, что сдвиговые нарушения Биргильдинской и Томинской зон вырождаются к югу, и границей этого вырождения служит воображаемая линия с азимутом простирания около 307°. Следовательно, осевая линия главного сдвига должна располагаться севернее рудного узла. Здесь, севернее Челябинского плутона, по геологическим данным установлены надвиговые структуры – Аргаяшская и Есаульская, фронтальные части которых простираются вдоль линии с азимутом 120-130°. В центральной части Челябинского плутона размещается массив лейкократовых гранитов, содержащих редкометальную минерализацию. Массив имеет в плане эллипсовидную форму с длинной осью, ориентированной по азимуту 130° (310°). Граниты такого типа формируются в коллизионной обстановке. Массив, очевидно, расположен в пределах осевой зоны главного сдвига. В пределах Челябинского плутона разрывные сдвиговые нарушения этого направления развиты широко и уверенно картируются прямыми геологическими наблюдениями. К северо-западу от плутона осевая зона сдвига, вероятно, закрыта системой надвиговых чешуй. Механизм развития таких надвиговых структур, сопряженных со сдвигами, был подробно рассмотрен еще С. С. Стояновым (Стоянов, 1977).

Территория, на которой был установлен описанный выше структурный парагенезис, представляет собой область активного динамического влияния главного сдвига. Ширина этой области составляет 60-70 км. Отсюда, исходя из корреляционной зависимости между глубиной заложения сдвига и шириной области его динамического влияния (Шерман, 1977; Шерман, Борняков и др., 1983), глубина заложения главного сдвига оценивается в 40-45 км, т. е. главный сдвиг и в целом вся система сдвиговых дислокаций Биргильдинско-Томинского рудного узла были заложены на границе земной коры и верхней мантии и, таким образом, пронизывают всю земную кору, делая ее проницаемой для рудно-магматического вещества. В данном случае речь идет именно о системе сдвиговых дислокаций, так как кроме собственно Биргильдинской и Томинской тектонических зон в пределах рудного узла, по геолого-геофизическим данным, выделена система разломов тех же направлений и кинематического типа. В результате вся территория узла оказалась разбитой ими на совокупность блоков ромбической формы. В керне более 30 скважин, пробуренных в различных частях площади, наблюдаются хорошо развитые субвертикальные трещины с горизонтальными и слабонаклонными зеркалами скольжения, по которым происходили как сдвиговые (правые и левые), так и сдвиговзбросовые движения блоков горных пород.

Одним из факторов, влияющим на процесс рудообразования, является стабильность динамического режима. Система разрывных нарушений, возникающих в момент заложения разлома, устойчива на протяжении всего времени его развития (Шерман, Борняков и др., 1983; «Экспериментальная тектоника...», 1987 и др.). Режим формирования Биргильдинско-Томинского рудного узла определялся динамикой развития главного сдвига, а его стабильность напрямую зависела от длительности существования того поля напряжений, под действием которого формировался главный сдвиг. Время заложения главного сдвига можно ориентировочно оценить по времени внедрения малых интрузивных тел, т. е. не выше раннего карбона (350 млн лет тому назад). В пределах рудного узла есть месторождение известняков (Ухановское), на площади которого установлена та же система разрывных нарушений. Возраст известняков среднекаменноугольный. Следовательно, по крайней мере, в течение 30-50 млн лет динамический режим на данной территории существенно не менялся.

Таким образом, особенности палеодинамической обстановки, длительная активность систем разломов, проникающих в мантийное вещество, определили исключительно высокую перспективность Полетаевской площади, и в том числе Биргильдинско-Томинского рудного узла, на поиски здесь месторождений минерального сырья.

Прогнозная оценка Полетаевской площади. Прогнозирование месторождений базируется на какой-либо металлогенической концепции. При этом широко используется понятие рудной формации, под которой понимается обобщенная характеристика генетически объединенных месторождений близкого минералогического состава, размещающихся в сходных геологических обстановках. Однако часто наблюдается совмещение разных рудных формаций в одной металлогенической зоне, и в то же время одинаковые рудные формации устанавливаются в разнотипных геологических обстановках. По материалам исследований, выполненных сотрудниками ВСЕГЕИ, примерно из 100 наиболее распространенных на территории СССР рудных формаций около 50 встречается в разных типах структурнометаллогенических зон и возникает в связи с несколькими геологическими формациями. Это создает большие сложности при типизации месторождений и является одной из важнейших причин низкой эффективности прогнозирования. Другая причина заключается в существенном недостатке методики выполнения прогнозных оценок.

В основе прогнозирования лежат поисковые признаки: геохимические, петрологические, минералогические, геофизические и другие, которые устанавливаются при тщательном изучении месторождений. Когда эффективность прогнозирования низка, то признаковое поле расширяют, вводя в него дополнительные элементы-признаки. Увеличение количества признаков должно, казалось бы, полнее описывать модель месторождения или рудного поля и, соответственно, способствовать повышению надежности прогноза. На самом деле, как показывает практика прогнозирования, этого не происходит. Вся история применения так называемых программ «распознавания образов» свидетельствует об обратном: подтверждаемость прогнозных оценок невелика. В чем причина? Она, по-видимому, заключается в том, что многочисленные признаки, установленные на эта-

лонных месторождениях, не описывают систему под названием «месторождение» или «рудное поле». Примем во внимание также тот факт, что свойства системы в целом могут быть не заключены в каждом ее элементе. Более того, системы, как правило, иерархичны, и свойства элементов на каждом иерархическом уровне могут существенно отличаться. При современных методиках прогнозированное формирование признакового поля по существу происходит из элементов, относящихся к разным иерархическим уровням системы, и это приводит к тому, что набор прогностических признаков не характеризует систему. Большая часть признаков выступает в роли шума, заглушающего полезный сигнал. В этом шуме «тонут» характерные признаки рудных объектов.

Следовательно, признаки должны отражать существенные свойства системы – рудного поля как объекта аномального по отношению к окружающей его геологической среде, так как именно рудное поле является объектом поиска при геологосъемочных работах масштаба 1:50 000. Одним из таких признаков, характеризующих рудное поле в целом, следует считать, как было отмечено выше, напряженно-деформированное состояние среды, поскольку направленность и интенсивность диффузионных потоков рудоносных флюидов, формирующих рудные поля и месторождения, контролируется напряжениями, а их изменение служит своеобразным механизмом, запускающим рудогенерирующую систему (Старостин, 1984 и др.).

Практикой геолого-поисковых исследований установлено, что для формирования эндогенных месторождений неблагоприятны как сильные сжимающие, так и сильные растягивающие напряжения. В обстановке сжатия геологическая среда обладает малой проницаемостью, и в ней затруднена миграция рудоносных растворов. В обстановке растяжения, напротив, проницаемость велика, но при этом в среде плохими являются условия для сброса рудной компоненты, и в ней в лучшем случае, может образоваться лишь рассеянная минерализация. В работе (Филатов, 1990) Тагилоэто показано ДЛЯ железорудных месторождений Кушвинского района путем тектонофизического анализа результатов измерения гравитационного поля. Из расчетов следует, что месторождения располагаются в областях, которые характеризуются положительной дилатацией и невысоким уровнем удельной энергии деформации объема. Это закономерно, поскольку здесь происходит расширение среды путем развития трещиноватости, улучшающей ее проницаемость. Следовательно, создаются условия, благоприятные для рудоотложения. Невысокий уровень удельной энергии обеспечивает и относительно невысокую степень разрушения среды. Но коль скоро месторождения находятся в этой части среды, то следует вывод, что, по-видимому, существует некоторая оптимальная проницаемость среды, наиболее благоприятная для рудоотложения. Крайние случаи напряженнодеформированного состояния среды, как было отмечено выше, неблагоприятны для этого процесса.

Своеобразие напряженно-деформированного состояния геологической среды в пределах рудных полей и месторождений благодаря деформационному изменению плотности пород отражается в поле силы тяжести системой локальных положительных и отрицательных аномалий, оси которых дискордантны простиранию изоаномал регионального поля силы тяжести. Используя данный морфологический признак как ведущий и возкритерий прогнозирования рудоперспективных ведя его в структур, на Полетаевской площади определили для проведения общих поисков несколько участков. На двух из них были установлены промышленные по масштабам и содержанию полезных компонентов месторождения новых для данной территории типов: полиметаллов (Биксизак) и золота (Березняковское). Другие участки: Архангельский, Таяндинский, Северо-Таяндинский и Северо-Березняковский, по предварительным результатам исследований, перспективны либо на полиметаллическое, либо на золотое оруденение.

Березняковское золото-порфировое месторождение. Рудное поле месторождения сложено осадочно-вулканогенными породами, являющимися продуктами позднедевонского-раннекаменноугольного этапа тектономагматической активизации. Тектонические условия того времени характеризуются интенсивнейшим развитием сдвиговых дислокаций мантийного заложения (Кузнецов, 1994). Обстановка сжатия способствовала проявлению здесь андезитового вулканизма с широким образованием интрузий гипабиссального и субвулканического уровней становления. В зависимости от глубины кристаллизации интрузии имеют разную металлогеническую специализацию. С малыинтрузиями гипабиссального уровня связаны мелно-ΜИ порфировые месторождения (Биргильдинское, Томинское), а с субвулканическими телами – золото-порфировое Березняковское. Субвулканические тела сложены серийно-порфировыми андезитами, а их внутренние части представлены диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами. В южной части рудного поля вулкано-плутонический комплекс перекрыт красноцветными вулканитами таяндинской толщи ранневизейского возраста. С востока на породы осадочно-вулканогенной толщи надвинуты известняки силурийского возраста (рис. 24).

Основной структурный план рудного поля сформирован разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и реже субширотного простирания, которые главным образом представляют собой зоны интенсивной трещиноватости пород. Этими разрывами контролировались руднометасоматические процессы. Преобладающее развитие в пределах рудного поля получили зоны северо-восточного направления, которые вместе с разделяющими их блоками относительно более плотных пород отмечаются в поле силы тяжести системой чередующихся положительных и отрицательных локальных аномалий. В морфологии гравитационного поля, таким образом, отражается деформационная структура рудного поля (рис. 25).



Рис. 24. Схематическая геологическая карта рудного поля Березняковского месторождения (составил Б. А. Пужаков):
1 – известняки. Андезиты порфировые: 2 – плагиоклазовые;
3 – кварц-плагиоклазовые; 4 – роговообманково-кварц-плагиоклазовые;
5 – кластолавы плагиоклазовых порфировых андезитов. Туфы: 6 – андезитов;
7 – плагиоклазовых порфировых андезитов; 8 – гематитизированные андезитовые; 9 – ксенотуфы; 10 – кластолавы андезитодацитов порфировых плагиоклазовых; 11 – диоритовые порфириты; 12 – кварцевые диоритовые порфириты; 13 – дайки риодацитов; 14 – зона брекчий; 15 – разрывные нарушения; 16 – участок детальной гравиметрической съемки



Рис. 25. Схема поля силы тяжести Биргильдинско-Томинского рудного узла (Кузнецов, 1994): 1 – контур площади общих поисков; 2 – контур площади поисково-оценочных работ; 3 – участок детальной гравиметрической съемки (Березняковское месторождение); 4 – изоаномалы силы тяжести Березняковское месторождение, как уже было отмечено, приурочено к субвулканическому телу сложной формы с размерами в плане (300 – 350) × 600 м (см. рис. 24).

Переход от серийно порфировых андезитов к кварцевым диоритовым порфиритам постепенный, и поэтому граница между этими двумя типами пород проведена условно. Оруденение локализовано в центральной и эндо-экзоконтактовой частях субвулканического тела и представляет собой золото-сульфидный штокверк сложного строения с системой разноориентированных проницаемых зон (трещинных систем), обогащенных сульфидной минерализацией. Тип минерализации вкрапленнопрожилково-струйчатый. Породы, вмещающие оруденение, метасоматически изменены. Среднее содержание золота изменяется от 1 до десятков граммов на тонну, достигая в отдельных пробах 700 г/т.

