

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
Коми научный центр Уральского отделения
Российской академии наук
Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина

Н. В. Конанова

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
(по гравиметрическим данным)**

Сыктывкар



2020

УДК 550.83 + 234.851

Конанова Н. В. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона (по гравиметрическим данным). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 160 с. + 16 с. цв. вкл.

Выполнено районирование консолидированной коры и мантийной части литосферы Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий. Охарактеризовано глубинное строение рассматриваемого региона по гравиметрическим данным. Комплексный анализ геолого-геофизических данных дал возможность впервые представить объемные модели плотностных неоднородностей земной коры, схемы районирования кристаллического фундамента Тимано-Североуральского сегмента литосферы и сопредельных территорий (по геофизическим данным), а также глубинные критерии коренной алмазности и мантийной газоносности северо-восточной окраины Европейского крата.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и геофизиков, работающих в разных областях наук о Земле.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук А. М. Пыстин

доктор геолого-минералогических наук Н. В. Шаров

ISBN 978-5-98491-083-5

© Н. В. Конанова, 2020

ВВЕДЕНИЕ

Современные знания о глубинном строении Печорской, северо-восточной части Русской и северной части Западно-Сибирской плит основаны на интерпретации геолого-геофизических данных, базирующихся преимущественно на сейсмической информации. На основе такой интерпретации построены слоисто-блоковые и чешуйчато-надвиговые модели земной коры и верхов мантии данного региона. Нижняя (мантийная) часть литосферы и подлитосферная мантия Тимано-Североуральского региона остаются практически «белым пятном» в этих моделях, поскольку сейсмического материала на данном этапе исследований явно недостаточно для познания всей структуры литосферы в целом. Неоценимую помощь в этом могут оказать гравиметрические данные, заключающие в себе важную информацию о геологическом строении всего объема литосферы, включающего осадочный чехол, консолидированную кору, мантийную часть жестко-хрупкой литосферы и подлитосферную мантию.

Цель работы заключалась в выявлении особенностей глубинного строения Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий. Решение поставленных задач проводилось при помощи метода гравитационного зондирования поля силы тяжести в комплексе с другими геофизическими материалами по исследуемой территории (сейсмометрии и магнитометрии).

В основу монографии легли результаты многолетних исследований по изучению глубинного строения всей толщи литосферы Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий по методике гравитационного зондирования гравиметрического поля по авторским вариантам компьютерных программ. Всего проинтерпретировано более 20 геоплотностных разрезов, пересекающих Тимано-Североуральский регион и сопредельные территории (рис. 1). Все глубинные геоплотностные разрезы и схематические карты плотностных параметров построены лично автором на основе опубликованной гравиметрической карты в редукции Буге 1:200000 и 1:2500000 масштабов (1968 г.). Для геологической интерпретации по-

Впервые для Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий составлена прогнозная схема мантийной газоносности. В результате проведенных исследований выявлены перспективные на предмет коренной алмазонасности участки на севере Волго-Уральской антеклизы в зоне сочленения Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов и Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы, которые рекомендованы для проведения комплекса геогносцировочных работ.

Автор благодарен научным сотрудникам Института геологии Коми научного центра: к. г.-м. н. А. А. Беляеву, к. г.-м. н. Т. П. Митюшевой, д. г.-м. н. А. М. Пыстину, академику Н. П. Юшкину, д. г.-м. н. А. И. Елисееву, д. г.-м. н. Л. В. Махлаеву, к. г.-м. н. С. В. Лыурову, д. г.-м. н. Н. В. Беляевой, д. г.-м. н. В. В. Юдину и др. за внимание, поддержку, помощь и конструктивную критику и выражает глубокую признательность доктору геолого-минералогических наук, профессору В. А. Дедееву за то, что он щедро делился своими энциклопедическими геологическими знаниями, за терпение и доброжелательность в работе. Автор благодарит также сотрудников кафедры геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Пермского университета: А. К. Маловичко, Р. П. Савелова, О. Л. Горбушину, Л. А. Гершанок, В. А. Гершанка, С. И. Лапина, Б. А. Спасского, Б. К. Матвеева, Н. И. Дергачева и др., оказавших значительное влияние на формирование научных взглядов по многим вопросам геологической науки. Автор благодарна и сотрудникам Серовской геофизической партии Уральской геофизической экспедиции НПО «Уралгеология», где она получила первые навыки самостоятельной творческой работы в качестве геофизика при поисках различных месторождений полезных ископаемых на Северном Урале.

Самые искренние и теплые слова благодарности автор выражает коллективу геофизической обсерватории г. Сыктывкар, в составе которой участвовала в реализации различных научных проектов по изучению глубинного строения европейского северо-востока России и принимала участие в проведении геофизических полевых сезонов.

Глава 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В современном структурно-тектоническом плане европейского северо-востока России выделяются надпорядковые элементы восточного склона Балтийского щита, Мезенской синеклизы, северной части Волго-Уральской антеклизы, Тиманской гряды, Печорской синеклизы, Предуральского краевого прогиба и Уральского кряжа (рис. 1.1, цв. вкладка).

Восточный склон Балтийского щита — это область погружений архейско-раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы, по поверхности которого обособляются выступ Ветреного пояса и Кандалакшской грабен. Выступ Ветреного пояса является продолжением в фундаменте складчатой структуры Ветреного пояса. Кандалакшский грабен представлен в виде узкой структуры, глубины залегания поверхности фундамента в пределах которого достигают 2.5—3.0 км (Структура..., 1982).

Мезенская синеклиза выражена по поверхности кристаллического фундамента и ограничена зонами глубинных разломов. В строении осадочного чехла принимают участие верхнепротерозойские, палеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения. В *Онежском прогибе* прослеживаются структуры 2-го порядка: Онежская и Тоемская депрессии и Северодвинский вал субширотного простирания. Фундамент Онежской депрессии залегает на глубине 2.5 км, Тоемской — 4.0 км, Северодвинского вала — 2.0 км. *Архангельский выступ* (мегавал) ограничен с севера и юга разломами, минимальные глубины залегания фундамента установлены в его северо-западной части. В восточном направлении поверхность фундамента погружается до глубин 2.5—3.0 км. В *Пинежско-Яренскую* зону развития прогибов входят Керецкая депрессия, Лешуконская, Среднепинежская, Верхнепинежская впадины и Полтинско-Ежугское поднятие. *Мезенско-Вашкинская зона поднятий* включает Вашкинское и Косланское поднятия. В пределах *Пешско-Сафоновского* прогиба выделена Пешская

котловина и Сафоновская впадина. Пешская котловина имеет округлую, изометричную форму, глубины залегания фундамента изменяются от 2.0 до 5.5 км. Сафоновская впадина с запада ограничена поднятиями Мезенско-Вашкинской зоны. Фундамент в пределах впадины залегает на глубинах 5.0—7.0 км и более. *Вычегодский прогиб* по поверхности фундамента ориентирован в северо-западном направлении. В зоне сочленения Вычегодского прогиба с Кировско-Кажимским авлакогеном выделяется Сторожевское поперечное поднятие, которое локализует Сереговскую и Северокельтминскую впадины. Мощность осадочного чехла в прогибе достигает 8.0—12.0 км. Общая мощность палеозойских образований не превышает 1.5 км, а нижняя часть разреза представлена осадками верхнего протерозоя (Структура..., 1982).

На севере **Волго-Уральской антеклизы** выделяются Сысольский, Коми-Пермяцкий и Камский своды, разделенные Кировско-Кажимским и Верхнекамским прогибами. *Сысольский свод* — это погребенная структура с крутым восточным бортом. В наиболее приподнятой части свода отсутствуют отложения девона и нижнего карбона. Архейско-раннепротерозойский фундамент Сысольского свода фиксируется на глубине 1.5—2 км. *Кировско-Кажимский прогиб* по поверхности фундамента представляет собой грабен, заполненный терригенными породами протерозоя и среднего-верхнего девона. По молодым отложениям прогиб превращается в положительную форму, известную как Вятская зона линейных дислокаций (Тектоника севера., 1969). Поверхность фундамента прослеживается на глубинах 3,0—6,5 км. *Коми-Пермяцкий свод* представляет собой крупную погребенную структуру субмеридионального направления. Северный склон свода крутой, южный — пологий. *Верхнекамский прогиб* в пределах изучаемой территории представляет собой узкий (до 20 км) грабен, разделяющий Коми-Пермяцкий и Камский погребенные блоки фундамента. *Камский свод* — меридионально ориентированный блок фундамента, поверхность которого погружается в восточном направлении. Для Камского свода характерно отсутствие в разрезе осадочного чехла рифейских отложений. (Структура..., 1982).

Тиманская гряда представляет собой вытянутую в северо-западном направлении крупнейшую надпорядковую структуру. Комплекс пород делится на рифейский и фанерозойский, который представлен палеозойскими образованиями от силура до перми включительно. Породы мезозойского возраста, представленные нижним триасом и средней юрой, развиты на склонах гряды. Верхнепротерозойские породы Тиманской гряды по степени метаморфизма делятся на две зоны: западную и восточную, граница между зонами проводится вдоль Центрально-Тиманского глубинного разлома. Восточная зона отличается повышенной степенью метаморфизма.

В пределах Тиманской гряды по поверхности протерозойских отложений выделяются три структуры I порядка: Канино-Северотиманский, Восточно-Тиманский и Четласко-Цилемский мегавалы. В сводовой части *Канино-Северотиманского мегавала* обнажаются породы рифейского фундамента Печорской плиты и развита толща отложений силурийского и нижнедевонского возрастов. Амплитуда мегавала достигает 1000 м. *Восточно-Тиманский мегавал* асимметричен, амплитуда его составляет 1200 м. К юго-западному склону приурочены выступы Вымского и Очпарминского валов. В центральной части выделяется Ухтинский вал, к западу от которого расположена Тобысская депрессия. Верхневольская депрессия расположена юго-восточнее Тобынской. Ядро *Четласко-Цилемского мегавала* сложено породами рифейского возраста, а крылья — средне- и верхнедевонскими. Мегавал состоит из Цилемского вала, Четлаского поднятия и Обдырского вала. Верхневымская депрессия разделяет Обдырский и Вымский валы. Ропчинский структурный мыс выделяется по поверхности протерозоя. Нившерская депрессия выполнена отложениями франского яруса верхнего девона, карбона, нижней и верхней перми. Синдорский вал выделяется по поверхности протерозоя и подошве доманиковых отложений. Вольская депрессия выполнена верхнедевонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. Джежимпарминский вал представляет собой ассиметричную, опрокинутую на юго-запад, сильно эродированную структуру. Ксенофоновский вал выделяется по поверхно-

сти протерозойских отложений на юго-восточном окончании Тиманской гряды. В ядре вала обнажаются породы среднего карбона и рифея, а крылья сложены нижнепермскими отложениями (Структура..., 1982, Оловянишников, 2004).

В составе осадочного чехла **Печорской синеклизы** выделяются Нерицкая моноклинал, Ижемская впадина, Овра-Лузская седловина, Малоземельско-Колгуевская моноклинал, Печоро-Кожвинский мегавал, Денисовский прогиб, Колвинский мегавал, Хорейверская впадина и Варандей-Адзвинская структурная зона. *Нерицкая моноклинал* вытянута вдоль восточного борта Тиманской гряды, осадочный чехол представлен девонско-пермскими отложениями, мощностью до 2.0 км. На севере моноклинал осложнена двумя крупными валами — Седуяхинским и Тобышским. *Ижемская впадина* с запада граничит с Нерицкой моноклинал, на востоке — с Печоро-Колвинской структурной зоной и Овра-Лузской седловиной. Мощность осадочного чехла увеличивается с севера на юго-восток от 1 до 5 км. В ее пределах обособляются две крупные ступени — Кипиевская и Янгытская. *Овра-Лузская седловина* разделяет Ижемскую и Верхнепечорскую впадины. Вдоль восточной границы обособляется Мичаю-Пашнинский вал, а в ее пределах выделяются Джебольская моноклинал, Овра-Сойвинская, Тэбукская, Лемьюская, Лузская и Ронаельская ступени. *Малоземельско-Колгуевская моноклинал* расположена в северо-западной части Печорской синеклизы. Здесь полностью отсутствуют или размыты среднедевонско-пашийские, а местами и верхнесилурийские отложения. Осадочный чехол моноклинали погружается в восточном направлении от 0.8 до 3.5 км (Структура..., 1982, Тектоническая карта, 1985).

Печоро-Колвинский авлакоген находится в центре Печорской синеклизы. Западная и восточная части этой структуры представляют собой опущенные блоки фундамента, которым в осадочном чехле отвечают Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы соответственно. Колвинский мегавал состоит из Усинского, Возейского, Харъягинского и Яреюского валов, а Печоро-Кожвинский — из Лыжско-Кыртаельского, Мутноматерикового и Лебединского валов. Мегавалы разделены Денисовским про-

гибом, который осложнен Шапкина-Юръяхинским и Лайским валами, Тибейвисской и Верхнелайской депрессиями и Носовой ступенью. Фундамент прослеживается здесь на глубинах 5—8 км (Структура..., 1982, Тектоническая..., 1985).

Пологие изометричные малоамплитудные поднятия фундамента объединяются в *Большеземельский свод*, которому в осадочном чехле отвечает *Хорейверская впадина*. Мощность осадочного чехла в ней составляет 4.2—4.4 км. В северной части впадины выделены Чернореченская депрессия, Коллависовская и Седуюгинская ступени. В южной части — Сандивейское поднятие, Макарихинский и Салюкинский валы, которые отделяются от поднятия Чернышева Адзъвинской депрессией и Сынянырдской котловиной. *Варандей-Адзъвинская структурная зона* представлена тремя приразрывными валами — Сарембойским, Гамбурцева и Сорокина, разделенными Мореюсской и Верхнеадзъвинской депрессиями. На востоке структуры Варандей-Адзъвинской зоны перекрыты Вашуткинско-Талотинским надвигом, в автохтоне которого расположен Талотинский вал. Западное крыло вала Сорокина осложнено взбросо-надвигами, восточное — более пологое. Вал Гамбурцева в южной части перекрыт Адзъвинским надвигом поднятия Чернышева, а на севере замыкается в районе Нядейтинской структуры. На северо-востоке наблюдается Сарембой-Леккейягинский вал, объединяющий Южно-Сарембойскую, Сарембойскую, Северо-Сарембойскую, Западно-Леккейягинскую, Леккейягинскую, Енганепейскую структуры (Структура..., 1982, Тектоническая..., 1985 и др.).

Предуральский краевой прогиб представляет собой систему крупных впадин и поперечных поднятий. С севера на юг в пределах исследуемой территории выделяются: Коротаихинская впадина, Пайхойское поднятие, Карская впадина, поднятие Чернова, Косью-Роговская впадина, поднятие Чернышева, Большесынинская впадина, Среднепечорское поднятие, Верхнепечорская впадина, Полюдовское поднятие (Структура..., 1982).

Коротаихинская впадина делится на внешнюю и внутреннюю зоны, граница между которыми проходит по Центрально-

Коротайхинской системе разрывных нарушений. Глубинное строение Припайхойской структурной зоны объясняется или серией ступенчато воздымающихся к Пай-Хою блоков, или погружением под Пайхойский аллохтон пакета изоклинальных складок и чешуй (Термальный..., 1989 и др.). *Пайхойское поднятие* сложено комплексами докембрийского фундамента, шельфовым, батимальным и орогенным. На северо-западе выходят метаморфизованные эффузивно-осадочные образования позднего протерозоя. Предполагается, что формационные комплексы Карской впадины надвинуты на батимальный комплекс, а карбонатные комплексы шарьированы на Припайхойскую зону Коротайхинской впадины. В автохтоне Пай-Хоя располагается фрагмент Южноновоземельско-Вайгачско-Пайхойского антиклинория. Карский аллохтон сложен глубоководными отложениями палеозоя. Карская впадина, выполненная нижнепермскими молассоидными образованиями, осложнена в центральной части кольцевой структурой, известной под названием Карской депрессии, или астроблемы. С северо-востока прогиб ограничен Байдарацким глубинным разломом (Беляков, 1984, Микляев, 1994, Структура..., 1982, Тектоническая..., 1985, Термальный..., 1989, Юдин, 1987 и др.).

Гряда Чернова в своей восточной части представляет собой шовную горст-антиклиналь, отделяющую юго-восточную часть Коротайхинского прогиба от Косью-Роговского прогиба. В пределах *Косью-Роговской впадины* выделяются три зоны: Кочмесская, Интинско-Лемвинская и Воркутская ступень. Наиболее прогнуты центральные районы Косью-Роговского прогиба. Самой глубокой является Абезьская депрессия. На юге выделяется Косьюская депрессия. В пределах восточной зоны выделяются Интинская и Кожимская валообразные структуры. Северная зона известна как Воркутская ступень, в пределах которой обособляются Ярвожское куполовидное поднятие, Воркутская мульда и Воргашорский вал. *Поднятие Чернышева* подразделяется на две части: северную и южную. Южная часть расположена на продолжении структур западного склона Урала. Морфологически она представляет собой узкую антиклинальную зону с выходами в ядрах складок силурийских отложений.

Северная часть поднятия, имеющая северо-восточное прости-
рание, осложняет приплатформенный борт Косью-Роговского
прогиба, а перепад глубин залегания поверхности фундамента
здесь составляет 4.5—8 км (Структура..., 1982, Тектоническая...,
1985, Тимонин Н. И., 1998 и др).

Большесынинская впадина расположена между Печоро-
Кожвинским мегавалом, поднятием Чернышева и Западно-
Уральской структурной зоной. На северо-западе наблюдаются
изометричные, небольших размеров и амплитуд структуры,
внутренняя зона разбита системой надвигов на ряд че-
шуй. Отмечается уменьшение степени дислоцированности
пород с глубиной. *Среднепечорское поперечное поднятие* сое-
диняет Печоро-Кожвинский мегавал Печорской синеклизы с
Тимаизским поперечным поднятием Западно-Уральской струк-
турно-формационной зоны. Переход от северо-западных ори-
ентировок структур к субмеридиональным происходит путем
постепенного разворачивания структур. *Верхнепечорская впа-
дина* делится на западную и восточную зоны. Для западной ха-
рактерны куполообразные поднятия и флексуры, а во внутрен-
ней развиты надвиги, высокоамплитудные антиклинали и ши-
рокие плоские синклинали. Основным осложнением северной
части прогиба является Вуктыльский надвиг. *Полюдовское по-
перечное поднятие*, расположенное в области стыка Тимана и
Урала, сложено карбонатными и терригенными породами от
верхнего рифея до перми. Структуры Полюдовского поднятия
отличаются от линейных структур западного склона Урала и по
своей морфологии ближе к платформенным образованиям, по-
этому рассматриваются как участок платформенной активи-
зации в Предуральском краевом прогибе. Полюдовская макро-
антиклиналь состоит из Коркаской, Ухтымской и Ныробской
брахиантиклиналей, а Колчимская макроантиклиналь — из
Чурочной и Тулымпарминской куполовидных антиклина-
лей. Эти структуры с запада ограничены дугообразно изогну-
тым Красновишерско-Ныробским надвигом (Структура, 1982,
Тектоническая..., 1985).

Уральский кряж (Уральский складчатый пояс) подразде-
ляется на Западно-Уральскую, Осевую и Восточно-Уральскую

структурно-формационные зоны. Структуры в основном сложены отложениями позднекембрийско-триасового возраста, которые образуют верхний варисцийский структурный этаж, названный уралидами. В составе уралид выделяются образования Елецкой (шельфовый комплекс) и Лемвинской (комплекс континентального склона и подножия) структурно-формационных зон. Нижний структурный этаж (доуралиды) сложен протерозойско-раннекембрийскими метаморфизованными отложениями, которые выходят на поверхность в Осовой зоне, а в Западной зоне — погружены на глубины до 11 км (Юдин, 1994; Пучков, 1979 и др.).

Западно-Уральская структурно-формационная зона состоит из поперечных поднятий и опусканий, происхождение которых обусловлено строением байкальского фундамента. Западная граница проводится по зонам разрывных нарушений, по которым аллохтон складчатого Урала перекрывает восточную зону Предуральского прогиба. *Байдарацкое поперечное опускание* слагают терригенные, вулкано-терригенные и сланцевые формации ордовикского и силурийского возрастов. От Пайхойского поднятия структура отделена Осовейским разломом (надвигом). *Оченьрдское поперечное поднятие* сложено образованиями позднепротерозойско-вендского возраста и расположено на продолжении структур Пайхойского антиклинория. Северный край поднятия ограничен разрывными нарушениями системы Хуутинских разломов. На юге поднятие близко подходит к Собскому поперечному поднятию, где наблюдается единая зона воздыманий, разделенная узкой седловиной и разломом широтного простираения. От Харбейского антиклинория, входящего в Центрально-Уральское поднятие, Оченьрдское поднятие отделено синклинальной структурой субмеридионального простираения, сложенной ордовикскими и нижнесилурийскими образованиями. *Верхнеусинское опускание*, расположенное на продолжении Кортаихинского прогиба и со всех сторон ограниченное разрывными нарушениями, сложено породами елецкого комплекса. В центральной части опускания выделяется узкая синклинальная структура, осложненная двумя брахисинклиналями, в ядрах которых выходят отложения

нижней перми. *Собское поперечное поднятие* содержит две антиклинальные структуры — Енганепэйскую и Манитандырдскую, разделенные узкой Нияюской депрессией. Енганепэйская антиклиналь вытянута в северо-восточном направлении, в ядре выходят вулканогенные и терригенные породы позднепротерозойского возраста. Манитандырдская антиклиналь отличается более интенсивной степенью дислоцированности. *Лемвинское поперечное опускание* характеризуется наличием Лемвинской шарьяжной пластины, которая перекрывает породы елецкого комплекса. С востока на Лемвинскую шарьяжную пластину надвинуты породы, слагающие Центрально-Уральское поднятие. Структуры здесь представлены крупными, опрокинутыми к западу складками. *Кожимское поднятие* характеризуется изгибом структур с меридиональных простираний на северо-восточные. В строении поднятия принимают участие крупные складки северо-восточного простирания, в ядрах которых обнажены ордовикские отложения. *Щугорское опускание* расположено в верховьях рек Щугор и Подчерем. Для западной подзоны характерны сильно сжатые крупные складки, сложенные у поверхности отложениями силура, девона и карбона. Структуры восточной подзоны представлены развитием мелких, относительно слабо сжатых пологих складок. В крайних восточных районах, на границе с осевой структурной зоной Урала, фиксируется опрокинутое залегание пород. *Тимаизское поперечное поднятие* вытянуто в северо-западном направлении и является южным продолжением Печоро-Кожвинского мегавала на территории западного склона Урала. Наиболее приподнятой и размытой является южная часть поднятия. Ядра антиклиналей у поверхности сложены породами от нижнего карбона до ордовика включительно. Характерны концентрические, асимметричные линейные и брахиформные складки. *Верхнепечорское опускание* расположено на территории западного склона Северного Урала от бассейна р. Вишера до бассейна р. Илыч. В центральной его части расположен аллохтон Малопечорской шарьяжной пластины. Западная подзона содержит два ряда антиклиналей, разделенных синклиналями, которые осложнены более мелкими дислокациями. Центральная подзона представляет собой синклиналь,

ядро и восточный борт которой скрыты под Малопечорской шарьяжной пластиной. Восточная подзона отделена от центральной региональным разрывом. Малопечорская шарьяжная пластина представлена сланцевым комплексом осадков (Юдин, 1994 и др).

Осевая структурная зона Урала известна в литературе как Центральнo-Уральский антиклинорий (поднятие) и прослеживается в виде выходов фундамента вдоль всего севера Урала. На поверхность здесь выведены докембрийские породы и отложения нижнего палеозоя шельфового комплекса. Западная граница Осевой зоны проходит по одноименному надвигу, восточная — по Главному Уральскому надвигу. *Североуральский выступ* известен в литературе как Ляпинский антиклинорий, в восточной части которого расположен Присалатимский аллохтон, сложенный ордовикско-силурийскими батиальными отложениями. Он рассматривается как корневая зона Малопечорского тектонического останца. *Неркаюский выступ* расположен в южной части Лемвинского аллохтона. На востоке и юге он граничит с гипербазитовыми массивами, а на северо-западе отделен разломом от Восточного покрова Лемвинского аллохтона. *Харматалоуский выступ* расположен между Войкаро-Сыньинским и Райизским гипербазитовыми массивами и Лемвинским аллохтоном. Породы фундамента смяты в узкие линейные складки. На юго-западе выходы фундамента прослеживаются в верховьях р. Кечьпель, где расположен *Верхнекечпельский выступ*. В таком же структурном положении находится и крупный *Харбейский выступ* байкалид (Юдин, 1994, и др.).

Восточно-Уральская структурно-формационная зона известна как восточное крыло Уральского мегантиклинория, эвгеосинклинальная зона и палеоокеанический сектор геосинклинали. Она надвинута на восточную окраину Восточно-Европейской платформы. Западной границей является Главный Уральский надвиг, который трактуется в актуалистических моделях как древняя зона субдукции. Восточная граница перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями, недоступна наблюдению и почти не изучена. Выделяется единая Тагильская формационная зона (аллохтон) с комплексами палеозойского океана,

островных дуг и прилегающих бассейнов. Палеоокеанический комплекс сложен породами офиолитовой ассоциации — основными и ультраосновными магматитами и осадочными силицитами. С севера на юг выделяется несколько фрагментов покровов, наиболее крупные из которых известны как массивы гипербазитов: Сыум-Кеу, Масловский, Рай-Из, Войкаро-Сынинский, Хулгинский, Харасюрский, Чистопский и др. Состав пород позволяет сопоставлять их с ассоциациями современных образований океанической коры. Островодужный комплекс включает формации островной дуги, аккреционной призмы, продуктов их разрушения, окраинного моря и формаций параллельных даек и подушечных лав задугового рассеянного спрединга. Внутренняя структура покрова описывается как три крупные синформы: Щучьинский, Войкарский и Тагильский. В их осевой части развиты породы девонско-каменноугольного возраста. *Щучьинский шарьяж-синклинорий* имеет изометричную форму с надвиговой дугообразной в плане западной границей. Параавтохтон повсеместно сложен породами протерозойского фундамента. Аллохтонные структуры представлены чешуями, разделенными высокоамплитудными надвигами. *Войкарский шарьяж-синклинорий* расположен южнее и протягивается на 300 км от истоков р. Собь до р. Хальмерью. Структуры верхнесилурийско-девонских вулканогенно-осадочных пород имеют вид линейных складок, осложненных разрывами с восточным падением сместителей. *Тагильский шарьяж-синклинорий* протягивается вдоль Северного Урала от верховьев р. Маньи на юг более чем на 500 км при видимой ширине 10—40 км. В ядре Тагильского шарьяж-синклинория выделяются крупные синклинали, сложенные каменноугольными отложениями. Разрывные нарушения представлены надвигами, взбросами и сбросами. Строение восточной *Магнитогорской зоны* на севере Урала не изучено. Далее к востоку предположительно выделяются **Мансийский**, **Березовский** и **Мугоджарский** палеомикроконтиненты. В настоящее время они с Казахстано-Киргизским и Сибирским палеоконтинентами составляют единую плиту, разделенную сутурами (Юдин, 1994, Пучков, 1979, 1996 и др).

Глава 2. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Гравитационное поле является одним из основных источников информации о глубинном строении, поскольку отражает суммарный эффект от всех существующих плотностных неоднородностей Земли. Главной проблемой интерпретации является разделение гравитационного влияния аномалеобразующих тел разной глубинности (Теория..., 2016 и др.). Преимущество гравиметрического метода заключается в том, что с его помощью можно получать геологическую информацию о глубинных структурах там, где энергии сейсмических волн недостаточно для исследования внутреннего строения подлитосферной и литосферной мантии, соляных структур, вулканических построек, диатрем, даек, трубок взрыва, отображения слоев подстилающих базальты и т. д.

Для обработки потенциальных полей используются фильтры приведения (редукции). Размер фильтра и тип окна при фильтрации определяется эмпирически с использованием синтетических данных. При интерпретации потенциальных полей часто привлекается операция эйлеровской деконволюции, которая эффективна при описании контактов и быстрой оценки глубины залегания. Качество оценки глубины залегания зависит от выбора соответствующего структурного индекса и выборки данных. Аномалии с большими длинами волн могут выявляться благодаря методике интерполяции в таких областях, в которых пункты наблюдения расположены далеко друг от друга, а при близком расположении пунктов выявляются аномалии с короткими длинами волн.