Прогноз и изучение внутреннего строения месторождения были осуществлены в основном по гравиметрическим данным. Это обусловлено его петрофизической характеристикой. Породы, слагающие месторождение, практически немагнитны и слабо дифференцированы по плотности. Так, ксенотуфы и туфы андезитов имеют среднюю плотность 2,73 г/см<sup>3</sup> и 2,75 г/см<sup>3</sup>, соответственно. Плотность субвулканических порфировых андезитов около 2,73 г/см<sup>3</sup>, диоритовых порфиритов такая же, а плотность кварцевых диоритовых порфиритов изменяется от 2,72 г/см<sup>3</sup> до 2,77 г/см<sup>3</sup>. Более высокой плотностью характери-170 зуются гематизированные породы таяндинской толщи – 2,81 – 2.83 г/см<sup>3</sup>. Изменение плотности пород обусловлено в основном различным содержанием в них сульфидных минералов. Но несмотря на то, что породы в пределах месторождения повсеместно интенсивно минерализованы, это практически не находит отражения в поле силы тяжести, как и изменение литологического состава пород; большая часть локальных аномалий силы тяжести месторождения обусловлена его деформационной структурой, сформировавшейся под действием процессов, благоприятных для рудообразования. Таким образом, гравитационное поле в малоискаженном виде различными мешающими факторами (изменение литологического состава пород, минерализация и др.) несет в себе информацию о внутреннем строении месторождения и закономерностях локализации рудной минерализации. Данные других геофизических методов не позволяют решить эти задачи: в магнитном поле месторождение отмечается невыразительной отрицательной аномалией изометричной формы интенсивностью 30-40 нТл и размерами 200 × 200 м; величина аномалии вызванной поляризации близка к фоновому значению и не превышает 1,5 %.

Но изучить деформационную структуру месторождения и определить пространственное положение золотого оруденения можно только с помощью высокоточной гравиметрической съемки. Для этого гравиметровые работы были выполнены на

участке площадью 0,48 км<sup>2</sup> по сети  $10 \times 10$  м специально изготовленным во ВНИИГеофизике высокоточным гравиметром с погрешностью единичного наблюдения ± 0,01 мГал. Средняя квадратическая погрешность определения аномального значения силы тяжести в редукции Буге составила ± 0,017 мГал. Это позволило построить карту изоаномал  $\Delta g_{\rm b}$  с сечением 0,05 мГал. Гравиметрические исследования такой точности и детальности на Урале были проведены впервые (см. рис. 25).

Деформационные структуры месторождения представлены в основном двумя элементами: линейными тектоническими зонами северо-западного направления и участками дилатационного разуплотнения пород субширотной ориентировки. Тектонические зоны в гравитационном поле проявляются аномалиями типа «гравитационной ступени». Это позволяет считать, что они обусловлены смещением блоков пород в вертикальном направлении и, как следствие, различным уровнем эрозионного среза блоков по разные стороны от тектонических зон. Поле силы тяжести участков дилатационного разуплотнения характеризуется системой линейных локальных отрицательных аномалий интенсивностью 0,05-0,2 мГал, которые располагаются кулисообразно. Границы участков картируются линиями максимальных значений горизонтальных градиентов силы тяжести. Ширина участков разуплотнения составляет в среднем 50-70 м, по простиранию они вы-

клиниваются по мере уменьшения степени нарушенности горных пород. В отдельных случаях ширина этих участков не превышает 20-30 м. Границы участков дилатационного разуплотнения – это граница перехода от более проницаемых к менее проницаемым породам. Условия рудоотложения вблизи этих границ являются наиболее благоприятными. В некоторых случаях установлено сочленение тектонических зон с участками дилатационного разуплотнения – они как бы переходят друг в друга.

Анализ строения деформационных структур дает основание считать их элементами парагенезиса левостороннего сдвига: тектонические зоны имеют сколовую природу, участки дилатационного разуплотнения формировались как трещины отрыва. Так как процесс образования разломов подчиняется определенным закономерностям, то это позволяет прогнозировать их внутреннее строение. В частности, трещинные зоны должны иметь «пропеллеровидное» строение, т. е. в разрезе по простиранию с востока на запад их падение должно изменяться с крутого южного на крутое северное (Шерман, Борняков и др., 1985). Таким же должно быть и пространственное положение связанного с ними золотого оруденения. Из анализа плана графиков  $\Delta g_{\rm F}$  следует, что действительно пространственное поведение трещинных зон подчиняется этой закономерности (рис. 26).

Результаты опробования, проведенного в горных выработках (канавы, скважины колонкового бурения), подтвердили связь золотого оруденения с деформационными структурами месторождения. Подтвердилось предположение и о преимущественной приуроченности оруденения к областям перехода от разуплотненных к уплотненным блокам. Большая часть рудных подсечений располагается вдоль линий максимальных значений горизонтальных градиентов силы тяжести с некоторым смещением в сторону повышения силы тяжести, т. е. в блоках относительно более плотных пород. При этом наиболее благоприятными для размещения оруденения оказались зоны, ограничивающие участки дилатационного разуплотнения и их сочленения с тектоническими структурами северо-западного простирания. Взаимосвязь процессов рудогенеза и напряженно-деформиро-

ванного состояния среды находит отражение в некоторых характеристиках оруденения. Термодинамические условия при длительном формировании деформационных структур способствуют изменению обстановки рудоотложения как в пространстве, так и во времени.

Благодаря этому рудные тела и даже их части приобретают разные геохимические характеристики. По этой же причине наблюдается невыдержанность содержания золота по простиранию и падению как в пределах рудных тел, так и в различных частях месторождения.



Рис. 26. План графиков Δg<sub>Б</sub> (Кузнецов, 1994):
1 – линии профилей; 2 – график Δg<sub>Б</sub> (в 1 см 0,05 м Гал);
3, 4, 5 – корреляция элементов гравитационного поля
(3 – максимальные горизонтальные градиенты, 4 – оси положительных локальных аномалий, 5 – оси отрицательных локальных аномалий);
6 – скважины колонкового бурения



Рис. 27. Геологические результаты гравиметрических работ (Кузнецов, 1994; Филатов, Кузнецов, 1999):

Золото на месторождении связано не только с тектоническими зонами субширотного и северо-западного простирания, где его содержание наиболее велико, но и с изометричной структурой типа штокверка, ограниченного с севера и юга тектоническими нарушениями широтного направления, а с запада и востока – северо-западного. По характеру гравитационного поля и по результатам бурения можно сделать вывод, что деформационные процессы не способствовали образованию в пределах штокверка протяженных тектонических нарушений. Поэтому распределение рудной минерализации здесь должно быть равномерным, а содержание более низким, чем в описанных выше деформационных структурах, что подтверждается результатами предварительной разведки (рис. 27).

Высокая эффективность применения гравиметрии для изучения структуры месторождения и закономерностей размещения в его пределах золотого оруденения была подтверждена

изоаномалы силы тяжести (уровень Δg<sub>Б</sub> условный); 2 – скважины колонкового бурения; 3 – линии максимальных горизонтальных градиентов Δg<sub>Б</sub> – а); то же, на участках выклинивания или второстепенные – б); 4 – области дилатационного разуплотнения массивов горных пород; 5 – промышленные содержания золота по результатам опробования: а) в канавах; б) в скважинах; 6 – прогнозируемые рудные зоны; 7 – область золото-сульфидного штокверка

результатами бурения: из 36 скважин, пробуренных в пределах прогнозированных деформационных структур, в 28 скважинах подсечены кондиционные руды, в 6 – некондиционные; из 60 скважин, пробуренных за пределами этих структур, кондиционные руды были вскрыты только в одной, в 11 – некондиционные, остальные оказались безрудными; в пределах штокверка было пробурено 18 скважин глубиной от 20 до 476 м, восемь из них оказались с кондиционной рудой, в четырех концентрация золота составляет 0,7-0,9 г/т, еще в четырех – содержание золота в отдельных пробах не превышает 0,3-0,6 г/т.

Фундаментальной идейной основой выполненных исследований на Полетаевской площади послужили представления о тесной связи процессов рудоотложения с напряженно-деформированным состоянием геологической среды и об отражении этого состояния через изменение плотностных свойств массивов горных пород в поле силы тяжести. Это позволило по-новому истолковать историю геологического развития региона, установить универсальный поисковый признак, осуществить прогнозирование рудного поля, открыть золото-порфировое месторождение, изучить его деформационную структуру и пространственное размещение в его пределах золотого оруденения.

## 3.2. Прогнозная оценка Увельской площади на медно-порфировое рудопроявление (K. Vandysheva, V. Phylatov, 2013; Филатов, Вандышева, 2014)

Индифферентность количественных характеристик деформации относительно типа месторождения позволяет рассматривать их как поисковые признаки или критерии, т. е. трактовать как своеобразные геологические инварианты. Следовательно, опираясь на эти признаки, можно дать прогнозную оценку той территории, на которой выполнен тектонофизический анализ поля силы тяжести. Такая прогнозная оценка нами была дана на Увельскую площадь на Южном Урале по результатам выполненного здесь геологического доизучения и поисков в масштабе 1:50000 (Отчет Увельского ГСО..., 1986).

В структурно-тектоническом отношении исследуемая территория находится в пределах Восточно-Уральского поднятия. В её строении участвует эффузивный комплекс нижнего силура, вулканогенно-осадочные образования от нижнесилурийского до нижнедевонского возраста и терригенные образования нижнего карбона (Отчет Увельского ГСО..., 1986). Среди этих пород залегает несколько близких по составу гранитных массивов: Ново-Украинский, Каменский и Чернореченский. По петрохимическому составу все массивы относятся к тоналит-гранодиоритовому составу. Близкими являются и петрофизические характеристики массивов: плотность, магнитная восприимчивость и другие. Плотность вещества массивов по результатам её изучения на образцах меньше плотности вмещающих пород на 0,25 – 0,30 г/см<sup>3</sup>. Поэтому в поле силы тяжести массивы картируются отрицательными аномалиями интенсивностью более – 6 мГал.

Массивы в течение истории своего развития и существования были подвергнуты процессам бластеза и перекристаллизации, сопровождавшимися метасоматическими изменениями. Эти процессы выразились в площадной микроклинизации, альбитизации, серитизации и мусковитизации. В экзоконтактах массивов отмечено проявление контактового метаморфизма вмещающих горных пород. Все преобразования гранитоидов не привели к существенному изменению их плотности. Благодаря этому морфология аномалий силы тяжести простая. Массивы в плане имеют форму эллипсов, большие оси которых вытянуты в субмеридиональном направлении (рис. 28); западные контакты массивов с вмещающими породами практически вертикальные, восточные – падают на запад под углами около 70°.

Гравиметрической основой для выполнения тектонофизического анализа послужила карта изоаномал силы тяжести в редукции Буге масштаба 1:50000. Предварительно результаты гравиметрической съёмки были пересчитаны в узлы квадратной сетки размером 500 × 500 метров. В дальнейшем в этих же узлах выполнялось вычисление компонентов вектора смещения, а затем и компонентов тензора чистой деформации.


Рис. 28. Поле растягивающих деформаций e<sub>1</sub> и e<sub>2</sub>:
1 – положение скважин и их номера; 2 – контуры гранитных массивов:
К – Каменский, Ч – Чернореченский, Н-У – Новоукраинский;
3 – эпицентр аномалии вызванной поляризации;
4 – линия профиля детальной гравиметровой и магнитной съемок;
5 – деформация растяжения; 6 – граница деформационных зон;
7 – граница перспективного участка

Анализ численных значений компонентов деформации показал, что компоненты  $e_{xz}$  и  $e_{yz}$  малы по сравнению с компонентами  $e_{xx}$ ,  $e_{yy}$ ,  $e_{zz}$ ,  $e_{xy}$ . Поэтому при дальнейших расчётах было принято  $e_{xz} = 0$ ,  $e_{yz} = 0$ . В этом случае уравнения для определения главных значений деформации  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$  и ориентировок главных направлений принимают следующий вид:

$$e_{3} - (e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}) \cdot e_{2} + (e_{xx} \cdot e_{yy} + e_{xx} \cdot e_{zz} + e_{yy} \cdot e_{zz} - e_{xy}^{2}) - (e_{xx} \cdot e_{yy} \cdot e_{zz} - e_{zz} \cdot e_{xy}^{2}) = 0, \quad (33)$$

$$2(e_{xx} - e)\cos\alpha + e_{xy}\cos\beta = 0 \\ e_{xy}\cos\alpha + 2(e_{yy} - e)\cos\beta = 0, \\ (e_{zz} - e)\cos\gamma = 0. \end{cases}$$

$$(34)$$

Корнями уравнения (33) являются главные значения деформации  $e_1$ ,  $e_2$  и  $e_3$ . Система уравнений (34) позволяет определить ориентировку трёх главных направлений деформации (главных осей), т. е. углы  $\alpha_i$ ,  $\beta_i$ ,  $\gamma_i$ , где i = 1, 2, 3. Из третьего уравнения системы (34) следует, что первая и вторая главные оси деформации лежат в горизонтальной плоскости, которая совмещена с дневной поверхностью, т. е. углы  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  равны  $\pi/2$ . Третья главная ось перпендикулярна к ней (угол  $\gamma_3 = 0$ ), а значит, направлена по линии отвеса. Главные значения деформации  $e_1$  и  $e_2$  на всей исследованной территории представляют собой растяжения. Третье главное значение  $e_3 = e_{zz}$  повсеместно является сжатием. Таким образом, геологическая среда под действием плотностных неоднородностей испытывает в разной степени растяжение в горизонтальном направлении и сжатие – в вертикальном. Результаты вычисления главных значений деформации приведены на рис. 29 и 30. Они дают представление как о региональном, так и о детальном характере деформирования геологической среды силой тяжести.