При интерпретации использовались гравиметрические карты в редукции Буге (поле силы тяжести V_z) 1:200000 и 1:2500000 масштабов, в которых исключено нормальное притяжение эллипсоида и учтено влияние промежуточного слоя, заключенного между точкой наблюдения и поверхностью геоида (Гравиметрическая карта..., 2008). По этим гравиметрическим картам решались все задачи, связанные со структурно-тектоническим районированием территории, оценкой мощности зем-

ной коры и литосферы, выявлением плотностных неоднородностей в земной коре и мантии.

Выбор рациональной методики интерпретации гравитационного поля заключался в составлении системы взаимодействующих формул, применение которых приводит к извлечению максимума информации при минимуме априорных данных (поле силы тяжести). В основу методики гравитационного зондирования была положена методика численного дифференцирования поля силы тяжести, разработанная А. К. Маловичко и О. Л. Горбушиной (Таруниной) в Пермском государственном университете. Интерпретация гравиметрического поля проводилась по производным первого и второго порядков, аномалиям регионального фона, локальным и остаточным аномалиям. При определении структуры сети исследований ведущая роль отводилась шагу вычислений (q) и ориентировке профилей. Применение методики гравитационного зондирования (последовательного исключения аномальных составляющих из наблюдаемого поля) позволяет выяснить вопрос о приуроченности основных источников аномалий к определенным структурно-вещественным комплексам (Маловичко, Тарунина, 1981).

Изучению корреляционной зависимости плотности от скорости продольных волн $\sigma(V_p)$ посвящено много работ, и получено много эмпирических формул. При переводе скоростного разреза в плотностной использовались графики зависимости плотности от скорости продольных волн Б. Г. Семенова (Семенов, 1983) для верхней части разреза и Вулларда (Woolard, 1975) для более глубоких слоев земной коры и верхней мантии (рис. 2.1).

Привязка плотностных моделей проводилась с использованием «стандартных» моделей Земли, которые отражают распределение плотностей в наиболее устойчивых областях Земли с нулевым уровнем аномалий.

При моделировании гравитационного поля использовался следующий обобщенный плотностной разрез: плотность осадочных пород составляет 2600 кг/м^3 , плотность «гранитного» (гранито-гнейсового) слоя — $2710\text{—}2720 \text{ кг/м}^3$, плотность «базальтового» (гранулито-метабазитового) слоя достигает 2950 кг/м^3 . Выделяется также переходный слой (ди-

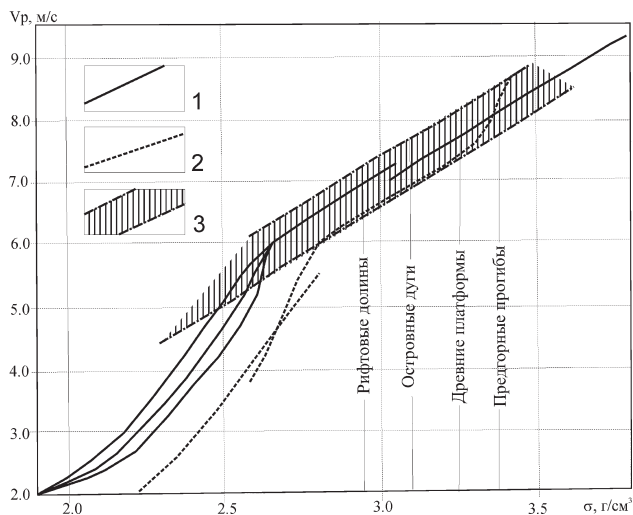


Рис. 2.1. Зависимость скорости продольных волн от плотности.
 1 — зависимость $V_p(\sigma)$ (по: Woolard, 1975), 2 — зависимость $V_p(\sigma)$ (по: Семенов, 1983), 3 — предельные значения $V_p(\sigma)$

орито-гнейсовый) со средней плотностью 2890 кг/м^3 (наименования слоев и скоростные параметры земной коры даны по работе (Запорожцева, Пыстин, 1994)). Средняя плотность консолидированной земной коры составляет 2850 кг/м^3 , средняя плотность подкорового вещества верхней мантии берется равной 3300 кг/м^3 . Средние плотности на глубине 200 км составляют 3400 кг/м^3 , 400 км — 3720 , 700 км — 4390 , 1300 км — 4750 , 2891 км — 9900 кг/м^3 (Мещеряков, Фыс, 1990) (рис. 2.2).

Расчеты **горизонтальной производной второго порядка** гравитационного поля выполнялись в профильном варианте по пятиточечной формуле (Маловичко, Тарунина, 1981):

$$q^2 V_{zxx} = (-15 V_z^0 + 16 V_z^q - V_z^{2q})/6, \quad (1)$$

где q — шаг вычислений, V_z^q , V_z^{2q} — средние значения аномалии Буге в равноотстоящих точках по профилю. При большом шаге вычислений расчет V_{zxx} проводился по трех точечной формуле (Маловичко, Тарунина, 1981):

$$q^2 V_{zxx} = 2(-V_z^0 + V_z^q). \quad (2)$$

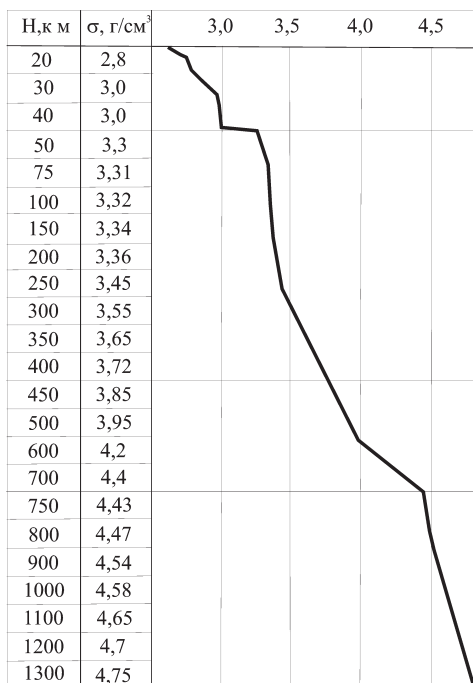


Рис. 2.2. Обобщенный плотностной разрез (по: Мещеряков, 1990, Запорожцева, 1994)

Исследованиями на теоретических полях (Маловичко, Тарунина, 1981) установлено, что производные, вычисленные по пяти точечной и

трех точечной формулам, получаются примерно с одинаковой погрешностью, равной 17 % для формулы (1) и 21 % — для формулы (2), но при разных значениях оптимального шага.

При вычислении **производных первого порядка** использовались две формулы (Маловичко, Тарунина, 1981):

$$V_{zx} = [8(V_z^q - V_z^{-q}) - (V_z^{2q} - V_z^{-2q})]/12q, \quad (3)$$

$$V_{zx} = [(V_z^q - V_z^{-q}) + 2(V_z^{2q} - V_z^{-2q})]/10q, \quad (4)$$

где V_z^q , V_z^{-q} , V_z^{2q} , V_z^{-2q} — значения аномалий поля силы тяжести на профиле.

Величина оптимального шага для формулы (3) равна $(0,5—0,7)t$, а для формулы (4) — $(0,2—0,4)t$, т. е. формула (3) локализует влияние неглубоко залегающих объектов, а формула (4) — более глубоких объектов.

Совместное использование производных первого и второго порядков на этапе качественной интерпретации гравитационного поля позволяет по точкам перехода второй производной

через ноль и точке экстремума горизонтальной производной первого порядка выявить границы блоков пород с различными физическими свойствами (плотностью). Построение же схематических карт вычисленных производных позволяет определить форму аномалеобразующего объекта и, следовательно, более обоснованно определить параметры аномальных тел.

Расчет локальных аномалий осуществлялся методом Андреева-Гриффинга по известной формуле:

$$\Delta g_{\text{л}} = V_z^0 - (V_z^{-2q} + V_z^{2q})/2. \quad (5)$$

А. К. Маловичко и О. Л. Тарунина, изучая возможности метода интегрирования горизонтальных градиентов, отмечали, что поскольку локальный эффект в горизонтальных производных доминирует, то в результате их интегрирования должны получить значения локальных аномалий в чистом виде, а метод вариаций Андреева-Гриффинга при оптимальных условиях расчета обладает такими же разрешающими способностями, как и производные, вычисленные по малоточечным формулам. Кроме того, величина оптимального шага для вычисления локальных аномалий должна быть приблизительно в два (1,8) раза больше шага вычисления горизонтальных производных (Маловичко, Тарунина, 1981).

Вычитая полученные значения локальных аномалий из наблюденного поля или из сглаженных значений поля силы тяжести, получаем **остаточную аномалию**, которая используется для дальнейших расчетов в целях увеличения глубинности исследований:

$$V_{z \text{ ост}} = V_z - \Delta g_{\text{л}}. \quad (6)$$

По наблюденным значениям гравитационного поля производились расчеты **регионального фона** по формуле О. Л. Таруниной, основанной на совмещении операций численного дифференцирования и пересчета на высоту (Тарунина, 1987):

$$V_z^{\text{рег}} = (0,107V_z^q + 0,776V_z^{2q} - 0,087V_z^{3q} - 0,030V_z^{4q})/0,735 \quad (7)$$

где V_z^q , V_z^{2q} , V_z^{3q} , V_z^{4q} — средние значения аномалий силы тяжести по окружностям с радиусами q , $2q$, $3q$, $4q$.

Данный метод определения регионального фона оказался весьма эффективным при изучении глубинного строения обширных регионов Печорской, Западно-Сибирской плит и сопредельных территорий (Конанова, 1997). Отмечается идеальное совпадение величины остаточных аномалий силы тяжести, полученных в результате исключения локальных аномалий из наблюденного поля, со значениями регионального фона, вычисленных непосредственно по наблюденным аномалиям силы тяжести. Их расхождение не превышает 5—10 %.

Комплекс расчетных формул оказался следующим:

$$q^2 V_{zxx} = (-15V_z^0 + 16V_z^q - V_z^{2q})/6, \quad (1)$$

$$q^2 V_{zxx} = 2(-V_z^0 + V_z^q), \quad (2)$$

$$V_{zx} = [8(V_z^q - V_z^{-q}) - (V_z^{2q} - V_z^{-2q})]/12q, \quad (3)$$

$$V_{zx} = [(V_z^q - V_z^{-q}) + 2(V_z^{2q} - V_z^{-2q})]/10q, \quad (4)$$

$$\Delta g_{\text{л}} = V_z^0 - (V_z^{-2q} + V_z^{2q})/2, \quad (5)$$

$$V_{z \text{ ост}} = V_z - \Delta g_{\text{л}}, \quad (6)$$

$$V_z^{\text{рег}} = (0,107V_z^q + 0,776V_z^{2q} - 0,087V_z^{3q} - 0,030V_z^{4q})/0,735. \quad (7)$$

Дальнейшая интерпретация заключалась в оценке глубин и радиусов **горизонтального кругового цилиндра или шара** по производным первого и второго порядков. По графику горизонтальной производной второго порядка глубина залегания оси цилиндра оценивалась согласно следующим формулам (Маловичко, Тарунина, 1981, Тарунина, 1987):

$$t_1 = 1,73x_0; \quad t_2 = x_{\text{max}}; \quad t_3 = 3,06 x_{1/2}, \quad (8)$$

где x_0 — абсцисса перехода графика V_{zxx} через нуль, $x_{1/2}$ — абсцисса полу экстремума, x_{max} — абсцисса дополнительного экстремума. Глубина до оси цилиндра берется как среднее арифметическое из трех значений. Определив глубину залегания оси горизонтального кругового цилиндра, можно вычислить радиус цилиндра (Маловичко, Тарунина, 1981, Тарунина, 1987):

$$R = 109,4t(Bt/\sigma), \quad (9)$$

где B — минимальное (максимальное) значение производной второго порядка, мГал/км²; t — глубина, км; σ — аномальная плотность, г/см³; R — радиус, м.

По графику горизонтальной производной первого порядка (V_{zx}) глубина залегания оси цилиндра и его радиус определялись при помощи следующих формул (Маловичко, Тарунина, 1981):

$$t = 1,73 x_{\text{эк}}, \quad R = 0,061t (G / \sigma), \quad (10)$$

где $G = V_{zx'}$ этвеш; t — глубина, м; R — радиус, м.

Из классификации решений обратных задач известно (Маловичко, Тарунина, 1981), что аномальное поле может быть обусловлено как выпуклым телом, так и распределением масс в виде слоя, поэтому для контроля за полученными результатами использовалось решение обратной задачи для **горизонтальной полуплоскости** по горизонтальным производным первого и второго порядков. Проводилось построение плотностных границ по градиентам V_{zx} и $V_{zxx'}$, а также по вычисленным локальным аномалиям, обусловленным влиянием данной плотностной границы.

Остаточные и региональные аномалии вновь подвергались обработке, но уже с большим шагом вычислений, и использовались для изучения более глубоких горизонтов. Данный метод гравитационного зондирования (метод последовательного исключения аномальных составляющих из наблюденного поля) применялся автором при интерпретации гравиметрического поля. Этот метод позволяет проводить контроль за полученными результатами на каждом этапе интерпретации и максимально исключить субъективный фактор при интерпретации гравитационного поля путем непосредственного определения регионального фона и сравнения его с остаточными аномалиями.

Построение плотностных границ проводилось при совместном использовании градиентов $V_{zx'}$, V_{zxx} и локальных аномалий в соответствии с рекомендациями А. К. Маловичко и О. Л. Таруниной. По абсциссе полу максимума графика V_{zx} определялась глубина до верхней кромки гравитирующего тела, а мощность по экстремальному значению градиента $V_{zx} = G$ вычислялась согласно следующей формуле:

$$h = Gt/(2f\sigma) = 75 \cdot G \cdot t / \sigma, \quad (11)$$

где G , мГал; t , км; σ , г/см³; h , м.

Определение параметров возмущающих масс проводилось также и по графикам горизонтальной производной второго порядка с помощью формул для горизонтальной полуплоскости (Маловичко, Тарунина, 1981):

$$t = 1,73x_{\text{эк}}, h = 115,5Bt^2/\sigma, \quad (12)$$

где $B = V_{\text{зхх}}$, мГал/км²; t — глубина, м; h — мощность, м.

При построении плотностных разрезов интерпретация проводилась одновременно по графикам горизонтальной производной первого порядка, графикам горизонтальной производной второго порядка и графикам локальных аномалий совместно с анализом их вида.

Численное дифференцирование может сопровождаться появлением фиктивных полей, на месте локализации которых нет плотностных неоднородностей. Однако, используя совместно с производными второго порядка данные графиков локальных аномалий, производных первого порядка, регионального фона, остаточных аномалий, удастся максимально избавиться от фиктивных аномалий (Маловичко, Тарунина, 1981).

Применение методики последовательного исключения аномальных составляющих из наблюденного гравиметрического поля с использованием горизонтальных производных первого и второго порядков, локальных, региональных и остаточных аномалий (блок-схема методики гравиметрического зондирования (рис. 2.3)) сопровождалось:

а) построением карт распределения физических неоднородностей и выявлением блоков с разными физическими свойствами и их границ для разных глубинных уровней и земной коры и мантии:

б) построением серии геоплотностных разрезов земной коры и мантии;

в) созданием объемных (трехмерных) моделей строения литосферы Печорской и сопредельных плит.

Комплексирование гравиметрии и **магнитометрии** применялось на этапе изучения возможного вещественного состава

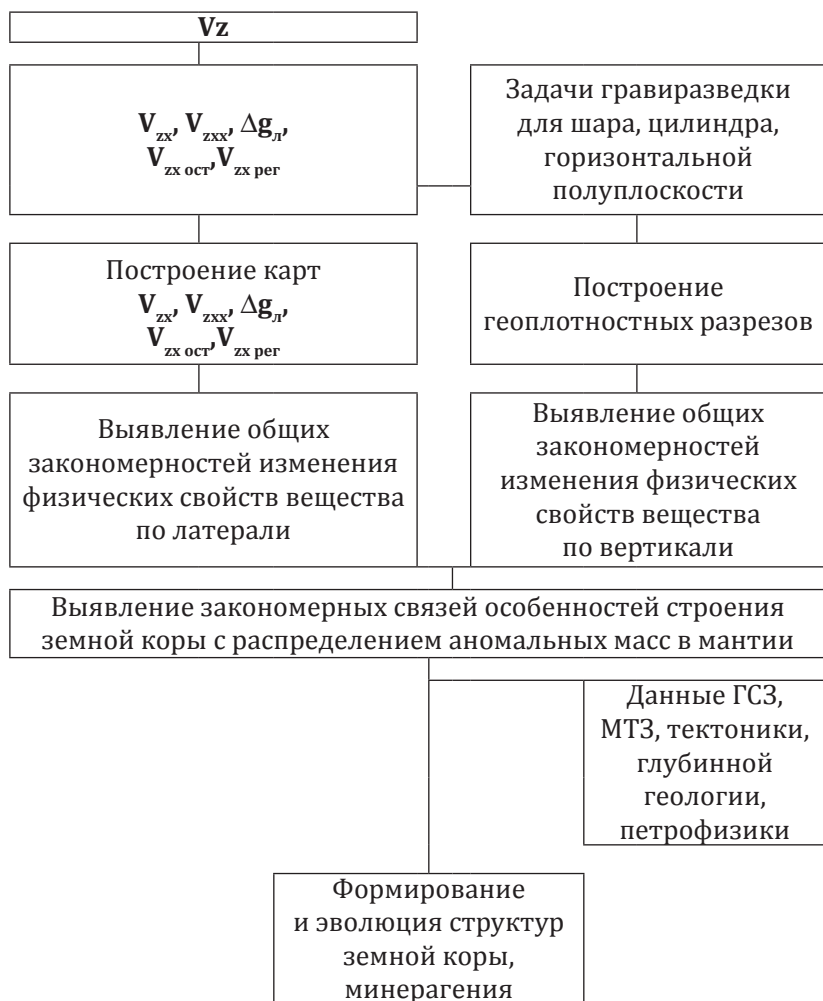


Рис. 2.3. Блок-схема методики исследования литосферы по гравиметрическим данным

пород фундамента Печорской плиты. Для геологической интерпретации полученных результатов привлекались региональные и детальные геолого-геофизические материалы производственных организаций: Полярноуралгеология, Ухтанефтегазгеология, Печорагеофизика (ныне Севергеофизика), а также геолого-геофизические данные, содержащиеся в опубликованной литературе. Данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) привлекались в качестве независимых подтверждающих материалов при проведении качественной и количественной интерпретации гравиметрических данных.

В результате проведенных расчетов автором были построены первые плотностные модели литосферы Печорской и севера Западно-Сибирской плит (рис. 2.4, а), которые опубликованы в 1993 году (Конанова, Лыюрова, 1993). В 1996 году появился и первый томографический разрез литосферы Урала (рис. 2.4, б), отражающий распределение скоростных параметров в пределах таких структур как Русская плита, Предуральский краевой прогиб, Уральская складчатая область, Зауралье. При сопоставлении скоростного разреза мантии Урала и сопредельных территорий с плотностными разрезами, отмечалось их соответствие друг другу. Восточно-Уральская зона Урала выделяется повышенными значениями скорости и плотности, Предуральский краевой прогиб характеризуется пониженными значениями скорости и плотности в своей восточной части и относительно повышенными — в западной, Русская плита достаточно однозначно выделяется на разрезах высокоскоростными и плотными мантийными породами с юго-западным падением ее восточной границы. Особенности строения мантийной части литосферы Урала сохраняются на всем его протяжении с севера на юг.

Выводы по главе 2. Гравитационное зондирование предусматривает проведение расчетов горизонтальных производных первого и второго порядков, локальных, региональных и остаточных аномалий с разными радиусами вычислений, при реализации которой происходит последовательное исключение аномальных составляющих из наблюдаемого гравиметрического

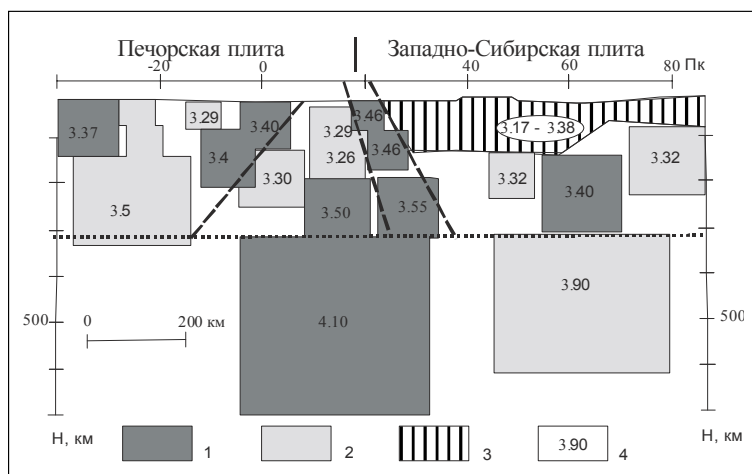


Рис. 2.4, а. Плотностной разрез по пр III (по: Конанова, 1993, 1997).
 1 — плотные породы, 2 — разуплотненные породы, 3 — литосфера Западно-Сибирской плиты, 4 — плотности. Пунктиром показана глубина изостатической компенсации

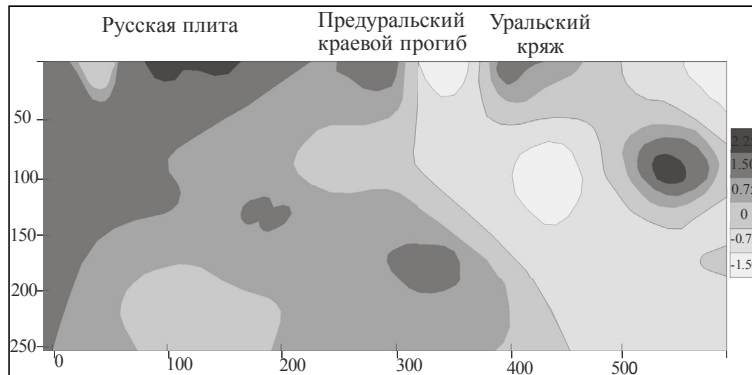


Рис. 2.4, б. Первый томографический разрез литосферы Урала
 (по Л. П. Винник и др.)

поля и увеличивается глубина исследований. Это позволяет при минимуме априорных данных извлечь информацию об особенностях глубинного строения литосферной и подлитосферной мантии слабо изученных Печорской и сопредельных плит в результате интерпретации поля силы тяжести по методике гравитационного зондирования в комплексе с другими геолого-геофизическими данными.

Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

3.1. Гравитационное поле

При интерпретации гравитационного поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий использовались гравиметрические карты в редукции Буге (поле V_z) 1:200000 и 1:2500000 масштабов. По этим гравиметрическим картам решались все задачи, связанные со структурно-тектоническим районированием территории, оценкой мощности земной коры и литосферы, выявлением плотностных неоднородностей в земной коре и мантии. Для геологической интерпретации полученных результатов привлекались опубликованные в открытой печати материалы региональных и детальных геолого-геофизических исследований научными, научно-производственными и производственными организациями по Тимано-Североуральскому региону и сопредельным территориям.

В осадочном чехле отчетливо выделяются четыре плотностные границы между комплексами: верхним терригенным и верхним карбонатным с эффективной плотностью 330—100 кг/м³, верхним карбонатным и средним терригенным — 330 кг/м³, средним терригенным и нижним карбонатным с эффективной плотностью равной 140—200 кг/м³, нижним карбонатным и нижним терригенным с эффективной плотностью равной 190 кг/м³ (Дедеев, Запорожцева, 1985). В Коротайхинском и Южно-Баренцевском блоках значительный вклад в гравитационное поле вносит плотностная граница между триасовыми и пермскими образованиями со средним значением эффективной плотности равной 130 кг/м³. Рассчитанные средневзвешенные плотности пород осадочного чехла закономерно возрастают в северо-восточном направлении от 2400—2500 кг/м³ в районах Мезенской синеклизы и Тимано-Ижемского блока до 2750—2800 кг/м³ во внутренних частях Предуральского краевого прогиба. Резкий градиент изменения плотностных характеристик объясняется (Запорожцева, Пыстин, 1994) увеличением степени метаморфизма пород.

Верхнепротерозойские образования расчленяются на три подкомплекса. Первый из них имеет плотности 2380—2600 кг/м³ и характерен для платформенных осадков Мезенского и Волго-Уральского геоблоков. Второй подкомплекс с плотностью 2610—2700 кг/м³ присущ метаморфизованным верхнепротерозойским породам, слагающим верхнюю часть фундамента Ижма-Баренцевского и Печорского геоблоков. Третий подкомплекс с плотностью 2800—2890 кг/м³ соответствует интенсивно метаморфизованным, глубоко залегающим верхнепротерозойским толщам Ижма-Баренцевского и Печорского геоблоков (зеленосланцево-эпидот-амфиболитовый (?) подкомплекс). В западной части Тиманского блока, по данным МОГТ, под вторым подкомплексом залегает первый подкомплекс с меньшей плотностью верхнепротерозойских образований. Поверхность верхнепротерозойского комплекса в Ижма-Баренцевском и Печорском геоблоках характеризуется положительной эффективной плотностью, составляющей 150—100 кг/м³. Однако эффективная плотность будет еще больше в тех районах, где в рифейском разрезе присутствуют интрузивные породы среднего и основного состава (Запорожцева, Пыстин, 1994).

Наблюдается региональное увеличение плотности рифейских отложений в восточном и северо-восточном направлениях за счет повышения основности и степени метаморфизма. Эффективная плотность на границе осадочный чехол — фундамент может варьировать в больших пределах (400—100 кг/м³), что даже при резко увеличенной мощности осадочного чехла существенно влияет на дифференциацию гравитационного поля. Плотности пород гнейсо-гранулитового комплекса изменяются в пределах 2750—2950 кг/м³. При такой дифференциации плотностей кристаллический фундамент значительно влияет на характер гравитационного поля там, где он резко приближен к земной поверхности до глубин 1.5—3 км (Сысольский, Коми-Пермяцкий своды). В наиболее погруженных частях Ижма-Баренцевского и Печорского геоблоков его гравитационное влияние нивелируется (Дедеев, Запорожцева, 1985).

Геологическое истолкование природы гравитационных аномалий для европейского северо-востока России проводи-

лось многими исследователями: Е. М. Ананьевой, Н. Г. Берлянд, А. С. Егоровым, А. Н. Коневой, К. А. Кривцовым, Б. Д. Полетаевым, Л. Е. Шустовой, С. Костюченко и др. Гравитационное поле разделялось по морфологии, амплитуде, знаку, простиранию, величине аномалий, интенсивности горизонтального градиента. Результаты районирования наблюденного гравиметрического поля представлены на рис. 3.1 (цв. вкладка). При описании гравиметрического поля привлекались материалы, приведенные в монографиях И. В. Запорожцевой в соавторстве с В. А. Дедеевым и А. М. Пыстиным (Дедеев, Запорожцева, 1985, Запорожцева, Пыстин, 1994).

Особенности регионального аномального поля Мезенской синеклизы (Мезенского геоблока) свидетельствуют о значительном влиянии структурно-вещественной неоднородности фундамента. Интенсивные региональные аномалии гравитационного поля (Архангельская, Лешуконская, Чижская) обусловлены подъемом плотных пород фундамента к земной поверхности, а аномалии пониженных значений гравиметрического поля (Беломорская, Сафоновская, Вычегодская) объясняются погружением плотных пород фундамента в областях рифейских прогибов. Интенсивная гравитационная аномалия (Лешуконский супермаксимум) по материалам ГСЗ и количественных расчетов поля связана с резким подъемом нижних горизонтов земной коры (низов гнейсо-гранулитового — верхов гранулито-метабазитового комплексов). В Ижма-Баренцевском геоблоке Тиманская зона повышенных значений силы тяжести соответствует Северо-Тиманскому, Четласско-Цилемскому и Восточно-Тиманскому мегавалам. В акватории прослеживается Северная подзона положительных аномалий, которая, вызвана приближением к земной поверхности метаморфизованных верхнепротерозойских пород. В юго-западной части Тиманской гряды залегает пластина верхнепротерозойских метаморфизованных пород мощностью около трех километров, надвинутая на рифейские осадки Вычегодского прогиба. Ижемская зона пониженных значений гравитационного поля в плане соответствует Ижма-Печорской впадине. Положительные аномалии Нижнеомринской ступени могут быть обусловлены

выходом на земную поверхность карбонатных пород и неглубоким залеганием метаморфических образований. Печорская зона интенсивных полосовых аномалий на севере соединяется с Тиманской зоной. Северная и центральная ее части соответствуют структурам в осадочном чехле — Седюяхинскому валу и Печоро-Кожвинскому мегавалу, а южная — вызвана интрузиями в фундаменте повышенной плотности. Денисовская зона пониженных значений силы тяжести обусловлена распространением в ее пределах пород зеленосланцевого рифейского комплекса мощностью 3—7 км. На северо-западе Денисовская зона сливается с Западно-Баренцевской. Колвинская зона положительных значений силы тяжести вызвана интрузиями основного состава. Хорейверская зона в основном положительных аномалий силы тяжести в плане соответствует Большеземельскому своду. Верхнеколвинская подзона интенсивных положительных аномалий может быть вызвана резким подъемом поверхности фундамента. Варандей-Адзъвинская зона гравитационных аномалий отвечает одноименной структурной зоне с прилегающими областями, где валам и поднятиям (Сорокина, Гамбурцева, Хоседаюскому, Чернова, Чернышева) отвечают полосовые аномалии повышенных значений гравиметрического поля, депрессиям (Мореюской, Верхнеадзъвинской) — пониженные (Дедеев, Запорожцева, 1985, Запорожцева, Пыстин, 1994).