Рис. 29. Поле сжимающих деформаций *e*<sub>3</sub> (изолинии оцифрованы в относительных единицах *n*·10<sup>-5</sup>) (условные обозначения на рис. 28): 1 – изолинии отрицательной дилатации и их оцифровка



Рис. 30. Результаты вычисления дилатации ( $\theta$ ) (изолинии оцифрованы в относительных единицах  $n \cdot 10^{-5}$ ) (условные обозначения на рис. 28):

1 – изолинии положительной дилатации и их оцифровка;

2 - изолинии отрицательной дилатации и их оцифровка

В региональном отношении деформация геологической среды носит зональный характер, представляя собой чередова-

ние линейно вытянутых в северо-западном направлении зон с преимущественным развитием в них либо деформаций растяжения  $e_1$  и  $e_2$ , либо деформации сжатия  $e_3$ . Каждая из зон, а их выделено четыре с востока на запад, имеет и свой характер дилатации (см. рис. 30): в первой зоне она преимущественно положительная; во второй – отрицательная в северной части, переходящая на юге в положительную; в третьей – положительная. В прогностическом отношении наибольший интерес в этой ситуации представляют районы перехода от одной зоны к другой, поскольку именно здесь проявляются сформулированные выше деформационные критериальные признаки размещения рудных полей месторождений.

Деформация геологической среды в районах Каменского и Ново-Украинского массивов, находящихся в первой и третьей зонах, однотипная. Поскольку плотность гранитов меньше плотности вмещающих пород, то в характере деформации находит эффект «всплывания» массивов как более лёгких объектов. Вытянутость массивов в меридиональном направлении обусловливает ориентировку растягивающих деформаций в широтном (*e*<sub>1</sub>) и меридиональном (*e*<sub>2</sub>) направлениях.

Наибольшее значение деформаций  $e_1$  и  $e_2$  наблюдается в осевой части массивов. К контактам массивов с вмещающими породами они закономерно убывают. Форма западных контактов более сложная, чем восточных. Поэтому деформации  $e_1$  и  $e_2$  здесь и по величине, и по направлению обличаются большей изменчивостью. Благодаря этому, как показали геологические наблюдения, вмещающие породы западнее массивов сильнее нарушены разрывами различных типов. Восточные контакты массивов представляют собой плоскости, падающие на восток. Угол их падения слабо изменяется по простиранию массивов. В этой части территории деформация характеризуется незначительной изменчивостью: главное значение  $e_1$  много больше  $e_2$  и направлено оно субширотно.

Чернореченский массив имеет сложную форму в плане и в разрезе. Он также вытянут в меридиональном направлении. Но область наибольших растягивающих деформаций  $e_1$  и  $e_2$  смещена относительно его оси простирания к востоку и находится в районе развития вмещающих пород. Вместе с такой же областью, обусловленной Ново-Украинским массивом, она образует третью единую зону северо-западного простирания. Вмещающие породы здесь также в значительной мере осложнены большим количеством разрывов. Об этом свидетельствуют результаты бурения скважины  $\mathbb{N}$  1 в одном километре к востоку от массива (рис. 31).



Рис. 31. Результаты профильных наблюдений гравитационного и магнитного полей (*a*) и результаты решения обратной задачи гравиразведки (*б*): 1 – гранитный массив; 2 – положение скважины; 3 – график Δg<sub>a</sub>; 4 – график ΔZ<sub>a</sub>; 5 – контур модели: І – гранитный массив; II – зона трещиноватости На всю глубину скважины (около 200 м) установлено, что породы в ней сильно разрушены. Объём трещинного пространства оценён в 12,3 %. При такой доле трещинной пустотности первоначальная плотность пород (около 2,80 г/см<sup>3</sup>) должна уменьшиться на 0,34 г/см<sup>3</sup>, т. е. плотность вмещающих пород, изменённая трещиноватостью, должна быть близка плотности гранитов.

В южной части Чернореченского массива и в районе, примыкающем к нему с востока, были выполнены измерения по профилю силы тяжести и напряжённости магнитного поля (рис. 31). Эти измерения показали, что восточный крутопадающий контакт массива с вмещающей толщей картируется только в магнитном поле изменением уровня поля на 300 нТл и характера поля. В аномальном поле силы тяжести контакт не проявляется, хотя скачок плотности (установленный по результатам измерения её на образцах) при переходе через него составляет около 0.30 г/см<sup>3</sup>. Интерпретация аномалии силы тяжести показала, что её источником является плотностная неоднородность с дефектом плотности около 0,31 г/см<sup>3</sup>. Следовательно, в геолого-петрографическом отношении плотностная неоднородность состоит из части гранитного массива и части примыкающих к нему вмещающих пород, разуплотнённых трещиноватостью до плотности гранитов. Исходя из результатов интерпретации следует вывод о том, что такой дефект плотности может быть достигнут при относительном изменении объёма вмещающих пород на 11 %. Эта оценка близка к той, что получена по результатам изучения трещинной пустотности в скважине № 1.

Причиной локального развития интенсивной трещиноватости в вулканогенных породах в восточном экзоконтакте Чернореченского гранитного массива является зонная релаксация палеонапряжений, физические основы которой и примеры проявления в геологической среде были рассмотрены в разделе 1.2 (см. рис. 4, рис. 5). Об этом, в частности, свидетельствует форма в разрезе той части плотностной неоднородности, которая представляет разуплотнённую вмещающую среду. Процесс зонной релаксации палеонапряжений начинается у восточного контакта гранитного массива с вмещающей средой (рис. 31,  $\delta$ ), развиваясь в сторону последней с увеличением мощности разуплотнённых пород, максимальная величина которой достигает около 1000 м на расстоянии 500 м от границы массива. Эта область называется зоной дробления пород. Эта зона переходит с перекрытием в зону метастабильного состояния, в пределах которой мощность трещиноватых пород максимальная. В рассматриваемой ситуации она близка к 500 м. Зона метастабильного состояния, в свою очередь, переходит в зону упругости, в которой процесс трещинообразования плавно затухает и мощность трещиноватых пород постепенно уменьшается, сходя на нет. На разрезе рис. 31, б ширина зоны упругости составляет около 600 м. В целом же, протяжённость зоны разгрузки по профилю составляет около 2 км.

В районе скважины  $N_{2}1$ , а также на север от неё вдоль восточного контакта Чернореченского массива и особенно на юг, к Ново-Украинскому массиву, величина деформации сжатия  $e_3$  мала. Деформации растяжения  $e_1$  и  $e_2$ , напротив, значительные. Такой режим деформирования создаёт благоприятные предпосылки для развития трещиноватости и увеличения её во времени в условиях стабильного существования плотностных неоднородностей – гранитных массивов.

На Увельской площади путём дешифрирования аэроснимков и геофизическими методами было установлено большое количество разрывных нарушений, изображённых схематически на рис. 32. Их кинематический тип не определялся повсеместно. Поэтому представляет теоретический и практический интерес ответить на вопрос о возможном типе нарушений на основании результатов тектонофизического анализа гравитационного поля.

Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо сопоставить ориентировку нарушений с ориентировками главных осей тензора деформации, поскольку последние определённым образом связаны с направлениями, по которым могут развиваться нарушения различного кинематического типа – отрывы и сколы.

190



Рис.32. Схема разрывов, построенная по результатам дешифрирования аэроснимков и геофизическим данным (условные обозначения на рис. 28)

При растяжениях вдоль первой и второй главных осей и при сжатии вдоль третьей оси в горизонтальной плоскости могут формироваться дислокации отрыва, перпендикулярные главным осям, и максимальные сдвиги вдоль биссектрисы угла, образованного главными осями. На рис. 33 показаны розыдиаграммы ориентировок возможных дислокаций отрыва, перпендикулярных первой и второй главным осям деформации, ориентировок дислокаций сдвигового типа в их сопоставлении с розой-диаграммой направлений нарушений, установленных по результатам дешифрирования аэроснимков и геофизическими методами.

Сравнительный анализ роз-диаграмм показал: что разрывные нарушения имеют две ориентировки с углами: 34 – 55° и 325 – 345°; возможные дислокации отрыва перпендикулярные первой главной оси, ориентированы субширотно по азимутам 185 – 85°; возможные дислокации отрыва, перпендикулярные второй главной оси, ориентированы субмеридионально по азимуту 350°; возможные дислокации сдвигового типа ориентированы под углами 45 и 315°. Из сопоставления азимутов ориентировок возможных и действительных дислокаций следует, что реальные дислокации на Увельской площади имеют в основном сдвиговый (сколовый) механизм образования и в меньшей мере развиты дислокации отрывного типа. Такие дислокации радиальной ориентировки, образованные в результате растяжения, геологически установлены в двух километрах южнее скважины № 1. На территориях, примыкающих к Увельской площади, в радиальных системах трещин отрыва формировалась золоторудная минерализация.



Рис. 33. Розы-диаграммы направлений:

*а* – главного направления деформации *e*<sub>1</sub>; *б* – главного направления сдвига; *в* – главного направления деформации *e*<sub>2</sub>.

Синяя линия (сплошная) – роза-диаграмма направлений разрывов; красная линия штриховая – розы-диаграммы главных направлений деформаций

Анализ результатов вычисления главных компонент тензора деформации и дилатации, в сопоставлении с данными изучения трещиноватости геофизическими методами и дешифрирования аэроснимков, показал, что на Увельской площади устанавливается такое напряжённо-деформированное состояние, при котором в геологической среде возможно образование разрывов различного масштаба и кинематического типа, способных в массе своей изменять её проницаемость, т. е. создавать благоприятные предпосылки для рудоотложения.

Северная часть выделенной на площади второй зоны (см. рис. 28) характеризуется наибольшими значениями компоненты  $e_3$  (сжатия), а также значительной отрицательной дилатацией ( $\theta$ ) (см. рис. 30).

Породы в этой части площади обладают наибольшей плотностью и наименьшей проницаемостью. По данным аэрогамма-спектрометрической съёмки, содержание радиоактивных элементов здесь наиболее низкое. В скважине № 2, пробуренной южнее эпицентра, по данным гамма-каротажа, естественная радиоактивность не превышает 1-2 мкр/час.

Но уже в полутора километрах южнее в скважине  $N_{23}$ , пробуренной в тех же горных породах, но в иной деформационной обстановке, которая характеризуется положительной дилатацией, уровень естественной радиоактивности возрастает в несколько раз. Это может свидетельствовать, в частности, об увеличении проницаемости геологической среды. От эпицентра к периферии области с отрицательной дилатацией происходит постепенное уменьшение компоненты  $e_3$ , увеличение и изменение ориентировок компонент  $e_1$  и  $e_2$ , а дилатация становится поло-194 жительной. Исходя из установленных ранее закономерностей и особенностей деформационных структур на серии различных месторождений, на представленной площади можно выделить зоны, участки, перспективные на выявление рудных полей месторождений. Наиболее перспективной в этом плане является зона перехода от области с отрицательной к положительной дилатацией, характеризующаяся к тому же довольно резким изменением ориентировок главных компонент ( $e_1$  и  $e_2$ ) тензора деформаций. На первом этапе можно заключить, чтонаиболее перспективной является кольцевая зона, охватывающая с востока, юга и запада район, характеризующийся интенсивной отрицательной дилатацией (см. рис. 30). Ширину этой зоны можно оценить по величине расстояния между скважинами № 2 и № 3, проницаемость геологической среды в которых, по данным гамма-каротажа, существенно различна. Характер деформаций в пределах зоны соответствует сформулированным выше прогностическим критериям. Поэтому любой её фрагмент, вероятно, в равной мере перспективен на обнаружение рудного объекта.