Предуральский краевой прогиб, на северо-востоке которого расположены Коротаихинская, Косью-Роговская, Большесынинская, Верхнепечорская, Соликамско-Уфимская зоны, фиксируются пониженными значениями поля силы тяжести. На крайнем северо-востоке прослеживается Пайхойско-Карская зона гравитационных аномалий, соответствующая Пайхойскому поднятию и Карской впадине. Гравиметрическое поле Пай-Хоя характеризуется интенсивными положительными аномалиями силы тяжести. Закономерности распределения аномалий силы тяжести на Пай-Хое соответствуют представлениям о подъеме фундамента на северо-западе и северо-востоке территории. Положительным аномалиям в плане соответствуют выходы отложений ордовика, силура, девона и карбона. Максимальные зна-

чения аномалий силы тяжести отмечены на северо-восточном склоне Пай-Хоя, в междуречье р. Силваяха и р. Сибирчатаяха, а также на северо-западе Югорского полуострова, в междуречье р. Большая Ою (Великая) и р. Амдерма, где значения гравитационного поля достигают 3.8 усл. ед. Интенсивные положительные аномалии силы тяжести протягиваются по юго-западному борту Пайхойского антиклинория. Эта гравитационная ступень определяется разломом, который отделяет приосевую часть Пайхойского антиклинория от его юго-западного склона. Сложно дислоцированное юго-западное «крыло» антиклинория отмечается повышенными значениями горизонтального градиента силы тяжести, а менее дислоцированное северо-восточное «крыло» отмечается спокойным полем. В Карской впадине наблюдаются положительные значения гравитационного поля. Равномерное понижение значений поля в Карской впадине свидетельствует о нормальном погружении здесь северо-восточного склона Пай-Хоя. На фоне линейно вытянутых положительных аномалий поля силы тяжести Карская депрессия (астролема) характеризуется аномалиями округлой формы с пониженными значениями и градиентной зоной вдоль бортов депрессии. Гравитационный минимум осложнен в центре положительной аномалией силы тяжести. Максимум поля силы тяжести приходится на центр депрессии. Карский региональный минимум, как показали расчеты многих авторов, связан с толщиной брекчии, имеющих пониженную плотность, а локальная положительная аномалия в центре минимума приурочена к sillам габбро-диабазов, вскрытых скважиной и встреченных в естественных выходах. Кортаихинская впадина в гравитационном поле выделяется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Минимум гравитационного поля расширяется в юго-восточном направлении, что обусловлено наличием здесь более мощных терригенных образований краевого прогиба.

Уральская зона супермаксимума гравитационного поля обусловлена палеозойскими магматическими породами основного и ультраосновного составов. На севере, в акватории Баренцева моря, отмечены широкие полосы положительного гравитационного поля, в основном меридионального простираения, разде-

ленные областями отрицательного или близкого к нормальному уровню поля. Одна полоса положительного гравитационного поля вызвана резким сокращением мезозойской толщи и сложной тектоникой (Центрально-Баренцевская система поднятий), другая — в центральной части Южно-Баренцевской впадины объясняется приближением границы Мохо к земной поверхности (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

В пределах Волго-Уральского антеклизы выделяются Сысольская, Коми-Пермяцкая и Красноуфимская зоны повышенных значений силы тяжести, разделенные зонами отрицательных или относительно пониженных значений поля прогибов и моноклиналей. Данные положительные зоны соответствуют выступам кристаллического фундамента, они мало отличаются друг от друга, что свидетельствует об их единой генетической природе.

Анализируя схемы районирования наблюденного и трансформированных полей исследователи неоднократно отмечали, что некоторые зоны полосовых аномалий исчезают при трансформациях, например, Чернова, Чернышева, Сорокина, Гамбурцева, юго-западная Пайхойская, северная часть Кожимской, юго-западная часть Четласско-Цилемской и др. Кортаихинская зона отрицательных значений силы тяжести резко расширяется за счет исчезновения юго-западной Пайхойской подзоны. Расширяется и юго-восточная часть Косью-Роговской зоны за счет причленения северной части Кожимской подзоны (Дедеев, Запорожцева, 1985). Большесынинская, Верхнепечорская и Соликамско-Уфимская зоны сливаются в единую зону региональных отрицательных аномалий силы тяжести, что свидетельствует об их единой природе. Воркутинская зона преимущественно мозаичного поля соответствует Воркутинской ступени. Вторая область сокращения пермско-триасового комплекса, отображаемая положительной региональной аномалией, наблюдается на севере Варандей-Адзвинской зоны и частично захватывает акваторию Печорского моря (палеосвод Зенченко). В гравитационном поле в Воркутинской зоне положительными локальными аномалиями хорошо отображаются Ярвожское, Юньягинское,

Енганапейское и Манитанырдское поднятия, а отрицательными аномалиями — Северо-Роговская котловина и Воркутинская мульда (Дедеев, Запорожцева, 1985, Запорожцева, Пыстин, 1994).

В результате проведенных исследований нами установлены плотностные неоднородности на разных уровнях мантии. Обнаружены зоны разуплотнения и подъема вещества мантии в Коротаихинской впадине, Ямало-Гыданской синеклизе, в Косью-Роговской впадине, центральной части Хорейверской впадины. Значительная область разуплотненной мантии прослежена под Западно-Сибирской плитой до глубин 600—1000 км и ниже. Зоны уплотнения вещества мантии обнаружены под Пай-Хоем и Уралом, северной частью Хорейверской впадины и прослежены до глубин 400 км.

Сравнительная характеристика Тимано-Печорской и севера Западно-Сибирской плит выявила их существенные различия: мощность литосферы Печорской плиты составляет 350 км, средняя плотность вещества верхней мантии — 3300 кг/м^3 , севера Западно-Сибирской — соответственно 80—130 км и $3150—3300 \text{ кг/м}^3$. Для сравнения отметим, что мощность литосферы Русской плиты достигает 350 км, а Сибирской — 400 км. В пределах центральной части севера Западно-Сибирской плиты встречаются относительно плотные (холодные) блоки, вероятно имеющие древнее происхождение и не успевшие до настоящего времени переработаться под влиянием восходящих конвективных потоков (Конанова, 1997).

Мощность литосферы Пай-Хоя и сопредельных территорий составляет 250—320 км. Плотность вещества литосферной мантии в районе современного поднятия Пай-Хоя изменяется в пределах $3350—3450 \text{ кг/м}^3$. Верхняя мантия в районе Пай-Хоя в значительной степени «истощена», относительно «холодная» и непроницаемая; в районе Коротаихинской впадины и акватории Карского моря — «неистощенная», «горячая», относительно проницаемая. Под Коротаихинской впадиной плотность вещества верхней мантии ниже поверхности Мохо не превышает 3320 кг/м^3 , а под Пай-Хоем — достигает 3450 кг/м^3 . При этом аномальные массы избыточной плотности в районе Пай-Хоя

прослеживаются до нижней мантии. Результаты гравиметрического зондирования территории Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий при изучении плотностных неоднородностей литосферы и ее проницаемости показали, что литосфера Тимано-Печорской и севера Западно-Сибирской плит весьма неоднородна по своим физическим свойствам (плотности) и имеет слоисто-блоковое строение (Конанова, 1997).

3.2. Магнитометрическое поле

В магнитном поле Тимано-Североуральского сегмента литосферы и сопредельных территорий выделяются три региональные области относительно повышенных и пониженных значений аномального магнитного поля: Тиманский региональный минимум, Большеземельская область полосовых аномалий и аномальное магнитное поле Уральской области высокой интенсивности (рис. 3.2.1, цв. вкладка). Некоторые считают, что региональные магнитные аномалии главным образом связаны с гранулитом-метабазитовым комплексом, а магнитоактивные породы распространяются до глубин 75—100 км. Другие — глубокие горизонты земной коры не влияют на образование региональных магнитных аномалий, которые обусловлены вулканогенно-осадочными образованиями платформенного чехла, фундамента и верхних горизонтов гранитного слоя. Очевидно, что магнитные свойства литосферы ограничиваются глубиной достижения точки Кюри ферромагнетиков в породах земной коры. Сопоставление магнитометрических и сейсморазведочных материалов показало, что основные аномалии магнитного поля связаны с вещественной неоднородностью земной коры. Схема районирования магнитного поля представлена на рис. 3.2.1, описание структур, выраженных в магнитном поле, дано по И. В. Запорожцевой (1985, 1994).

Магнитные аномалии **Кольского** геоблока (I) отмечаются северо-западной ориентировкой, ширина аномалий достигает 100 км, интенсивность локальных аномалий не превышает 50 нТл. В пределах Кольского геоблока выделяются Центрально-Кольская (I^a), Восточно-Кольская (I^b) и Западно-

Кольская (I^в) аномальные зоны магнитного поля. Магнитное поле **Мезенской** синеклизы (II) характеризуется вытянутыми в северо-западном направлении локальными аномалиями, обусловленными магнитными и немагнитными породами архейско-раннепротерозойского фундамента, представленного глубоко метаморфизованными осадочными и магматическими породами. В ее пределах выделяются Архангельская (II^а), Беломорская (II^б), Лешуконская (II^в), Чижская (II^г), Сафоновско-Вычегодская (II^д), Онежско-Сухонская (II^е), Ветренная (II^ж) зоны аномального магнитного поля. **Ижма-Баренцевская** (III) зона охватывает территорию Тимана и Ижма-Печорской впадины. Ее градиентная северо-восточная граница совпадает с Припечорским глубинным разломом. Региональный минимум обусловлен слабомагнитными осадочно-метаморфическими и магматическими породами фундамента рифей-вендского возраста мощностью 8—10 км. Узколокальные магнитные аномалии с повышенными значениями поля, приуроченные к Тиманской гряде, соответствуют магнитоактивным телам (дайкам, силлам, мелким интрузиям базитов) региональных надвигов. Седуюхинская зона представлена в основном положительными значениями аномального магнитного поля. В ее пределах выделяются две линейные аномалии средней интенсивности: одна меридионального простирания, а другая — субширотного. **Печоро-Илычская** (IV) зона представлена в основном положительными значениями магнитного поля. В ее пределах выделяются интенсивные линейные и изометричные аномалии. Простирания линейных аномалий меняются от субмеридионального на юге до северо-западных на севере. **Денисовская** (VI) зона отличается относительно пониженными значениями магнитного поля. Магнитные аномалии имеют изометричную форму. Сложным типом магнитного поля характеризуется Большеземельская (**Колво-Хорейверская**, VII) зона, в пределах которой отмечается большое количество изометрических и линейных аномалий повышенных и пониженных значений аномального магнитного поля. В районе Хорейверского блока распространены кислые вулканиты совместно с терригенными породами. Среди интрузивных образований, судя по аномалиями

магнитного поля, по-видимому, также можно ожидать интрузии как основного, так и среднего и кислого составов. **Колгуевская** (V) и **Центрально — Баренцевская** (VIII) характеризуются повышенными значениями магнитного поля и расположены в акватории Печорского моря на продолжении материковых Печоро-Илычской, Денисовской и Колво-Хорейверской аномальных зон. **Талотинско-Воркутинская** (IX), **Припайхойская** (XI) и **Карская** зоны характеризуются пониженным магнитным полем со слабовыраженными аномалиями. **Кортаихинская** (X) и **Пайхойско-Новоземельская** (XII) зоны представлены слабоинтенсивным положительным магнитным полем, осложненным локальными аномалиями разного знака (Дедеев, 1985, Запорожцева, 1994).

Магнитное поле Приуральского мегаблока менее дифференцировано вследствие значительных глубин погружения фундамента (12—15 км). Характер аномалий магнитного поля позволяет предполагать, что в фундаменте присутствует большое количество интрузий основного и среднего составов, т. е., по-видимому, присутствует более основной состав консолидированной земной коры. **Западноуральской** (XIV) зоне свойственно пониженное магнитное поле. Для нее характерна система мелких линейных положительных значений магнитных аномалий. *Волго-Уральская антеклиза* характеризуется преобладанием различных простираний аномальных зон: от субмеридионального до широтного. **Сысольская** (XV) зона преимущественно пониженных значений магнитного поля с расплывчатыми или изометричными аномалиями в плане совпадает с Сысольским сводом, сложенным слабомагнитными породами гранито-гнейсового фундамента архейско-раннепротерозойского возраста, вскрытого в скважине Сысола-1. **Коми-Пермяцкая** (XVII) зона положительных значений магнитных аномалий в плане совпадает с Коми-Пермяцким сводом. Центральную часть свода опоясывают линейные аномалии повышенных значений магнитного поля, которые, скорее всего, надо связывать с рифейскими прогибами — ответвлениями соседних впадин, заполненными вулканогенными толщами, сформировавшимися уже в платформенный этап развития территории. **Кировско-Кажимская**

(XVI) зона преимущественно пониженных значений поля соответствует Кировско-Кажимскому прогибу, заполненному толщей немагнитных, в основном рифей — вендских образований. Резко варьирующее магнитное поле положительных значений локальных аномалий, осложняющее северную часть Кировско-Кажимского и центральную часть Сафоново-Вычегодского прогибов, обусловлено магнитоактивными телами. **Кунгурско-Красноуфимская** (XIII) зона знакопеременного магнитного поля субширотных простираний не совпадает с конфигурацией субмеридионального одноименного свода, и отображает гетерогенную структуру кристаллического фундамента, сложенного как магнитными, так и немагнитными разностями пород. Она простирается далеко на восток под Западно-Уральский аллохтон (Дедеев, 1985).

Региональное магнитное поле Западно-Уральской и Осевой зон Урала характеризуется преимущественно пониженными значениями локальных магнитных аномалий. Эти зоны субмеридионального простирания резко отличается от соседних (западных) зон и перекрывают их. Региональное поле осложнено системой мелких линейных магнитных аномалий повышенных значений локальных аномалий, вызываемых дайками основного состава, выходящих на земную поверхность вдоль зон региональных разломов. **Восточно-Уральская** (XVIII) зона интенсивного полосового знакопеременного поля соответствует Восточно-Уральскому геоблоку и в плане совпадает с Тагило-Магнитогорской зоной Урала, где широко представлены породы основного и ультраосновного составов (Запорожцева, Пыстин, 1994).

Выделенные зоны характеризуют особенности строения фундамента. Так, в центральной части Большеземельской зоны наблюдается некоторый разброс аномалий: отмечены локальные аномалии субширотных и северо-восточных простираний при преобладающей северо-западной ориентировке зоны в целом. Здесь же присутствует крупная полукольцевая аномалия, придающая Большеземельской зоне определенную характерную особенность, благодаря которой появились неоднозначные суждения о возрасте и строении фундамента

в Большеземельском блоке. Н. Г. Берлянд, например, высказала мнение о карельском архейско-раннепротерозойском возрасте фундамента на большей части Хорейверской впадины, Варандей-Адзьвинской зоны и Косью-Роговской впадины, основываясь на указанных особенностях магнитного поля данного участка. В. А. Дедеев и И. В. Запорожцева (1985) объясняют эти особенности магнитного поля сокращением мощностей пластины, сложенной верхнедокембрийским комплексом пород, и соответственно приближением к поверхности высокомагнитного гнейсо-амфиболитового комплекса (Запорожцева, Пыстин, 1994).

3.3. Узлы пересечения ортогональных разломов Европейского Севера России по геофизическим данным

Территория Европейского Северо-Востока России расположена в зоне сочленения крупнейших структур Русской и Печорской плит, Тимана и Урала. Разломам, выявленным на данной территории геолого-геофизическими методами, посвящено огромное количество публикаций (Башилов, 1983, 1997; Богданов, Хаин, 1996; Гафаров, 1976; Космогеологическая карта; Малышев, 1986; Структура..., 1982; Тектоническая карта..., 1985; Шаблинская, 1982 и др.).

Нами отслежены наиболее контрастно выраженные в геофизических потенциальных полях линейные разломные зоны протяженностью более 1000 км, пересекающие Русскую и Тимано-Печорскую плиты, Урал и прилегающую часть Западно-Сибирской плиты по системе ортогональных направлений: субмеридионально-субширотной и диагональной. Остальные направления и мало протяженные разломные зоны, конечно имеющие идентификацию в потенциальных полях, в настоящих исследованиях не рассматривались. Основными источниками информации о глубинных ортогональных разломных зонах послужили наблюдаемые и трансформированные магнитометрическое и гравиметрическое поля.

На первом этапе интерпретировались глобальные аномалии магнитного поля с двухминутным разрешением EMAG2

(World Digital Magnetic Anomaly Map), составленные из спутниковых, аэро- и морских магнитных измерений институтом CIRES (Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences) (Аномалии магнитного поля ΔT_a).

Для уточнения расположения крупнейших межрегиональных разломов использовались данные открытой версии интерактивной электронной карты недропользования Российской Федерации, созданной центром «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология», ФГБУ «ВСЕГЕИ» по заказу Управления геологических основ, науки и информатики Роснедра. В частности, широко применялись карты поля силы тяжести, аномального магнитного поля (Аномалии магнитного поля ΔT_a , Аномалии гравиметрического поля), а также данные других авторов по региональной геологии и тектонике (Башилов, 1983, 1997; Костюченко, Морозов, Кременецкий, 2012; Малышев, 1986; Структура, 1982; Тектоническая карта, 1985; Шаблинская, 1982 и др.). Космогеологическая карта (Космогеологическая карта) была использована в качестве базовой на завершающем этапе интерпретации для подтверждения (отбраковки) построений автора. Для увязки и идентификации субширотных и диагональных северо-западного направления глубинных разломов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, пересекающих Уральскую складчатую систему были использованы опубликованные материалы Н. Г. Берлянд по районированию Урала и сопредельных территорий по типу глубинного строения земной коры (Берлянд, 2007).

Большинство использованных фрагментов геолого-геофизических карт при трассировании протяженных систем ортогональных разломов представлено на рис. 3.3.1 (цв. вкладка).

Методика выявления протяженных лианементов по картам магнитного поля и поля силы тяжести основывалась на стандартном наборе геофизических признаков выявления разломов и заключалась в трассировании градиентных зон линейных магнитных и гравитационных ступеней, линейных локальных аномалий полей разных знаков, по зонам пережимов аномалий, участкам затухания интенсивности, коленообразным изгибам и разрывам линейных аномалий.

В результате проведенных геолого-геофизических исследований выявлены две системы взаимно перпендикулярных (ортогональных) протяженных разломов — субмеридионально-субширотная и диагональная (рис.3.3.2). Наиболее выраженная в потенциальных геофизических полях зона глубинных региональных разломных зон имеет северо-западное простирание. В магнитном поле и в поле региональной составляющей поля силы тяжести она классически проявляется зоной горизонтального градиента, ширина которой варьирует от 5 до 25 км. Ортогональные к ней глубинные разломы северо-восточного простирания выявляются по системе чередующихся полосовых аномалий повышенных и пониженных значений локальных составляющих шириной 25—35 км. Достаточно четко на картах потенциальных полей выявляется и субмеридиональная система разломов цепочками полосовых аномалий шириной 5—25 км. Труднее всего трассируются субширотные глубинные разломы по зонам пережимов аномалий, участкам затухания интенсивности, коленообразным изгибам и разрывам линейных аномалий, которые прослеживаются фрагментарно.

Особенности строения консолидированной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий Русской и Западно-Сибирской плит в объеме гранито-гнейсового и гранулитометабазитового структурно-вещественных комплексов по гравиметрическим данным (Геодинамическая эволюция..., 2008; Глубинное строение..., 2011) также были привлечены при трассировании протяженных разломных зон, которые приобрели в результате проведенных исследований статус глубинных. *Зимнебрежно-Красновишерская* аномальная зона плотностных неоднородностей гранито-гнейсового комплекса верхней коры представлена сложным, мозаичным характером строения, объединяющая несколько изолированных редуцированных гравиметрических аномалий с пониженными значениями плотности пород, простирается от района Зимнего берега на северо-западе до г. Красновишерск и далее на юго-восток через Урал уходит на территорию Западно-Сибирской плиты. Гранулитометабазитовый слой нижней коры характеризуется также изометричными редуцированными гравиметрическими аномали-

ями, но уже с повышенными значениями плотности, расположенными примерно на этой же линии Зимнебрежно — Коми-Пермяцко-Красновишерской.

Опубликованные материалы Н. Г. Берлянд по районированию Урала и сопредельных территорий (Берлянд, 2007) были использованы для проверки, увязки и идентификации субширотных и диагональных глубинных разломов северо-восточной окраины Европейской платформы при пересечении Уральской складчатой системы. Удивительным образом все выявленные нами по геофизическим параметрам платформенные разломные зоны северо-западного и субширотного простираний нашли свое продолжение в крупнейших «трансрегиональных секущих разломах» (в терминологии Н. Г. Берлянд) Урала.

Высокую степень подтверждения наши построения нашли и на космогеологической карте с вынесенными разломными зонами. Практически все выявленные нами по геофизическим данным ортогональные разломные зоны по объективным причинам встроились в определенную систему, фрагменты которой наблюдаются на космогеологических картах (Космогеологическая карта, рис. 3.3.1, d). Даже субширотные разломные зоны, сложнее всего выявляемые в наблюдаемых полях, также фрагментарно отслеживаются и на космогеологических картах.

Проведенные работы позволили выявить Зимнебрежный, Вашкинский и Зимстанский узлы пересечения ортогональных глубинных разломов на территории северо-восточной окраины Русской плиты, а в пределах Тимано-Печорской плиты — Ижма-Печорский и Коротаихинский (рис. 3.3.2).

Уточнение местоположения субширотного разлома и Зимстанского узла. Наименее изученный геолого-разведочными работами район Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов стал объектом наших рекогносцировочных геолого-геофизических исследований. Данный узел располагается в области тройного сочленения структур Кировско-Кажимского авлакогена и Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, осложненной присутствием высоко намагнитченных пород Локчимского

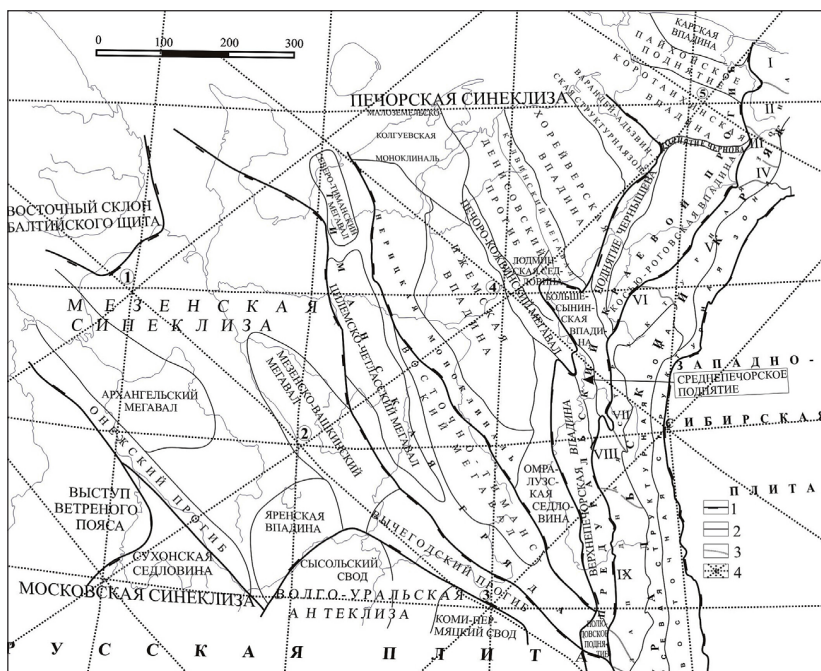


Рис. 3.3.2. Схема расположения ортогональных разломов и узлов их пересечения на структурно-тектонической карте (по: Структура, 1982; Тектоническая карта. 1985) Европейского Северо-Востока России).

Условные обозначения: границы: 1 — надпорядковых структур; 2 — структур I порядка; 3 — поперечных структур Урала; 4 — ортогональные разломы и узлы их пересечений: 1 — Зимнебрежский, 2 — Вашкинский, 3 — Зимостанский, 4 — Ижма-Печорский, 5 — Кортаихинский.

Поперечные структуры Западной зоны Урала: I — Байдарацкое опускание; II — Оченырдское поднятие; III — Верхнеусинское опускание; IV — Собское поднятие; V — Лемвинское опускание; VI — Кожимское поднятие; VII — Щугорское опускание; VIII — Тимаизское поднятие, IX — Верхнепечорское опускание

«траппового» поля. Локчимское «трапповое» поле выявлено в 2002 г. специалистами ЗАО Аэрогеофизика при интерпретации аэромагнитных и наземных гравиметрических съемок, и ими был сделан вывод, что этот объект залегает выше по разрезу от поверхности дорифейского кристаллического фундамента, сложен магнитными и плотными породами, от центра которого в разные стороны растекаются лавовые потоки. Возраст вулканитов Локчимского траппового поля был определен по косвенным признакам как среднерифейский, но не исключалась вероятность их девонского возраста (Буш, Калмыков, 2015; Цыганов, 2006 и др.). Буровыми скважинами траппы Локчимского поля не вскрыты.

В 2018 году проведена детализация простирающегося субширотного разлома по гравиметрическим данным с проведением изолиний через 1 мГал и локализация месторасположения Зимостанского узла. Результирующая схематическая карта детализационной полосы вдоль субширотного разлома представлена на рис. 3.3.3. Оказалось, что данный разлом проявляется не только в потенциальных полях, но и в пересекающем его сейсмическом профиле (Богацкий, Богданов, 2003) на уровне консолидированного AR-PR₁ фундамента.

Удалось провести районирование аномалий поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $\sigma = 2,3 \times 10^{-3} \text{ кг/м}^3$. Сысольский свод Волго-Уральской антеклизы располагается в западной части детализационной полосы и характеризуется повышенными значениями гравиметрического поля, обусловленного подъемом поверхности консолидированного фундамента до 1500 м. Преобладающее направление региональных аномалий субмеридиональное, градиент изменения значений поля силы тяжести незначительный, что характеризует повышенную степень консолидации пород AR-PR₁ фундамента. Кировско-Кажимский авлакоген, напротив, отличается повышенным градиентом и полосовыми аномалиями гравитационного поля, в центральной части авлакогена зафиксированы пониженные значения наблюдаемого гравитационного поля, вероятно, вследствие наибольшей погруженности кровли консолидированного фундамента. Западный борт авлакогена более

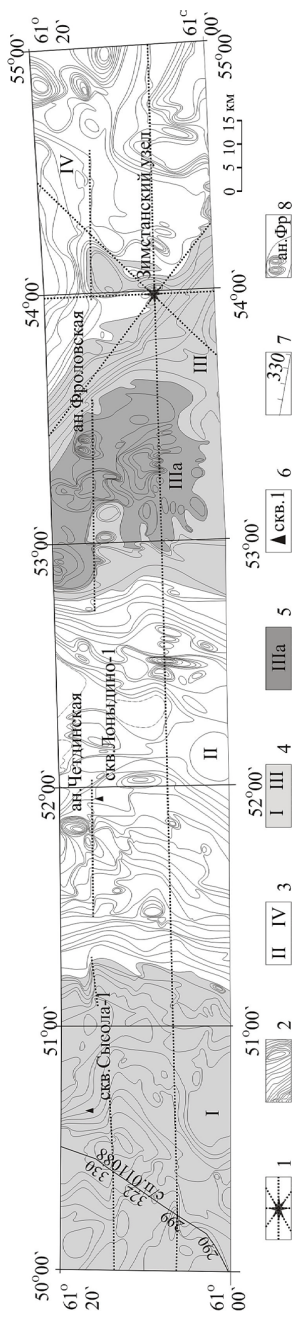


Рис. 3.3.3. Схема районирования гравиметрического поля в районе локализации Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов.

Условные обозначения: 1 — ортогональные разломы и Зимстанский узел их пересечений; 2 — аномалии поля силы тяжести (по: Гравиметрическая карта, 2008), изолинии проведены через 1 мГал; 3 — высокоградиентные полосовые аномалии Кировско-Кажимского авлакотена (II) и Вычегодского прогиба (IV); 4 — низкоградиентные, изометричные — Сысольского свода (I) и Локчимского поднятия (III) Коми-Пермяцкого свода, 5 — Локчимское (IIIa) «трапповое» поле; 6 — параметрические скважины; 7 — сейсмический профиль 011088 (по: Богацкий В. И., Богданов Б. П., 2003); 8 — локальные аномалии гравиметрического поля, отработанные полевыми рекогносцировочными геофизическими работами (Четдинская и Фроловская)

пологий с широкой зоной повышенных значений градиента, а восточный — более крутой.