Прямым геолого-геофизическим подтверждением обоснованности сделанного прогноза служит: во-первых, аномалия вызванной поляризации (ВП) интенсивностью около 1,5 %, установленная в западной части кольцевой зоны. Изучение района аномалии показало, что она обусловлена сульфидным прожилково-вкрапленным оруденением, развитым по трещинам отрыва. Во-вторых, в этой зоне, за северной рамкой рассматриваемой площади, ранее было выявлено Урманское медно-порфировое проявление. В связи с этим можно предположить, что Урманское проявление и кольцевая зона, с выявленным в её пределах прожилково-вкрапленным оруденением, представляют собою единую рудно-перспективную структуру, отвечающую тектонофизическим поисковым критериям.

Тектонофизический анализ поля силы тяжести, выполненный на Увельской площади, показал, что полученные данные объективно отражают напряжённо-деформированное состояние геологической среды. Поэтому их можно использовать наряду с другими геолого-геофизическими критериями (признаками) для прогнозирования рудных объектов различного генетического типа.

### 4. НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЕКАТЕРИНБУРГСКОГО МЕГАПОЛИСА (Болотнова, 2007, Болотнова, Филатов, 2010)

## 4.1. Морфология интрузивных массивов и результаты тектонофизического анализа гравитационного поля

*Морфология интрузивных массивов.* 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 (Романов, 1947) полагал, что Верх-Исетский гранитный массив имеет форму акмолита, как и большая часть гранитных интрузий Урала. В. М. Сергиевский (Сергиевский, 1960) рассматривал многие гранитные массивы Урала как батолиты. А. А. Пронин (Пронин, 1960) и О. В. Беллавин (Беллавин, Алейников и др., 1968, 1970) считали, что гранитные массивы Урала имеют пластообразную форму. В. В. Хоментовский (Хоментовский, 1958) полагал, что «на основании всего фактического материала ничего нельзя сказать о том, в каком виде массив (Верх-Исетский. – *Авт.*) 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 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 (Беллавин, 1963). В более поздней работе (Беллавин, 1971) 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 мате-

198

риала, 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».

В работе (Зинькова, Ферштатер, 2004) Верх-Исетский массив обозначен как крупнейшее на Урале батолитообразное тело. В последней по времени работе о результатах геологической съемки, выполненной в районе г. Екатеринбурга (Геологическое доизучение..., 1999), приведена весьма скудная морфологическая характеристика массивов, хотя в распоряжении авторов была кондиционная гравиметрическая карта масштаба 1: 200000, схема которой приведена на рис. 34.

В работе (Беллавин, Вагшаль и др., 1970) 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. Авторам представляется вероятным, что граниты Шарташ-

199

ского массива если и связаны с Верх-Исетским массивом, то на глубине более 4 км.



Рис. 34. Схема поля силы тяжести и положение интерпретационных профилей

Об интрузивных массивах основного и ультраосновного составов, которыми в описываемом районе являются Шувакишский, Широкореченский и Уктусский массивы, в литературе приводится весьма скудная морфологическая характеристика (Современная геодинамика..., 1990). Так, например, в работе (Пронин, 1960) сказано, что, «...используя данные геофизических работ, геологи Верхнемакаровского отряда ... 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.

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.

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. 34).

Анализ карты изоаномал путем аналитического продолжения значений поля в верхнее полупространство показал, что региональный фон в районе мегаполиса хорошо описывается полиномом первой степени. Результаты вычислений значений регионального фона приведены на рис. 35.

Площадь мегаполиса относительно невелика. Поэтому при простоте вида регионального фона невозможно установить

ни форму, ни геологическую природу его источника. Да такая задача и не ставилась, поскольку основная цель исследования заключалась в выделении локальных аномалий, обусловленных интрузивными массивами.



Рис. 35. Схема регионального гравитационного поля (оцифровка условная)

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. 36):

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.

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. Данные, приведенные в табл. 2, дают достаточно подробное представление о плотности различных петрографических типов пород.



Рис. 36. Схема локальных аномалий поля силы тяжести и контуры интрузивных массивов:

I – Верх-Исетский; II – Шувакишский; III – Уктусский;

IV – Шарташский; V – Свердловский; VI – Широкореченский

Для интерпретации локальных аномалий такая детальность петроплотностных свойств не нужна, так как ее просто невозможно учесть. В соответствии с этим данные табл. 2 были

# пересчитаны в средние значения (и интервалы их изменения) по основным типам пород.

Таблица 2

### Плотность пород интрузивных массивов

	Плотность, г/см <sup>3</sup>	
Порода	среднее	интервал
	значение	изменения
Габбро-амфиболиты	2,90	2,82 - 3,06
Кварцевые биотит-амфиболитовые	2,80	2,67 - 2,93
диориты		
Плагиогранодиориты	2,69	2,64 - 2,78
Плагиограниты	2,65	2,51 - 2,89
Гранодиориты	2,67	2,65 - 2,80
Граниты-биотит-роговообманковые	2,64	2,60 - 2,68
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

#### (Методические рекомендации..., 1983)

Среднее значение плотности, а также интервалы ее изменения для кислых и средних пород равны соответственно 2,66 г/см<sup>3</sup> и 2,61 – 2,72 г/см<sup>3</sup>; для ультраосновных пород – 3,10 г/см<sup>3</sup> и 3,08 – 3,17 г/см<sup>3</sup>; для измененных габбро – 3,00 г/см<sup>3</sup> и 2,90 – 3,10 г/см<sup>3</sup>.

На рис. 37, 38 приведены примеры результатов интерпретации аномалий поля силы тяжести по некоторым профилям. Интерпретация локальных аномалий силы тяжести была выполнена с помощью пакета программ ADG-3D (Кочнев, 1993, 1996, 2001) и программы GRPR2 (Виноградов) На каждом рисунке представлено два плотностных разреза: верхний разрез двухмерный; нижний - трёхмерный. По результатам интерпретации получены следующие данные о морфологии и условиях залегания интрузивных массивов.

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 вдоль северного широтного профиля I-I (56°56′) западный и восточный контакты Верх-Исетского массива падают на запад под углами<sup>\*</sup> соответственно 30° и 45°.

<sup>\*</sup> Углы падения контактов отсчитываются от западного направления линии профиля.





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; б – плотностной разрез 3-D



Рис. 38. 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; б – плотностной разрез 3-D

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 (рис. 38) (56°51′) в столбообразное вертикальное тело, нижний контакт которого находится на глубине около 8,5 км.

В разрезе вдоль широтного профиля II-II (см. рис. 37) 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 160°; восточный контакт пладет также на запад под тем же углом 160°.

В разрезе вдоль меридионального профиля VII-VII (см. рис. 38) 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°, начиная с глубины около 1,0 км – на восток под углом 130°. Восточный контакт вблизи поверхности падает на запад под углом 40°. 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 свидетельствует 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. 38), 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 4 × 17 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

211

под углами 65-75°. Нижний контакт массива находится на глубине 2,5-3,0 км (Геологическое доизучение..., 1999).

По результатам интерпретации аномалии силы тяжести параметры массива несколько иные: западный и восточные контакты падают на запад под углами 60 и 65°, 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 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 (Геологическое доизучение..., 1999). С глубиной (около 1,5 км) падение контактов массива резко изменяется: западный контакт падает на запад под

212

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 (Болотнова, 2005).

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 (Беллавин, 1963) и Верх-Исетского массивов.

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

По современным представлениям (Турчанинов, 1977), 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 (Кашубин, 1994), результатах физического моделирования и непосредственных измерениях (Влох, Зубков и др., 1972; Алейников, Зубков и др., 1971).

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 (см. рис. 34) и геолого-геофизические представления об основных плотностных неоднородностях района – интрузивных массивах: Уктусском, Шувакишском, Широкореченском, Шарташском, Верх-Исетском и Свердловском (Болотнова, Гуськов, Филатов, 2004).

Главные значения и главные направления деформации 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. 39 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 главных осей деформации.



Рис. 39. Схема главных компонент деформации *e*<sub>1</sub>и *e*<sub>2</sub>: *I* – контуры массивов интрузивных пород: I –Верх-Исетский; II – Шувакишский; III – Уктусский; IV – Шарташский; V – Свердловский; VI – Широкореченский ; *2* – растяжение; *3* – сжатие

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 западносеверо-западном направлении.

В отличие от «легких» гранитных массивов, «тяжелые», сложенные ультраосновными породами, погружаются в окру-
жающую 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. 39. 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.

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, т. е. относительное изменение объема деформируемой среды (рис. 40). Все гранитные массивы характеризуются положительной дилатацией примерно одинаковой величины  $(1,0-1,5)\cdot10^{-2}$ . Все ультраосновные массивы картируются отрицательной дилатацией: максимальная величина дилатации Шувакишского массива более  $-1,5\cdot10^{-2}$ , Широкореченского – около  $-1,5\cdot10^{-2}$ , Уктусского – более  $-2,8\cdot10^{-2}$  (Болотнова, Гуськов, 2004).

Ультраосновные породы характеризуются большими значениями модуля упругости (модуля Юнга). Поэтому, как показывают результаты измерения (Маслов, Молчанов, 1982), 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 проч-

ность объекта, происходит взрывоподобная разрядка напряжений с выделением упругой энергии и разрушение объекта.



Рис. 40. Поле дилатации в

Такие явления нередко наблюдаются в рудниках, построенных в высокомодульных породах. Проявляются они в виде трещинообразования, стреляния, горных ударов и даже тектонических землетрясений (Айтматов, 1982). Ультраосновные массивы в черте Екатеринбурга также являются концентраторами напряжений, как это следует из характера дилатации (см. рис. 40). Результаты тектонофизического анализа показали, что гравитационные силы, обусловленные гранитными и гранитоидными массивами, определяют режим растяжения; ультраосновные массивы – режим сжатия в геологической среде.

## 4.2. Тектоно-динамический режим и сейсмичность

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.

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 (Сейсмические события..., 2002). Авторы (Сейсмические события..., 2002) отмечают, что «примерно с 1974 г. на Урале установлена система наблюдений (рис. 41), 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 (Сейсмические события..., 2002). 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.

Выполнив тщательный анализ сейсмической информации, авторы привели в каталоге характеристику 69 событий: 34 из них отнесены к горнотехническим ударам, природа 24 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 северо-западу от г. Екатеринбурга, в районе Билимбаевского завода, было отнесено к тектоническим землетрясениям; его интенсивность в эпицентре оценили в 6 баллов, магнитуду – в 5, 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 в частности района г. Екатеринбурга. Как известно, величина максимальной магнитуды тектонического землетрясения относится к каждой точке района сейсмогенного нарушения, которым чаще всего является тектоническое нарушение.



Рис. 41. Карта эпицентров сейсмических событий Урала за инструментальный период наблюдения (Сейсмические события..., 2002): *1* – тектоническое землетрясение; *2* – сомнительные (требующие

дополнительных исследований); 3 – горнотехнические удары,
 обвальные, взрывы; 4 – сейсмические станции

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) (Ананьин, 1977; Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940; Левицкая, 1961; Трифонов, Алейников и др., 1969; Новейший каталог..., 1977; Сейсмические события..., 2002; Сейсмичность..., 2001; Сейсмический каталог..., 1989; Оперативный сейсмический..., 1997).

Эту сейсмичность следует считать виртуальной. Для Среднего Урала ее величина определена для основного строительства в 6 баллов, а для особо важных в экологическом отношении объектов – до 8 баллов по шкале MSK-64, что соответствует магнитуде в 5 и 6 единиц по шкале Рихтера.