Локчимская ступень отличается от Кировско-Кажимского авлакогена мозаичным характером аномалий поля силы тяжести, поэтому она отнесена нами к северо-западному погруженному борту Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы. Она характеризуется наличием Локчимской аномалии поля силы тяжести «траппового» типа (?), которое в гравиметрическом поле отображается в виде крупной (до ~20 км) подковообразной структуры, «сплюсненной» на северо-востоке со стороны Вычегодского прогиба. В пределах Локчимского «траппового поля» присутствует множество изолированных друг от друга локальных аномалий сложной иногда «амебообразной» формы с повышенными и пониженными значениями поля силы тяжести неясного генезиса.

Район Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов характеризуется сложным строением поля силы тяжести (рис. 3.3.3), но однозначно приурочен к зоне сочленения надпорядковых структур Волго-Уральской антеклизы и Мезенской синеклизы, граница между которыми проводится по глубинному разлому северо-западного простираения, характеризующемуся зоной высокого градиента гравиметрического поля. В поле силы тяжести этот разлом фиксирует границу раздела двух сред с разными физическими свойствами, отделяя высокоплотные породы относительно приподнятого (от 3 до 1.75 км) консолидированного AR-PR₁ фундамента Волго-Уральской антеклизы от разуплотненных пород мощного (до 8 км) осадочного чехла Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы. Субширотный разлом достаточно уверенно трассируется по зонам пережимов аномалий, участкам затухания интенсивности и разрывам линейных аномалий, коленообразным изгибам.

На детализационной полосе были обнаружены Фроловская и Четдинская интенсивные локальные гравиметрические аномалии, имеющие небольшие размеры в поперечнике (2—4 км), названные нами по ближайшим населенным пунктам. В их пределах были проведены рекогносцировочные геолого-геофизические работы с целью их заверки, в результате которых выяв-

лен куст локальных магнитных аномалий с размерами в поперечнике до 200 м.

Таким образом, в результате проведенных детализационных работ на северо-восточной окраине Русской плиты (юг Республики Коми) локализовано местоположение Зимстанского узла пересечения глубинных ортогональных разломов и выявлены в его окрестностях интенсивные локальные гравиметрические аномалии. Минерагеническая специфика района Зимстанского узла пересечения ортогональных межрегиональных разломов нами предварительно оценивается как производная основных (щелочно-ультраосновных (?)) магм.

3.4. Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPECH

В настоящее время разрабатываются методики комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, базирующихся преимущественно на сейсмической информации. На основе такой интерпретации построены слоисто-блоковые и чешуйчато-надвиговые модели строения земной коры и верхов верхней мантии европейского северо-востока России (Дедеев, 1985; Запорожцева, Пыстин, 1994; Костюченко, 2012 и др.). В конце 80-х годов в отделе геологии горючих ископаемых Института геологии КНЦ УрО РАН были начаты исследования по изучению глубинного строения литосферы Печорской и Западно-Сибирской плит по принципу гравитационного зондирования, а в середине 90-х годов введена в эксплуатацию сейсмологическая станция «Сыктывкар». На основе комплексного анализа геолого-геофизических данных структуры платформенного чехла, результатов сейсмологического и гравитационного зондирования консолидированной части коры и верхней мантии были составлены гравитационная и сейсмическая модели строения литосферы вдоль регионального профиля, пересекающего южные части Мезенской синеклизы (**MEZ**), Тиманской гряды (**TIM**) и Печорской синеклизы (**PECH**). Модели глубинного строения литосферы по профилю MEZTIMPECH были опубликованы в журнале «Отечественная геология» (Удуратин, Конанова, 2000).

Сейсмологические исследования западной части субширотного профиля MEZTIMPECH (Сыктывкар — Усть-Нем) проводились с применением метода отраженных волн от землетрясений (МОВЗ). В 1997 г. был отработан западный участок профиля, протяженностью 215 км, от северо-восточной оконечности Сысольского свода через северную часть Кировско-Кажимского авлакогена и Вычегодский прогиб (Удоратин, Конанова, 2000). По профилю MEZTIMPECH проведена интерпретация поля силы тяжести по принципу гравитационного зондирования, который заключался в оценке глубин залегания основных структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии. Результаты интерпретации представлены в виде обобщенного плотностного разреза. Гравиметрический профиль пересекает следующие структуры: Сысольский свод и Кировско-Кажимский прогиб Волго-Уральской антеклизы, Вычегодский прогиб Мезенской синеклизы, Тиманскую гряду, Ижма-Печорскую моноклинали юга Печорской синеклизы, Предуральский краевой прогиб и Уральский кряж. Названия тектонических структур фундамента даны по В. А. Дедееву (Структура..., 1982).

Гравитационная модель. По данному профилю проведено гравитационное зондирование земной коры и верхней мантии по методике численного дифференцирования А. К. Маловичко — О. Л. Таруниной с использованием производных первого и второго порядков. Количественная интерпретация заключалась в оценке глубин залегания основных структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии. Средняя плотность консолидированной земной коры составляет 2850 кг/м^3 , средняя плотность подкорового вещества верхней мантии берется равной 3300 кг/м^3 . Результаты интерпретации гравитационного поля представлены в виде обобщенного геолого-плотностного разреза по профилю MEZTIMPECH (рис. 3.4.1).

Первая гравиактивная граница с аномальной плотностью $160\text{—}350 \text{ кг/м}^3$, отождествляемая нами с поверхностью консолидированной коры, находится на глубине от 2 км до 8 км. Данная поверхность наиболее погружена в пределах Вычегодского прогиба и Тимана и протягивается по гравиме-

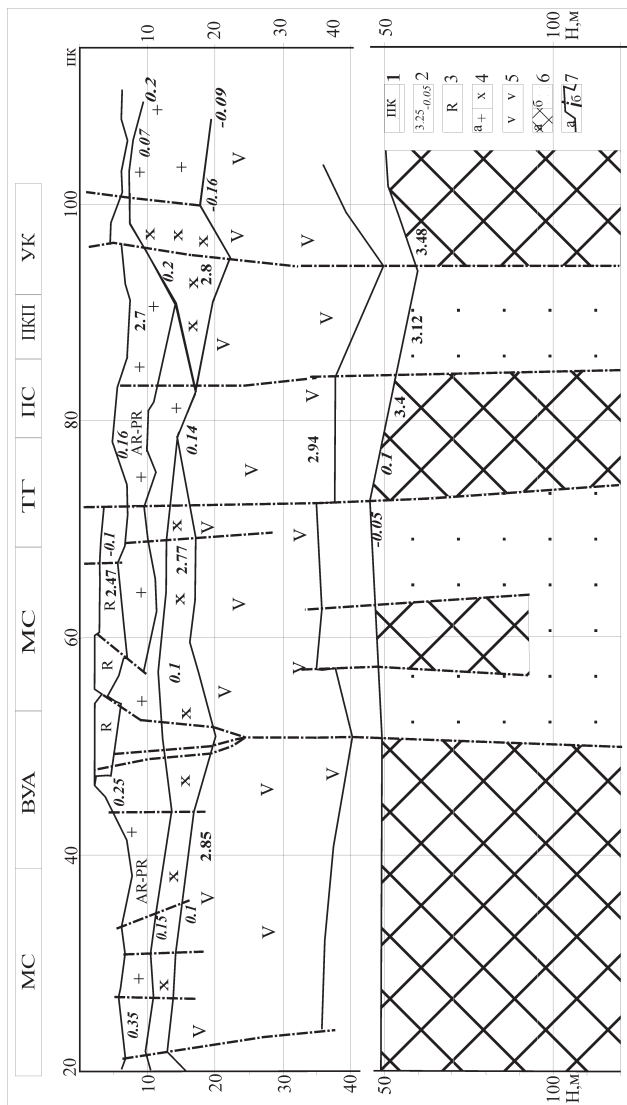


Рис. 3.4.1. Геолого-плотностной разрез по профилю МЕЗТМРСН. 1 — линия профиля с пикетами гравиметрических (пк через 1 км) точек наблюдения, 2 — значения аномальной и эффективной плотности, 3 — верхнепротерозойский структурно-вещственный комплекс, 4 — гранито-гнейсовый (а) и диорито-гнейсовый (б) слои, 5 — гранулито-базитовый слой, 6 — уплотненные (а) и разуплотненные (б) породы верхней мантии, 7 — основные геоплотностные границы (а) и разломы (б). МС — Мезенская синеклиза, ВУА — Волго-Уральская антеклиза, ТТ — Тиманская гряда, ПС — Печорская синеклиза, ПКП — Предуральский краевой прогиб, УУ — Уральский кряж

трическим данным до Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа. Прослеживание архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента в пределах Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Урала затруднено и требует специальных детальных исследований. В сторону Урала степень дифференциации по плотности пород фундамента и низов осадочного чехла уменьшается, а аномальная плотность пород *гранито-гнейсового слоя* в этом направлении возрастает. Кроме того, по гравиметрическим данным внутри гранито-гнейсового слоя прослеживаются по крайней мере еще две гравиактивные границы. Наибольшая толщина гранито-гнейсового подкомплекса фиксируется по гравиметрическим данным в районе Волго-Уральской антеклизы, ее утонение происходит в Предуральском краевом прогибе и Западно-Уральской структурно-формационной зоне Урала.

Следующая гравиактивная граница с аномальной плотностью $100\text{—}160\text{ кг/м}^3$, отождествляемая нами с подошвой гранито-гнейсового подкомплекса (кровлей диоритово-гнейсового подкомплекса), наблюдается по гравиметрическим данным на глубине $10\text{—}20$ км. *Диорито-гнейсовый* структурно-вещественный подкомплекс верхней коры имеет перерывы сплошности своего распространения в пределах исследуемой территории. Выклинивание нижней части верхней коры происходит в пределах Тиманской гряды. Наиболее приближен к поверхности данный комплекс в Восточно-Уральской структурно-формационной зоне, наименее — в Волго-Уральской антеклизе.

Кровля *гранулитово-базитового* структурно-вещественного комплекса является наиболее «капризной» гравиактивной границей с точки зрения неоднозначности геологической интерпретации гравиметрического поля, поэтому ее характеристики следует принимать с определенной степенью условности. Кровля гнейсо-гранулитового слоя залегает на глубине 26 км по гравиметрическим данным в Волго-Уральской антеклизе, а в районе Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы — поднимается до глубины 23 км. Минимальные отметки залегания кровли данного слоя по гравиметрическим данным, вероятно, будут приурочены к границе Тиманской гряды и Печорской си-

неклизы. В Предуральском прогибе и на Урале гранулиты — базитовый слой фиксируется на глубине около 20 км.

Поверхность **Мохоровичича** по гравиметрическим данным залегает на глубине 35—50 км в пределах исследуемой территории. Максимальный (до 35 км) подъем данной поверхности наблюдается в пределах Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы, а наиболее погружена поверхность Мохо (до 50 км) в пределах Уральского кряжа. Ниже поверхности Мохоровичича на глубине 50—60 км практически на всей территории прослеживается еще одна поверхность, залегающая параллельно поверхности М и повторяющая ее по форме залегания.

В результате проведенных исследований в мантии выявлен крупный блок разуплотненных пород, который в современном структурном плане расположен под Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, западная граница которого проходит в районе пункта наблюдения «Визябож» близ г. Сыктывкар в пределах Кировско-Кажимского авлакогена, а восточная — в районе Тиманской гряды.

Сысольский свод Волго-Уральской антеклизы характеризуется большой мощностью консолидированной части земной коры, с преобладанием в разрезе гранитного слоя и нормальной мощностью базальтового слоя. Верхняя мантия обладает повышенными значениями плотности и обладает тенденцией к погружению мантийных блоков. В земной коре этот процесс должен сопровождаться подъемом земной поверхности.

Вычегодский прогиб Мезенской синеклизы отмечается наличием выступов архейского фундамента, вариациями мощности рифейских пород от 1,2 до 5 км, характеризуется сокращенной мощностью консолидированной коры и наличием разуплотненных пород верхней мантии, имеющих тенденцию к подъему мантийных флюидов до поверхности M_1 . В земной коре данный процесс сопровождается прогибанием поверхности фундамента, и, возможно, наличием зон «волноводов», которые характеризуются частичным плавлением вещества земной коры.

Тиманская гряда отличается сокращенной мощностью консолидированной коры и наличием в верхней мантии блока пород повышенной (до 3400 кг/м³) плотности, залегающего на

глубине 46—49 км. В районе Тиманской гряды происходит выклинивание нижнего слоя гранито-гнейсового и, вероятно, диорито-гнейсового структурно-вещественных подкомплексов, что может свидетельствовать о более сильной основности консолидированной части земной коры Тиманской гряды.

Ижма-Печорская моноклиналь южной части Печорской синеклизы и **Предуральский** желоб характеризуются сложным строением консолидированной части земной коры с присутствием клина пород диорито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса, а также наличием в разрезе пород гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса нормальной мощности, несколько сокращенной в Предуральском прогибе. Верхняя мантия представлена породами пониженной (до 3120 кг/м³) плотности.

Уральский кряж имеет довольно простое глубинное строение, характеризующееся залеганием границы Конрада на глубине 18—20 км, отсутствием (или полной переработкой) пород гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса в Восточно-Уральской зоне и выклиниванием гранито-гнейсового подкомплекса в пределах Западно-Уральской зоны. Для Восточно-Уральской зоны характерно наличие мощного (до 14 км) диорито-гнейсового слоя, залегающего на глубине 7—8 км и отсутствие пород (или их полная переработка) гранито-гнейсового структурно-вещественного подкомплекса. Земная кора Урала имеет повышенную мощность (до 49 км). Верхняя мантия Восточно-Уральской зоны представлена блоком пород с повышенными значениями плотности, плотность этого мантийного блока, залегающего на глубине 43 км, достигает 3490 кг/м³, что означает значительную степень истощения мантии, что, вероятно, связано с проявлением процессов дегазации и дефлюидизации в определенные периоды тектонической активизации в данном регионе.