Современные движения земной поверхности. Экспериментальной основой для изучения современных движений земной поверхности служат результаты повторных высокоточных нивелировок. В последние десятилетия 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 (Филатов, 1990) 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 (Филатов, 1990).

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. 42).



Рис. 42. Глубинные разломы и современные движения земной коры Урала и Приуралья (Филатов, 1990): *1* – осевые линии разломов; 2 – аномалии градиентов: *a* – положительные, б – отрицательные; 3 – аномалии сдвига (*a*), аномалии дилатации (б); 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

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 (Кострюкова, Кострюков, 2000; Отчёт..., 2001; Панжин, 2000 а, 2000 б; Сашурин, Кошкаров и др., 1998) 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.

Ширина зон динамического влияния разломных структур при этом составляет первые сотни метров – 100÷500 (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 деформа-

ции растяжения в 99 мм на базе измерения 500 м (Панжин, 2003). 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 (рис. 43) (Сашурин, Кошкаров и др., 1998). 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  $+0,3\cdot10^{-6}$  до  $-0,7\cdot10^{-6}$ . По сравнению с осевой частью Урала скорость погружения в районе мегаполиса значительно больше, составляя 2,5 ÷ 3,0 мм/год. В работе (Бачманов, Говорова, 2001) 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 (см. рис. 43). Поэтому современные движения как фактор, нарушающий динамическое равновесие, а также и тепловое (Щапов, 2006) в районе г. Екатеринбурга, является незначительным. Об этом же свидетельствуют и данные, приведенные на рис. 44, 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 (Бачманов, Говорова, 2001).

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 (Технический отчёт..., 1978, 1985, 1994), установлен 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.



Рис. 43. Характеристика современных деформаций земной коры по Свердловскому профилю ГСЗ (Современная геодинамика..., 1990):

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; VIII – Зауральское поднятие



Рис. 44. Профиль деформаций вершинной (неоген-четвертичной) поверхности Среднего Урала (Бачманов, Говорова, 2001): 1 – рельеф поверхности Земли; 2 – линия вершинной поверхности рельефа; 3 – предполагаемые зоны разломов, нарушающих положение

вершинной поверхности

2. 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.

Геологическая среда в пределах Екатеринбургского мегаполиса сильно дислоцирована (Кузовков, Двоеглазов и др., 1987), 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. 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 ранее, за последние 13 лет на территории мегаполиса было зарегистрировано всего 2 землетрясения с магнитудой около 1. Ежегодно в мире происходит более 13 миллионов таких землетрясений. Совершались ли такие сейсмические события

ранее? Вероятно, да. Но ввиду слабости толчков их не могли зарегистрировать приборы телесейсмической станции «Свердловск – Екатеринбург», тем более сейсмической станции «Арти».

Индикатором блочно-«клавишной» структуры мегаполиса являются переломы и разрывы водопроводных труб. По данным МОУП «Водопровод» (Болотнова, Гуляев, 2007), 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)·10<sup>-3</sup>, вертикальных (1,5-2,5)·10<sup>-3</sup> (Панжин, 2003).

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.

**Деформационное состояние геологической среды.** Анализ данных инженерно-геологических изысканий, морфоструктурный анализ рельефа дневной поверхности и глубины залегания подземных вод, данных геологической съемки (Буданов, 1964; Геологическое доизучение..., 1999; Кузовков, Двоеглазов и др., 1987) 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. 45, 46). 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.



Рис. 45. Разломы района г. Екатеринбурга (Бачманов, Говорова, 2001) с признаками неотектонической активности, проявленной: *1* – отчетливо; *2* – средне; *3* – слабо

Эти структуры, вероятно, были активизированы палеозойской тектоникой и омоложены в мезокайнозойское время. Большая часть из них проявляет активность и на современном этапе, способствуя возникновению аварий на линиях подземных коммуникаций (Гуляев, Дружинин, 2001). 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.

На территории района Екатеринбурга субмеридиональные разломы и трещины – это структуры сжатия. Согласно работе (Буданов, 1964), они имеют характер преимущественно всбросо-

надвигов. Субширотные структуры – это структуры относительного субгоризонтального растяжения. Диагональные структуры северо-западного и северо-восточного направлений имеют характер сколовых (сдвиговых) разрывов и трещин.



Рис. 46. Тектоническая схема района Екатеринбурга: *1* – осевые линии разломов, установленных по геологическим данным (Кузовков, Двоеглазов и др., 1987); *2* – линеаменты, установленные по геофизическим данным и отождествляемые с осевыми линиями разломов; *3* – контур территории г. Екатеринбурга; *4* – водоемы в черте г. Екатеринбурга

На рис. 47 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 было отмечено, что 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 (см. рис. 47). 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, 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 (Гуляев, Дружинин, 2001).



Рис. 47. Схема главных значений и главных направлений тензора чистой деформации с элементами разрывной тектоники: *I* – тектонические структуры сдвигового типа; *2* – всбросовые и надвиговые тектонические структуры; *3* – тектонические структуры отрыва; *4* – растяжение; *5* – сжатие

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/м<sup>3</sup> (Илларионов, 1997).

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 (Звягинцев, 1978). 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 (Кассин, Филатов, 2002). 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» (Гуляев, Дружинин, 2001), ежегодно в Екатеринбурге происходит около 1000 аварий (рис. 48), большая часть которых обусловлена тектоническими причинами – движением блоков по разломам, разрывам и трещинам в геологической среде. 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 Такая месте. 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.

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

При сравнении величины потенциальной энергии, необходимой для разрушения водопроводных труб, с магнитудой землетрясений, можно предположить, что в геологической среде отсутствуют условия для накопления упругой энергии, необходимой для инициирования землетрясений большой интенсивности.



Рис. 48. 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 (Кузовков, Двоеглазов и др., 1987)

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 млн.

Из оценки деформационного состояния геологической среды в районе Екатеринбургского мегаполиса следует:

1. Геологическая среда мегаполиса под действием гравитационных сил находится в состоянии, близком к разгружаемому.

2. В структурно-тектоническом отношении геологическая среда мегаполиса представляет тектонический узел, образованный пересечением большого числа разломов различной ориентировки и поэтому обладающий низкими прочностными свойствами.

Вероятность сейсмического события магнитудой более
 на территории Екатеринбургского мегаполиса мала.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт применения метода тектонофизического анализа гравитационного поля для тектонофизического изучения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых пока ограничивается небольшим количеством геологических объектов: Берёзовским золоторудным месторождением, Ново-Шемурским медноколчеданным месторождением, Тагило-Кушвинским железорудным районом, Томинско-Биргильдинской рудной зоной и Увельской площадью. Генезис месторождений, на территориях которых был выполнен тектонофизический анализ, различен. Тем не менее деформационные характеристики всех месторождений одинаковы и существенно отличаются от таковых для сред, вмещающих месторождения, подтверждая вывод, ранее полученный классическим тектонофизическим анализом о том, что главные значения тензора деформации и главные оси деформации в пределах месторождения иные по величине и ориентировке, чем за пределами месторождения, т. е. процесс деформирования геологической среды при формировании месторождений является специфическим.

Особенно отчётливо это различие проявляется в величине, знаке и горизонтальном градиенте первого инварианта тензора деформации – дилатации и, как следствие, – в морфологии аномалий поля силы тяжести в виде закономерного чередования положительных и отрицательных локальных аномалий, ориентировка которых отлична от ориентировки региональной компоненты гравитационного поля района месторождения. Опираясь на этот морфологический признак как на поисковый критерий, и был выполнен успешный прогноз Березняковского золото-порфирового месторождения. Прогнозная оценка Увельской площади на меднопорфировое рудопроявления была дана на иной критериальной основе, на основе различий в характере главных значений и главных осей тензора деформации и дилатации. Индифферентность количественных характеристик деформации относительно генетического типа месторождения позволяет рассматривать их как поисковые признаки или критерии, т. е. трактовать как своеобразные геологические инварианты, поскольку они отражают одну из существенных сторон процесса рудообразования. Следовательно, их можно использовать В совокупности другими геологос геофизическими, геохимическими и геоморфологическими признаками для прогнозирования месторождений.

Деформирование геологической среды силой тяжести оказывает существенное влияние не только на процессы структурообразования и формирование месторождений полезных ископаемых, но и на её динамический режим, изучение которого особенно актуально и важно для районов с высокой техногенной нагрузкой. В таких районах в результате интенсивной хозяйственной деятельности происходит нарушение естественного равновесия в геологической среде, восстановление которого сопровождается различными динамическими явлениями: движением дневной поверхности, горными ударами, техногенными землетрясениями и т. д. Как было показано выше, на примере изучения геодинамического режима территории Екатеринбургского мегаполиса метод тектонофизического анализа гравитационного поля позволил оценить её сейсмичность. В условиях мегаполиса этот метод является практически единственным для решения этой задами, поскольку он помехоустойчив и позволяет изучать деформационное состояние среды не в отдельных её точках, а в площадном варианте и при использовании гравиметрических съёмок различных масштабов на различных иерархических уровнях.

Ни один метод исследования не является идеальным. В полной мере это относится и к методу тектонофизического анализа гравитационного поля. Дальнейшее развитие метода – это:

 Совершенствование методики вычисления компонентов тензора деформации с учётом непостоянства нормального значения силы тяжести.

2. Вычисление компонентов тензора деформации не только на горизонтальной плоскости, но в пространстве, окружающем плотностную неоднородность, чтобы иметь представление о пространственных закономерностях деформирования геологической среды различными по форме, размерам и плотности плотностными неоднородностями, роль которых при образовании месторождений играют различные интрузивные массивы.

3. Естественное поле напряжений Земли определяется силой тяжести и тектонической силой. Тектоническая сила не имеет собственного источника. Она является производной силы тяжести, поэтому представляет и научный, и практический интерес вопрос об изучении характера деформирования геологической среды с учётом одновременного действия в ней обеих сил. Теоретическая основа для решения этой задача разработана в работе (Филатов, 1990).

4. Обобщённая задача Миндлина, рассмотренная в первой главе, была решена для линейно-упругой модели среды (тело Гука). Её ограниченность очевидна, поскольку обобщение реологических свойств вещества земной коры свидетельствует о том, что оно ведёт себя в первом приближении как вязкая жидкость со свойствами тела Максвелла, а не как упругое тело, т. е. оно является упруго-вязким. Деформационные свойства упруговязких сред имеют много общего со свойствами ползучести. Это обстоятельство позволяет рассматривать упруго-вязкую модель как второе приближение модели геологической среды для оценки временных изменений деформации в методе тектонофизического анализа гравитационного поля. Теоретические основы решения этой задачи с использованием теории линейной насляственности также разработаны в работе (Филатов, 1990).

5. Опыт тектонофизического анализа гравитационного поля для изучения месторождений полезных необходимо продолжить с учётом совершенствования его методики для более детального исследования закономерностей деформирования геологической среды в их пределах с целью уточнения поисково-прогнозных критериев.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

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 напряжённого состояния земной коры // Докл. АН СССР. 1971. Т., 197. № 1. С. 78-80.

Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Наседкина В. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М., 1988. С. 111-121.

*Ананьин И. В.* Европейская часть СССР, Урал, Западная Сибирь: Новый каталог сильных землетрясении территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1975. С. 465-470.

*Бабенко В. В.* Структурные условия локализации рудных столбов Березовского золоторудного месторождения: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1975. 217 с.

Бачманов Д. М., Говорова Н. Н. Неотектоника Урала: проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61-75.

Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 274 с.

Беличенко П. В., Исай Л. В. Тектонофизическое изучение дилатансионных эффектов в Центральной части Украинского щита // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Второго Всес. симп. Киев: Изд-во Ин-та геофизики АН УССР, 1987. С. 112-113.

Беллавин О. В. О морфологии Верх-Исетского и Мурзинского гранитных массивов по данным гравиметрии // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Труды Первого Уральского петрограф. совещания. Т. 3. Свердловск, 1963. С. 23-28.

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. Серия: Геолог. 1970. № 6. С. 86-90.

Беллавин О. В. Закономерности пространственного размещения гранитных массивов на Среднем Урале // Докл. АН СССР. 1971. Т. 21, № 3, 1971. С. 665-667.

*Белоусов В. В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1969. № 4. С. 5-23.

Берёзовское золоторудное месторождение // Д. А. Клейменов, В. Г. Альбрехт и др. Екатеринбург: Уральский рабочий, 2005. 199 с.

*Берлянд Н. Г.* Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. СПб, 1993. 121 с.

Блюмин М. А., Улитин Р. В. Схема вертикальных деформаций земной коры Урала. Масштаб 1:2500000. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983.

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 геофизике: 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 // Изв. УГГУ. Вып.19. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. С. 147-152.

Болотнова Л. А., Гуляев А. Н. Геофизическая оценка состояния геологической среды Екатеринбургского мегаполиса // Изв. вузов. Горный журнал. 2007. № 4. С. 127-134.

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., Филатов В. В. Гравиразведка. Тектонофизический анализ гравитационного поля Екатеринбургского мегаполиса: научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 176 с.

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.

Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М.: Недра, 1964. 302 с.

Вандышева К. В., Филатов В. В. Влияние тектонических напряжений на формирование протрузии ультрабазитов // Изв. Урал. гос. горного ун-та. 2012. Вып. 27/28. С. 53-59.

Вандышева К. В. О геологической природе Нижне-Тагильской аномалии силы тяжести // Изв. УГГУ. 2012. Вып. 27-28. С. 59-65.

Вандышева К. В., Филатов В. В. Гравитационная тектонофизика Тагило-Кушвинского железорудного района // Изв. вузов. Горный журнал. 2013. № 5. С. 150-154.

Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристики Урала // Тр. Сейсмического института АН СССР. Л., 1940. № 104. С. 1-12.

Виноградов В. Б. Методика физико-геологического моделирования объектов с переменной плотностью и намагниченностью: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2009. 105 с.

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.

Воронов П. С. Принципы сдвиговой тектоники // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: тез. докл. I Всесоюз. сов. по сдвиговой тектонике. Вып. 1. Общие вопросы сдвиговой тектоники, результаты лабораторного моделирования. Л., 1988. С. 8-22.

Гарбар Д. И. Региональные системы сдвиговых нарушений Северо-Запада СССР // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: тез. докл. I Всесоюз. сов. по сдвиговой тектонике. Вып. 2. Планетарные, региональные и локальные проявления сдвиговой тектоники в литосфере Земли и планет. Л., 1988. С. 99-103.

Геодинамика формирования Челябинского палеорифта / В. И. Сначев, Б. А. Пужаков и др. // Вестник МГУ. Сер. геол. 1991. № 3. С. 74-78.

Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской зоны Южного Урала // В. И. Сначев, П. И. Речев и др. Уфа: Изд-во БНЦ УрО РАН, 1992. 25 с.

*Геология СССР*. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 723 с.

Геология СССР. Том XII. М.: Недра, 1973. 632 с.

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.
Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 225 с.

Глазнев В. Н., Маслов Л. А., Комова О. С. Оценка Северо-Востока Балтийского щита на основе её плотностной модели напряжённого состояния земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 10. С. 62-67.

*Гуляев А. Н., Дружинин В. С.* Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Схематическое сейсмическое районирование территории Екатеринбурга», работа по договору № 01 // 066 Ек. от 20/08/01 с Уральским региональным центром экологической эпидемиологии. Екатеринбург, 2001. 72 с.

Динник А. Н. Статьи по горному делу. М.: Углеиздат, 1957. 195 с.

*Долицкий А. В.* Реконструкция тектонических структур. М.: Недра, 1978. 195 с.

*Есиков Н. П.*Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности. Новосибирск: Наука, 1979. 183 с.

Журков С. Н., Куксенко В. С. О прогнозировании разрушения горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 6. С. 11-18.

Журков С. Н., Куксенко В. С., Петров В. А. Физические основы прогнозирования механического разрушения // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1350-1353.

Звягинцев Л. И. Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 174 с.

Зинькова Е. А., Ферштатер Г. Б. Путеводитель геологической экскурсии по южной части Верх-Исетского гранитоидного массива. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2004. 20 с.

Золотооруденение Екатеринбургского геологического полигона // В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников и др. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. 225 с.

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.

Кадышева Е. В., Сомов В. Ф., Болотнова Л. А. Напряженно-деформированное состояние геологической среды Березовского золоторудного месторождения по данным гравиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы XXXVI сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского (г. Казань, 26-31 января 2009 г.). Казань: Изд-во: Казанского гос. ун-та, 2009. С. 137-140. Кадышева Е. В., Филатов В. В. Дилатация как предпосылка применения гравиметрии для изучения деформации геологической среды // Изв. вузов. Горный журнал. 2010. № 4. С. 122-126.

Кадышева Е. В. Тектонофизическая характеристика Березовского золоторудного месторождения по гравиметрическим данным // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100летию С. Н. Иванова (IV Чтения памяти С. Н. Иванова, г. Екатеринбург, 24-26 мая 2011 г.). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011. С. 111-114.

Кадышева Е. В., Вандышева К. В., Филатов В. В. Проявление временных деформаций геологической среды в аномалиях гравитационного поля // Изв. вузов. Горный журнал. 2011. № 3. С. 126-130.

Кадышева Е. В., Филатов В. В., Юрин Ю. Ф. Тектонофизический анализ гравиметрических данных по Ново-Шемурскому медноколчеданному месторождению // Изв. вузов. Горный журнал. 2012. № 6. С. 108-114.

Кадышева Е. В. Тектонофизический анализ гравитационного поля на примере Березовского золоторудного и Ново-Шемурского медноколчеданного месторождений: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2012. 118 с.

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.

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.

Кашубин С. Н., Дружинин В. С. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / С. Н. Кашубин, В. С. Дружинин, А. Н. Гуляев, О. А. Кусонский и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.

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.

Кочнев В. А. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики: учебное пособие. Красноярск: Изд-во ВЦ СО РАН, 1993. 130 с.

Кочнев В. А., Хвостенко В. И. Адаптивный метод решения обратных задач гравиразведки // Геология и геофизика. 1996. № 7. С. 120-129.

Кочнев В. А. Пакет программ ADG-3D для прямых и обратных трехмерных задач гравиметрии: учеб. пособ. Красноярск: ВЦ СО РАН, 2001.

*Куддусов Х. К.* Тектониты сдвиговых нарушений рудных месторождений и их роль в рудолокализации (на примере Таджикистана) // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Первого Всес. сов. по сдвиговой тектонике (15 – 17 ноября 1988, г. Ленинград). Л., 1988. Вып. 3. С. 85-88.

Кузнецов А. Ж. Строение и условие формирования магнетитовых залежей Гороблагодатского железорудного месторождения (Средний Урал): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2008. 220 с.

*Кузнецов Н. С.* Прогнозирование рудных полей месторождений на основе тектонофизического анализа гравитационного поля: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1994. 23 с.

*Кузнецов Н. С.* Палеотектонические условия формирования Биргильдинско-Томинского рудного узла // Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений: межвуз. науч. темат. сб. Свердловск, 1990. С. 8-14.

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.

Курилов М. Б., Никитин В. Н. Распределение трещин и скоростей упругих волн в зонах влияния тектонических нарушений // Инженерная геология. 1982. № 3. С. 109-116.

*Левицкая А. Я.* Землетрясения Урала. Землетрясения в СССР. М.: АН СССР, 1961. С. 384-386.

*Лобацкая Р. М.* Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

*Лукьянов А.В.* Проблема изучения тектонического течения горных пород // 27-й Междунар. геолог. конгресс. Тектоника, секция С.07. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 149-155.

Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала / В. И. Сначев, Е. П. Щулькин и др. Уфа: Изд-во БНЦ УрО АН СССР, 1990. 128 с.

Маракушев А. А, Панеях Н. А., Зотов И. А. Петрогенетические типы колчеданных и полиметаллических месторождений // Литосфера. 2011. № 3. С. 84-103.

Марков Г. А. О распространенности горизонтальных тектонических напряжений вблизи поверхности в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20-30.

Маслов Л. А., Молчанов А. Е. Модель напряженно-деформированного состояния среды в области проявления гравитационной аномалии. Препринт. М.: Ин-т Физики Земли, 1980. 8 с. *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: Кольск. фил. АН СССР, 1982. С. 61-68.

Маслов Л. А. О связи вертикальных перемещений поверхности Земли с гравитационным полем, вызванным внутренними источниками // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С. 58-64.

*Маслов Л. А.* Динамическая гравиметрия. М.: Наука, 1983. 151 с.

Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании / Е. М. Ананьева и др. Свердловск: Уралгеология, 1983. 301 с.

*Миндлин Р., Чень Д.* Сосредоточенная сила в упругом полупространстве // Механика. 1952. № 4(14). С. 118-133.

*Невский В. А.* Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.

Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и геологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16-28.

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.

Оперативный сейсмологический каталог. Обнинск: ОМЭ ИФЗ РАН, 1988. 1997.

Отчет Увельского ГСО о результатах геологической съемки м-ба 1:50000 л. № 41–50–Б и геологического доизучения м-ба 1:50000 лл. № 41–51–А, № 41–63–А–а, в, № 41–74–Б–а, б, проведенных в 1980–1986 гг. в Чебаркульском, Еткульском, Увельском, Троицком районах и на территории г. Пласт Челябинской области. Кн. 1 и 2. / Е. П. Щулькин, Н. С. Кузнецов, Ю. В. Кузнецов и др. Челябинск: Фонды ОАО «Челябинскгеосъёмка», 1986.

Отчет о научно-исследовательской работе по теме: «Схематическое микросейсмическое районирование территории городских земель Екатеринбурга». Екатеринбург, 2001. 72 с.

Палеогеодинамический режим формирования и металлогения Челябинского континентального рифта / В. И. Сначев, П. И. Рачев и др. // Геодинамика и металлогения Урала: II Урал. металлоген. сов. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1991. С. 119-120.

Панжин А. А (а). Непрерывный мониторинг смещений и деформаций земной поверхности с применением комплексов спутниковой геодезии GPS // Геомеханика в горном деле-2000: мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2000. С. 320-324.

Панжин А. А. (б) Наблюдение за сдвижением земной поверхности на горных предприятиях с использованием GPS // Изв. УГГГА. Вып.11. Серия: Горное дело. Екатеринбург, 2000. С. 196-203.

Панжин А. А. Исследование короткопериодных деформаций разломных зон верхней части земной коры с применением спутниковой геодезии // Маркшейдерия и недропользование. 2003. № 2. С. 43-54.

Плюснин К. П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. М.: Недра, 1986. 200 с.

Пономарев В. С. Зонная релаксация напряжений при разгрузке массивов горных пород // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1337-1339.

Пономарев В. С., Ромашов А. Н. Зонная релаксация напряжений и ее значение для тектоники // Бюл. МОИП, отд. геол. 1986. Т. 61, № 2. С. 64-74.

Пронин А. А. О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала // Структура земной коры и деформации горных пород: Междунар. геолог. конгресс, 21 сессия: докл. сов. геол. Проблема 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

*Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 339 с.

*Ребиндер П. А.* Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика // Избранные труды. М.: Наука, 1979. 384 с.

*Романов Б. М.* Гранитная формация Урала и ее редкометальная металлогения // Геология и полезные ископаемые Урала. Вып. 1. М.: Госгеолиздат, 1947. 67 с.

*Рэмзи Дж. Г.* Количественная оценка деформации горных пород: обзор // 27-й Междунар. геолог. конгресс. Тектоника, секция С.07. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 135-149.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках // Изв. вузов. Горный журнал. 1999. № 5-6. С. 57-81.

Санкович П. П., Киркин Э. В. Отчет о результатах геологоразведочных работ с 1976 по 1986 годы с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.1986 года. Ново-Шемурское медноколчеданное месторождение на Северном Урале. Свердловск, 1986. 300 с.

Сашурин А. Д., Кашкаров А. А., Копырин В. В. Геофизические исследования земной коры при оценке аварийности Краснотурьинского участка многониточного газопровода // Горная геофизика: Междунар. конф. (22-25 июня 1998 г., г. С.-Петербург). СПб: ВНИМИ, 1998. С. 329-333.

Сейсмологический каталог (1955 – 1988 гг.). Обнинск: ОМЭ ИФЗ АН СССР, 1989.

Сейсмические события Уральского региона за 1914-2002 гг. М.: ЦСГНЭО РАО «ЕЭС РОССИИ», 2002. 86 с. Семенов Б. Г., Ананьева Е. М., Берлянд Н. Г. Отчет партии региональной геофизики по теме: «Изучение особенностей физических полей Урала по основным структурно-формационным зонам с целью глубинного обоснования их металлогенической специализации и прогнозной оценки на комплекс полезных ископаемых». Свердловск, 1981. 385 с.

Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала // Мат-лы по геологии и полезным ископ. Южного Урала. Вып. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Скарново-магнетитовые формации Урала (Средний и Южный Урал) / под ред. В. И. Смирнова, А. М. Дымкина. Свердловск: УрО РАН, 1989. 212 с.

Современная геодинамика Урала / И. И. Кононенко и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 94 с.

Сомов В. Ф., Кадышева Е. В., Филатов В. В. Тектонофизический анализ гравитационного поля Березовского золоторудного месторождения и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения, связанного с гранитоидными массивами // Литосфера. 2010. № 1. С. 94-102.

*Спенсер Э. У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 308 с.

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / под ред. Н. В. Мельникова, В. В. Ржевского, М. М. Протодьяконова. М.: Недра, 1975. 279 с. *Ставрогин А. Н.* О предельных состояниях и деформации горных пород // Горное давление. Л., 1965. № 59. С. 33-62.

Ставрогин А. Н. Исследование предельных состояний и деформаций горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 12. С. 3-17.

Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.

Старостин В. И. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1984. 205 с.

Старостин В. И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.

*Суворов А. И.* Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов. М.: Наука, 1979. 256 с.

*Текстурно-структурные особенности магнетитовых руд* Ново-Естюнинской зоны Естюнинского месторождения (Средний Урал) / В. Ф. Рудницкий, Н. А. Абрамова и др. // Изв. УГГГА. Серия: Геол. и геофиз. 2000. Вып. 10. С. 128-132.

*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 по линии Свердловск – Караульноярское. Объект 09.03.0870. Свердловск: Уралгеодезия, 1985.

*Технический отчет* о нивелировании первого класса, временный каталог высот пунктов нивелирования по линии Екатеринбург – Ивдель. Объект 09.03.1924. Екатеринбург: Уралгеодезия, 1994.

*Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л.* Неотектоника Урала и ее связь с геофизическими аномалиями // Геотектоника. 1969. № 6. С. 100-103.

*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.

*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.

*Турчанинов И. А.* Некоторые представления о напряженном состоянии горных пород // Прикладные задачи механики горных пород. М.: Наука, 1977. С. 18-21.

*Тяпкин К.Ф.* Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. Киев: Наукова думка, 1986. 168 с.

Фатхуллаев Ш. Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 147-150.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): справочник геофизика / под ред. В. В. Федынского и др. М.: Недра, 1976. 527 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): справочник геофизика / под ред. Н. Б. Дортман. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1984. 455 с.

Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: справочник / под ред. М. П. Воларовича. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1988. 255 с.

Филатов В. В. Распределение напряжений в неоднородном полупространстве под действием трехмерных форм рельефа // Изв. вузов. Горный журнал. Деп. в ВИНИТИ 30.05.1986. № 4573-В86. С. 13.

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.

Филатов В. В., Кузнецов Н. С. Отражение деформаций среды в гравитационном поле (качественный анализ) // Геофизич. методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. межвуз. науч.-темат. сб. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1989. С. 25-31.

Филатов В. В., Кузнецов Н. С. Прогнозирование Березняковского золото-порфирового месторождения на основе тектонофизического анализа гравитационного поля // Изв. вузов. Горный журнал. 1999. № 5-6. С. 34-49.

Филатов В. В., Вандышева К. В. Прогнозирование меднопорфирового рудопроявления на Увельской площади по результатам тектонофизического анализа гравитационного поля // Изв. вузов. Горный журнал. 2014. № 5. С. 133-140.

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.

Шередеко В. А. Гравитационный эффект дилатационного разуплотнения геологических тел при крупномасштабном глубинном картировании (на примере юго-западного Синегорья – Ханкайский массив): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1986. 157 с.

Шерман С. И. Разломы Байкальской рифтовой зоны: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1975. 62 с.

Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

*Щапов В. А.* Геотермические исследования Урала: дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2006. 216 с. Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и прикладной геологии // Всес. симп.: тез. докл. Новосибирск: ИГ и Г СО АН СССР, 1982. 184 с.

Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и прикладной геологии // Всес. симп.: тез. докл. Киев: АН УССР, 1987. 250 с.

*Юрин Ю.* Ф. Базальтовые стекла и их метаморфизованные аналоги – важная составная часть колчеданоносных вулканогенных формаций Урала // Докл. АН. 1979. Т. 245, № 1. С. 203-207.

*Юрин Ю.* Ф. О наследуемости сульфидов при серицитизации сульфидсодержащих хлоритовых метасоматитов // Рудоносные метасоматические формации Урала. Вып. III. Свердловск, 1981. С. 21-23.

*Юрин Ю. Ф., Фролов Н. К., Парфенов В. В.* Отчет по производственным работам по составлению схематической геологической карты масштаба 1:25000 Шемурско-Шегультанской структуры Тарньерско-Шемурского района за 1982 – 1986 годы. Свердловск, 1986. 233 с.

*Юрин Ю. Ф., Воронов В. А., Степанов А. И.* Серицит Ново-Шемурского колчеданного месторождения и его возраст // Новые данные по минералогии Урала // Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 37-42.

Vandysheva K., Phylatov V. // Role of tectonic in formation of protrusion // Geophysical Resrarch Abstrakts Vol. 14, EGU2012617, 2012 EGU General Assambly. 2012 [Электронный ресурс]. Режим доступа к сборн.:// www.copernicus.org.

*Vandysheva K., Phylatov V.* Estyninky's Deformation Characteristics of the Iron-Ore Deposit by Gravimetrics Means // Geopysical Resrarch Abstract. Vol. 15,EGU2013-1615, 2013. EGU General Assambly 2013. [Электронный ресурс]. Режим доступа к борн.: // www.copernicus.org.

Griggs D. T., Christie T. M., Carter N. L. Quartz deformation lamellas are dislocation arrays (abstract) // Transaction Am. Geophys. Union. 1963. 44.

Dennis J. G. International Tectonic Dictionary. Am. Ass. Geol. Met., 1967.

## приложение

#### Основные понятия теории упругости

Главная идея, теоретическому и практическому обоснованию которой посвящена данная работа, заключается в том, что геодинамические процессы, приводящие к формированию разнообразных геологических структур, могут изучаться с помощью гравиметрии. Структуры возникают в результате деформирования горных пород, слагающих земную кору. Поэтому имеет смысл ознакомить читателей с некоторыми основными понятиями, которыми мы будем оперировать в работе: напряжение, деформация, связь между напряжением и деформацией в простейшей форме, дилатация.

#### 1. Напряжение

Напряженное состояние в любой точке среды полностью характеризуется симметричным тензором напряжений

$$\begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix},$$
(1)

где  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{zz}$  – нормальные напряжения;  $\tau_{xy}$ ,  $\tau_{yx}$ ,  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{zx}$ ,  $\tau_{yz}$ ,  $\tau_{zy}$  – касательные напряжения, которые, в соответствии с законом взаимности, удовлетворяют следующим условиям:

$$\tau_{xy} = \tau_{yx}, \ \tau_{xz} = \tau_{zx}, \ \tau_{yz} = \tau_{zy}.$$

Тензор (1) можно представить в виде суммы двух тензоров – шарового и девиаторного.

Шаровой тензор

$$egin{array}{ccc} \sigma_{
m cp} & 0 & 0 \ 0 & \sigma_{
m cp} & 0 \ 0 & 0 & \sigma_{
m cp} \end{array}$$

характеризует напряженное состояние среды при изменении ее объема в результате деформирования.

Девиаторный тензор

$$\begin{vmatrix} \sigma_{xx} - \sigma_{cp} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} - \sigma_{cp} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} - \sigma_{cp} \end{vmatrix}$$

характеризует напряженное состояние при изменении формы деформируемого тела. В обоих тензорах  $\sigma_{cp} = \frac{1}{3}(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})$  – среднее напряжение.

Особенность компонентов тензора (1) заключается в том, что они не зависят от той системы координат, в которой решается задача. Поэтому чаще при анализе напряжений пользуются так называемыми главными значениями напряжений, суть которых заключается в следующем.

В каждой точке деформируемой среды всегда можно указать три взаимно перпендикулярных направления, по которым тензор напряжений принимает наибольшее, наименьшее и промежуточное значения. Эти направления и соответствующие им напряжения называют главными напряжениями. Если построить кубик, грани которого перпендикулярны главным направлениям, то окажется, что на его гранях касательные напряжения равны нулю и действуют только нормальные напряжения, вызывающие либо растяжение, либо сжатие. В этом случае тензор напряжений имеет следующий вид:

$$\begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix} .$$

В дальнейшем будем полагать, что  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . Главные значения напряжений не зависят от системы координат и определяются только свойствами и условиями закрепления деформируемого тела.

Касательные напряжения, называемые главными, действуют на площадках, перпендикулярных биссектрисам углов, образованных главными направлениями. Эти напряжения вызывают сдвиги:

$$\tau_{1} = \pm \frac{\sigma_{2} - \sigma_{3}}{2},$$
  

$$\tau_{2} = \pm \frac{\sigma_{2} - \sigma_{1}}{2},$$
  

$$\tau_{3} = \pm \frac{\sigma_{1} - \sigma_{3}}{2}.$$
(2)

Поскольку  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , то главное касательное напряжение  $\tau_3$  является максимальным  $\tau_{max}$ .

Характер напряженного состояния определяется величиной главного нормального напряжения  $\sigma_2$ . Оно (напряженное состояние) оценивается безразмерным параметром Лоде-Надаи, значение которого меняется в узком интервале от -1 до +1. Параметр Лоде-Надаи определяется следующим образом:

$$\mu_{\sigma} = \frac{2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}.$$
(3)

При  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ,  $\mu_{\sigma} = -1$ , что соответствует обобщенному сжатию, а при  $\sigma_2 = \sigma_3 = -1$  – одноосному сжатию.

При  $\sigma_2 = \pm \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}, \ \mu_{\sigma} = 0,$  что соответствует обобщенному сдвигу.

При  $\sigma_2 = \sigma_1$ ,  $\mu_{\sigma} = 1$ , что соответствует обобщенному растяжению, а при  $\sigma_2 = \sigma_1 = 1$  – одноосному растяжению.

### 2. Смещения. Деформации

Под действием поверхностных и объемных сил происходит деформация, заключающаяся в изменении расстояния между частицами среды. Рассмотрим произвольную точку M тела, подвергаемого деформации. Пусть ее координаты в декартовой системе равны x, y, z. В результате деформации точка M займет новое положение  $M_1$  с координатами  $x_1, y_1, z_1$ . Вектор  $\vec{S} = \vec{MM_1}$ описывает смещение точки M в результате деформации. Обозначим составляющие этого вектора по осям координат через u, v, w, тогда  $\vec{S} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ .

В общем случае перемещения *u*, *v*, *w* являютсяфункциями координат точки *M*. Возьмем внутри тела две близко располо-

женные точки: точку M с координатами x, y, z и точку N с координатами x + dx, y + dy, z + dz. В результате деформации точка переместится в новое положение  $N_1$  с координатами  $x + dx + u_1$ ,  $y + dy + v_1$ ,  $z + dz + w_1$ , где  $u_1$ ,  $v_1$ ,  $w_1$  – смещения точки N, являющиеся функциями ее координат:

$$u_{1} = u_{1}(x + dx, y + dy, z + dz),$$
  

$$v_{1} = v_{1}(x + dx, y + dy, z + dz),$$
  

$$w_{1} = w_{1}(x + dx, y + dy, z + dz).$$

Разложим  $u_1, v_1, w_1$  в ряд Тейлора и ограничимся в разложении членами первого порядка малости относительно приращения координат. Тогда смещение точки N относительно точки M будет:

$$\Delta u = \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy + \frac{\partial u}{\partial z} dz,$$
  

$$\Delta v = \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy + \frac{\partial v}{\partial z} dz,$$
  

$$\Delta w = \frac{\partial w}{\partial x} dx + \frac{\partial w}{\partial y} dy + \frac{\partial w}{\partial z} dz.$$
(4)

Из последних формул следует, что относительные смещения описываются линейными функциями относительных координат *dx*, *dy*, *dz*. Деформация, описываемая такими уравнениями, называется однородной.

Девять частных производных, входящих в уравнения (1) – (4), образует тензор деформаций:

$$\begin{vmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} & \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} & \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{\partial w}{\partial x} & \frac{\partial w}{\partial y} & \frac{\partial w}{\partial z} \end{vmatrix}$$
(5)

На главной диагонали находятся члены, имеющие смысл относительных растяжений (сжатий) по соответствующим осям координат. Члены, лежащие выше и ниже диагонали, представляют собой относительные сдвиги.

Согласно принципу Коши-Гельмгольца, движение точки в деформируемой среде в любой момент времени можно представить состоящим из параллельного переноса, вращения и чистой деформации. Тензор (5) описывает чистую деформацию и вращение одновременно. Поэтому он несимметричен в отличие от тензора напряжений. Запишем тензор (5) в виде двухсимметричного и асимметричного. Симметричный тензор деформации или тензор чистой деформации имеет следующий вид с учетом стандартных обозначений относительных деформаций растяжения (сжатия) и сдвига:

$$\begin{vmatrix} \varepsilon_{xx} & \frac{1}{2}\varepsilon_{xy} & \frac{1}{2}\varepsilon_{xz} \\ \frac{1}{2}\varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \frac{1}{2}\varepsilon_{yz} \\ \frac{1}{2}\varepsilon_{zx} & \frac{1}{2}\varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{vmatrix},$$
(6)

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

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \ \varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$$

Асимметричный тензор деформации выглядит следующим образом:

$$\begin{vmatrix} 0 & -\frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) & 0 & -\frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ -\frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) & 0 \end{vmatrix} \right|.$$
(7)

Введем новые обозначения:

$$w_{\chi} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right),$$
  

$$w_{\chi} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial yz} - \frac{\partial w}{\partial x} \right),$$
  

$$w_{\chi} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right).$$
(8)

Формулами (8) определяются компоненты вектора вращения элементарного параллелепипеда как целого, вокруг оси, проходящей через одно из ребер. Из этих формул следует, что вектор кручения представляет собой вихревую часть вектора смещения  $\vec{S}$ , т. е.

$$\vec{\omega} = \frac{1}{2} \operatorname{rot} \vec{S}.$$
 (9)

При деформации изменение метрических свойств тела (изменение угловых и линейных размеров тела) определяется тензором чистой деформации (6). Асимметричный тензор (7) не изменяет метрических свойств. Он характеризует поворот тела как абсолютно твердого.

Подобно напряжениям тензор чистой деформации может быть сведен к главным значениям деформаций, которые являются растяжениями или сжатиями по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Эти направления называются главными направлениями или главными осями деформации. Сдвиговые деформации на площадках, перпендикулярных главным осям, равны нулю. Главные значения деформаций будем обозначать  $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ , полагая, что  $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$ .

Как было отмечено выше, на площадках, перпендикулярных главным направлениям, сдвиговые деформации равны нулю. Но на площадках, перпендикулярных промежуточным направлениям, они отличаются от нуля. Среди множества промежуточных направлений наибольший интерес представляют направления, совпадающие с биссектрисой углов, образованных главными осями. Сдвиговые деформации на площадках, перпендикулярных биссектрисам, достигают максимальных для соответствующих октантов значений и называются главными сдвигами. Они определяются по следующим формулам:

$$\begin{array}{l} \gamma_1 = \varepsilon_2 - \varepsilon_3, \\ \gamma_2 = \varepsilon_2 - \varepsilon_1, \\ \gamma_3 = \varepsilon_1 - \varepsilon_3. \end{array}$$
(10)

Поскольку  $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$ , то главный сдвиг  $\gamma_3$  будет максимальным из всех возможных.

Деформация горных пород, связанная с преобразованием их внутренней структуры, заключается в изменении объема и размеров (дилатация) и в искажении формы (дисторсия) геологических объектов.

Относительное изменение объема среды определяется как сумма главных значений деформации:

$$\theta = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3. \tag{11}$$

Изменение формы тела обязано разности главных значений деформации, т. е. величине главных сдвигов. Чем они больше, тем сильнее изменяется форма тела. Из формул (10) следует, что при равенстве главных значений главные сдвиги равны нулю. В этом случае деформация будет происходить только с изменением объема тела (уменьшение или увеличение). При трехосной деформации ( $\varepsilon_1 \neq \varepsilon_2 \neq \varepsilon_3$ ) обобщенной характеристикой изменения формы тела является интенсивность касательных деформаций:

$$\varepsilon = 2 \left[ \frac{1}{2} ((\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_1)^2 + (\varepsilon_1 - \varepsilon_3)^2) \right]^{\frac{1}{2}}.$$
 (12)

Заметим, что  $\gamma_1 + \gamma_2 + \gamma_3 = 0$ .

Остановимся более подробно на понятии дилатации в связи с его важностью для изложения развиваемых в работе представлений.

#### 3. Дилатация

Заменим в формуле дилатации (11) главные значения на частные производные смещений по декартовым координатам. Получим новое выражение дилатации:

$$\theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}.$$
 (13)

Отсюда следует, что в есть расходимость вектора смещений.

Дилатация является важной характеристикой деформации земной коры. Разным знакам  $\theta$  соответствует разный тип деформации. При  $\theta > 0$  происходит расширение среды в результате трещинообразования; при  $\theta < 0$  наблюдается сжатие. Особый интерес представляет случай, когда  $\theta = 0$  и поле вектора смещений становится соленоидальным. Его силовые линии замыкаются сами на себя, образуя вихри.

Равенство нулю дилатации указывает на то, что в земной коре с другими должны быть ротационные движения различного масштаба. Многие исследователи считают, что эти движения являются важнейшими в структурообразовании (Долицкий, 1978; Дячков, 1960; Тяпкин и др., 1982 и др.). В сводке работ, приведенной Есиковым Н. П. (Есиков, 1979), отмечается, что по

данным высокоточных астрономических наблюдений не исключается вращение Сибирской платформы, области сочленения Туранской плиты с Тянь-Шанским орогеном, Сахарской плиты в связи с развитием рифта Красного моря, Азии, Европы и Северной Америки со средней годовой скоростью (3,2-4,1)°·10<sup>-4</sup> в год. Путем анализа голоценовых и после кайнозойских движений по расположению океанических хребтов и зон современного горизонтального сжатия в альпийских складчатых поясах, Павони Н. (1971) установил два центра планетарной ротации – один в центральной части Тихого океана, второй – в Центральной Африке. Плюснин К. П. (1985), исходя из гипотезы поперечного вращения литосферы, в качестве центров ротации также отмечает районы в центральной части Тихого океана и вблизи о. Мадагаскар.

Наличие в земной коре структур ротогенеза или структур вращения устанавливается и при геологических исследованиях. Так, Гербар Д. И. (Гербар, 1988), показывает, что подобные региональные структуры формировались в фанерозойское время на территории Северо-Запада Восточно-Европейской платформы. К ним он относит многочисленные кольцевые и полукольцевые структуры, к границам которых приурочены горсты, грабены, рифты, авлакогены и другие тектонические элементы. По мнению автора, структуры вращения возникают вследствие реакции отдельных блоков земной коры на горизонтальные напряжения, появляющиеся при перемещении литосферных плит. Гербар Д. И. указывает, что структуру ротогенеза отмечали мно-

гие исследователи (Ли Сы Гуан, 1958, 1960; Воронин, 1959, 1964, 1968, 1988; Мельников, 1987 и др.) в других регионах.

Наряду с региональными, в земной коре при определенных условиях (особенно при формировании сдвиговых зон) возникают разнообразные локальные вихревые структуры, с которыми могут быть связаны месторождения различных полезных ископаемых.

Несколько примеров таких рудоконтролирующих структур приведено (Старостин, 1988) по материалам китайских геологов. Отмечается, что вихревые структуры наиболее широко развиты в кристаллических комплексах.

# Связь между напряжениями и деформацией. Энергия упругого деформирования

В общем случае связь между напряжениями и деформацией выражается формулами Грина:

$$\sigma_{xx} = \frac{\partial V}{\partial \varepsilon_{xx}}, \sigma_{yy} = \frac{\partial V}{\partial \varepsilon_{yy}}, \sigma_{zz} = \frac{\partial V}{\partial zz},$$

$$\sigma_{xy} = \frac{\partial V}{\partial \varepsilon_{xy}}, \sigma_{xz} = \frac{\partial V}{\partial \varepsilon_{xz}}, \sigma_{yz} = \frac{\partial V}{\partial \varepsilon_{yz}},$$
(14)

где *V* – упругий потенциал, который для изотропной среды

$$2V = \lambda \theta^2 + 2\mu \left( \varepsilon_{xx}^2 + \varepsilon_{yy}^2 + \varepsilon_{zz}^2 \right) + \mu \left( \varepsilon_{xy}^2 + \varepsilon_{yz}^2 + \varepsilon_{yz}^2 \right), \tag{15}$$

где  $\lambda$  и  $\mu$  – коэффициенты Ламэ.

Подставляя в формулы Грина (14) выражение упругого потенциала (15), получим известные соотношения для компонентов тензора напряжений:

$$\sigma_{xx} = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_{xx}, \ \sigma_{xy} = \mu \varepsilon_{xy}, \sigma_{yy} = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_{yy}, \ \sigma_{xz} = \mu \varepsilon_{xz}, \sigma_{zz} = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_{zz}, \ \sigma_{yz} = \mu \varepsilon_{yz}, \end{cases}$$
(16)

которыми выражается закон Гука для изотропной среды. Если оси *x*, *y*, *z* совместить с главными направлениями деформации, то  $\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{xz} = \varepsilon_{yz} = 0$ . Тогда  $\sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0$ , и формулы (16) приобретают следующий вид:

$$\sigma_{xx} = \sigma_1 = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_1, \sigma_{yy} = \sigma_2 = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_2, \sigma_{zz} = \sigma_3 = \lambda \theta + 2\mu \varepsilon_3,$$
(17)

которыми утверждается, что в изотропной среде главные направления напряжений совпадают с главными направлениями деформаций, и, наоборот, если главные направления напряжений совпадают с главными направлениями деформаций, то среда является изотропной.

Внешние силы, действующие на тело, совершают работу. Работа, затрачиваемая на деформацию, переходит в накапливаемую каждым малым элементом среды энергию, которая называется энергией деформации.

Удельная работа деформации для изотропной среды определяется по той же формуле, что и упругий потенциал (15). Она складывается из удельной работы деформации объема и удельной работы деформации формы:

$$A = A_r + A_f$$
.

Удельная работа деформации объема

$$A_r = \frac{1}{2} K \theta^2, \tag{18}$$

где *К* – модуль всестороннего сжатия, равный  $\frac{2}{3}\mu + \lambda = \frac{E}{1-2\nu}$ . Удельная работа деформации формы

$$A_f = \frac{M^2}{2\mu} = \frac{\mu}{2}\varepsilon^2,\tag{19}$$

где 
$$M = \left[\frac{2}{3}(\tau_1^2 + \tau_2^2 + \tau_3^2)\right]^{\frac{1}{2}}, \varepsilon = \left[\frac{2}{3}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2 + \gamma_3^2)\right]^{\frac{1}{2}}$$
-

предложенные Г. Генки соответственно интенсивность напряжений сдвига и интенсивность деформации сдвига. Из формулы (19) следует, что  $A_f = 0$  только при симметрично действующей нагрузке и соответственно при симметричной деформации, т. е. при гидростатическом напряженном состоянии, когда  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$  и девиаторная часть тензора напряжений равна нулю.

Научное издание

# Владимир Викторович ФИЛАТОВ Любовь Анатольевна БОЛОТНОВА

#### ГРАВИРАЗВЕДКА Метод тектонофизического анализа гравитационного поля

Научная монография

Редактор издательства Л. В. Устьянцева Компьютерная верстка Н. Л. Сайгиной

Подписано в печать 02.03.2015 г. Формат 60 × 84 1/16. Бумага писчая. Печать на ризографе. Печ. л. 17,75. Уч.-изд. л. 10,0. Тираж 100. Заказ

> Издательство УГГУ 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30 Отпечатано с оригинал-макета