Выводы. Результаты интерпретации гравиметрического поля по профилю MEZTIMPESN, свидетельствуют о том, что исследуемая территория имеет сложное глубинное строение. Удалось выявить в пределах очень слабо изученного в геологическом отношении региона систему разрывных нарушений,

предположительно связанную с границей крупного мантийного блока, приуроченного в структурном тектоническом плане к Вычегодскому прогибу Мезенской синеклизы, который характеризуется относительно пониженными значениями плотности мантийных пород. Верхняя мантия Волго-Уральской антеклизы сложена относительно более плотными породами. Под Восточно-Уральской структурно-формационной зоной выявлен блок аномально плотных пород верхней мантии, плотность здесь достигает 3480 кг/м^3 . Для Тиманской части разреза характерно присутствие в верхней мантии плотных пород, отсутствие (?) диорито-гнейсового слоя, выклинивание нижней части гранито-гнейсового подкомплекса, а также наличие прогибания поверхности архейско-раннепротерозойского фундамента.

Интерпретация материалов профилейных сейсмических исследований в совокупности с данными количественных расчетов гравиразведки позволила получить целый ряд новых сведений о глубинном строении Вычегодского прогиба. Получены новые данные о структуре земной коры и верхней мантии вдоль линии сейсмологического профиля, указывающие со всей определенностью на слоисто-блоковое строение исследованного участка, установлены глубинные тектонические нарушения. Под центральной частью Вычегодского прогиба в верхней мантии выделяется блок пород с несколько повышенными плотностными свойствами мантийных пород, что находит свое отражение и в волновом поле. По данным расчетов поля силы тяжести этот блок характеризуется повышенными значениями плотности, а в волновом поле данный блок выделяется наличием преломляющих и отражающих площадок в верхней мантии, что может свидетельствовать о длительном периоде эволюции данного региона, в результате которого породы верхней мантии испытали процессы дифференциации и несут в себе информацию о ее расслоенности (Удортин, Конанова, 2000).

Полученные результаты моделирования глубинного строения слабо изученной территории, кроме своей несомненной научной новизны, позволили нам констатировать, что разуплотненная мантия характеризуется отсутствием протяженных

сейсмических горизонтов, а переуплотненные породы верхней мантии — наличием протяженных площадок отражения и преломления сейсмических волн. Этот факт свидетельствует о том, что разуплотненное вещество верхней мантии имеет в своем составе породы частичного плавления, ассоциирующие с веществом астенолинз, астенолитов и других продуктов «горячей» астеносферы, а уплотненные породы верхней мантии, вероятно, уже испытали процессы дифференциации вещества, остыли и, возможно, даже «истощились».

3.5. Об уровне изостатической компенсации Печорской и Западно-Сибирской плит

Проведенные исследования по методике последовательного исключения аномальных составляющих из наблюдаемого гравитационного поля с использованием горизонтальных производных первого и второго порядков, локальных, региональных и остаточных аномалий, в основе которой лежит метод численного дифференцирования А. К. Маловичко и О. Л. Таруниной (Маловичко, Тарунина, 1981), с целью изучения глубинного строения земной коры и мантии Печорской и Западно-Сибирской плит свидетельствуют о наличии крупных плотностных неоднородностей в мантии. При этом отмечается, что при помощи данного метода интерпретации гравитационного поля удастся избежать известных трудностей по определению приуроченности аномалеобразующих масс к определенным структурно-вещественным комплексам и подкомплексам, особенно при интерпретации гравиметрических аномалий Восточно-Уральского и Зауральского регионов, где наблюдаемое гравиметрическое поле содержит влияние подкорových неоднородностей, а гравитационный эффект геоплотностных разрезов земной коры, полученных в результате сейсмоплотностного моделирования, не соответствует наблюдаемому гравиметрическому полю (Конанова, Лыурова, 1993).

Наличие серии плотностных разрезов литосферы Печорской и Западно-Сибирской плит позволяет оценить величину уровня изостатической компенсации и выбрать рабочую схему компен-

сации, в соответствии с которой осуществляется равновесное состояние подкорового слоя региона исследований.

Условия изостатической компенсации определяются следующими соотношениями (Изостатическая..., 1992):

$$\int_t^H \mu(z) dz = \text{const} \quad (1)$$

$$\int_t^H [\mu(z) - \mu_n(z)] dz = 0, \quad (2)$$

где H — уровень изостатической компенсации, t — внешняя нагрузка, $\mu(z)$ — распределение плотности в пределах вертикальной колонки dz , $\mu_n(z)$ — нормальное распределение плотности.

Сумма аномальных масс выше уровня компенсации в пределах вертикальной колонки равна нулю (2), а равные массы обеспечивают постоянные значения давления (1) на глубине изостатической компенсации, ниже которой сохраняется условие постоянства распределения плотностей в соответствии со схемами изостазии (Изостатическая, 1992). При изучении изостазии северной Евразии авторы пришли к выводу о невозможности построения единой модели изостатической компенсации земной коры, а изостатическое равновесие подкорового слоя может быть обусловлено вариациями либо средней плотности слоя (по Пратту), либо толщины однородной по плотности литосферы (по Эри). При этом отмечается, что должна иметь место комбинация этих двух возможностей (Изостатическая..., 1992, с. 12). На уравнивание земной коры вблизи от поверхности Мохоровичича по принципу Эри на 60—80 %, и окончательное достижение равновесия на уровне астеносферы по схеме Пратта на 40—20 % указывали А. К. Маловичко, В. И. Костицын (Маловичко, Костицын, 1992, с. 298) и С. И. Субботин и др. (Субботин, 1977, с. 68).

Элементарные расчеты по оценке ожидаемой величины корня Уральских гор, проведенных по формуле В. Хейсканена, свидетельствуют о том, что при переменной топографии Уральских

гор от 500 м до 2000 м, фиксированном значении скачка плотности на границе Мохо в 450 кг/м^3 (аномальная плотность оценивалась по имеющимся плотностным разрезам, аналогичные значения получены и М. Е. Артемьевым и др. в результате расчетов (Артемьев, 1989)) и при средней плотности пород гор $\mu_r = 2750\text{—}2950 \text{ кг/м}^3$ величина корня Уральских гор должна изменяться от 3 км до 15 км. На самом деле наблюдается крупный мантийный трог на всем протяжении Урала с незначительными вариациями глубины. Следовательно, можно утверждать, что в регионе отсутствует изостатическое равновесие земной коры по схеме Эри.

Проведенный анализ имеющихся плотностных разрезов свидетельствует о невозможности построения единой модели изостатической компенсации по схеме Эри для обширных регионов и по нижней границе литосферы (рис. 3.5.1), по-

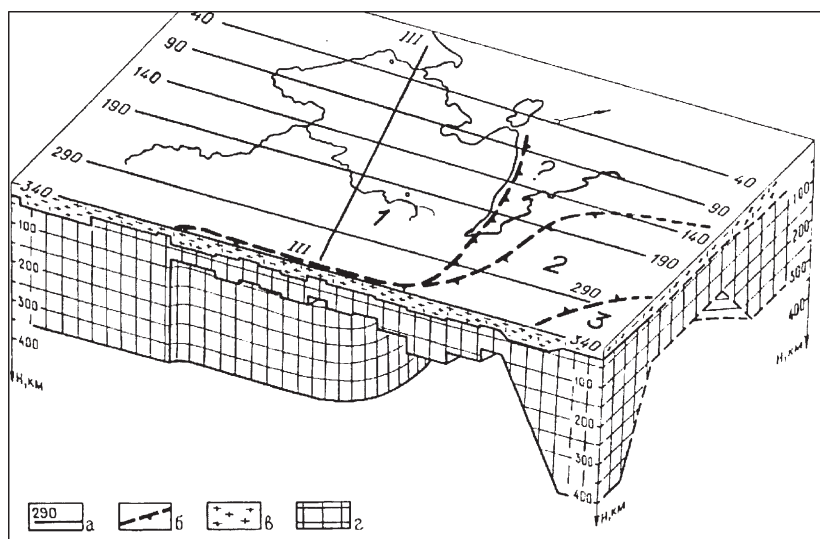


Рис. 3.5.1. Блок-схема строения литосферы Печорской и севера Западно-Сибирской плит по гравиметрическим данным.
а — гравиметрические профили; *б* — границы плит (1 — Тимано-Печорская, 2 — Западно-Сибирская, ? — Карская (?) плиты), 3 — Сибирская платформа;
в — земная кора; *г* — мантийная часть литосферы

скольку подлитосферная мантия также неоднородна по своим плотностным характеристикам, а толщина литосферы соседних плит может сильно отличаться. Так например, мощность литосферы Печорской, Русской, Сибирской плит составляет 300—400 км, а Западно-Сибирской — 80—130 км (Конанова, 1997). В пределах Западно-Сибирской плиты встречаются плотные (холодные) блоки подлитосферных мантийных пород, не успевшие до настоящего времени переработаться под влиянием восходящих горячих конвективных потоков из глубин мантии в этом регионе, т. е. не выполняется главное условие изостазии, а именно: присутствие однородного по плотности слоя пород ниже уровня компенсации, относительно которого должна происходить компенсация вышележащих пород, как по схеме Пратта, так и по схеме Эри. Значения плотности в подлитосферной мантии Печорской плиты составляют 3710 кг/м^3 , а в подлитосферной мантии Западно-Сибирской плиты значения плотностей на глубине 100 км, соответствующей нижней границе литосферы, варьируют от 3270 кг/м^3 до 3450 кг/м^3 (рис. 3.5.2, 2.4 а). Следовательно, ни о какой изостатической компенсации на уровне нижней границы литосферы по схеме Эри, для обширных регионов речь идти не может. С некоторыми оговорками можно говорить о частичной изостатической компенсации, происходящей на нижней границе литосферы, для изолированных плит. Так, например, частичная изостатическая компенсация литосферы Западно-Сибирской плиты происходит на глубине 100 км на 60—80 % по схеме Пратта (за счет вариации плотностей в подкоровых блоках) и на 40—20 % по схеме Эри (за счет вариации толщины литосферы Западно-Сибирской плиты). Однако, о полной изостатической компенсации Печорской и Западно-Сибирской плит мы можем говорить только на глубине 300—400 км, где вариации плотности нижележащего слоя незначительны, и, следовательно, выполняется главное условие изостазии, причем изостазия подкорового слоя осуществляется как по схеме Эри (приблизительно на 20—30 %), так и по схеме Пратта (на 70—80 %).

В результате проведенных исследований можно сформулировать следующие выводы:

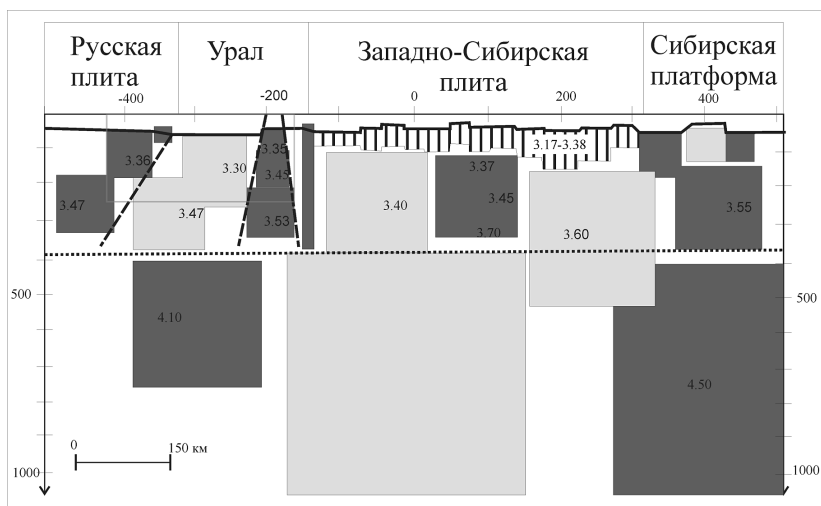


Рис. 3.5.2. Плотностной разрез литосферы по пр. 340 (по: Конанова, 1997). Усл.обознач. см. на рис. 2.4, а

1. Построение единой модели изостатической компенсации Печорской и Западно-Сибирской плит по толщине однородной плотности литосферы (схеме Эри) невозможно.

2. Глубина уровня изостатической компенсации Печорской и севера Западно-Сибирской плит составляет 300—400 км. Изостатическое равновесие подкорового слоя Печорской и Западно-Сибирской плит осуществляется за счет вариаций средней плотности слоя на 75—85 % и толщины однородной по плотности литосферы на 15—25 %.

3.6. Температурный режим литосферы Тимано-Североуральского региона

На основе количественной и качественной интерпретации градиента поля силы тяжести выявлены блоки пород в литосфере, обладающие повышенными и пониженными значениями плотности (Конанова Н. В., 1997, Удоратин В. В., Конанова Н. В. 2000 и др.). А поскольку плотные (высокоскоростные) породы

литосферы, характеризующиеся обилием протяженных опорных сейсмических горизонтов, являются непроницаемыми (малопроницаемыми) для глубинных горячих мантийных потоков, то их можно считать относительно холодными с точки зрения температурного режима литосферы. И, наоборот, разуплотненные, флюидонасыщенные породы литосферы, характеризующиеся слабой расслоенностью горных пород, отсутствием протяженных отражающих и преломляющих площадок, проницаемостью для глубинных потоков, считаются относительно более горячими с точки зрения температурного режима.

Сводная генерализированная схематическая карта температурного режима консолидированной коры Тимано-Североуральского региона (рис. 3.6.1) составлена по данным Цехановской Н. Ю. (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) с учетом распределения температур по кровле гранито-гнейсового, гранулитобазитового комплексов земной коры и по поверхности Мохоровичича. Сводная карта температурного режима консолидированной коры представляет собой совокупность «холодных» и «горячих» участков территории по всему разрезу консолидированной коры Тимано-Североуральского региона. В целом для консолидированной части коры характерно наличие нескольких участков на исследуемой территории, обладающих повышенными значениями температур на поверхности гранито-гнейсового, гранулитобазитового комплексов и поверхности Мох. Стабильно горячие участки консолидированной коры, охватывающие по глубине распространения все ее структурно — вещественные комплексы пород, располагаются в современном структурном плане Тимано-Североуральского региона в пределах Коротаихинской, Косью-Роговской, Ижемской впадин, а также Западно-Уральской структурно-формационной зоны Урала в районе верховьев р. Печора. Стабильно холодные участки, затрагивающие всю толщу консолидированной коры, приурочены в современном структурном плане к Воркутскому поперечному поднятию Предуральского краевого прогиба, Варандей-Адьзвинской структурно-формационной зоне, южной части Омра-Лузской седловины, северной части Тиманской гряды.

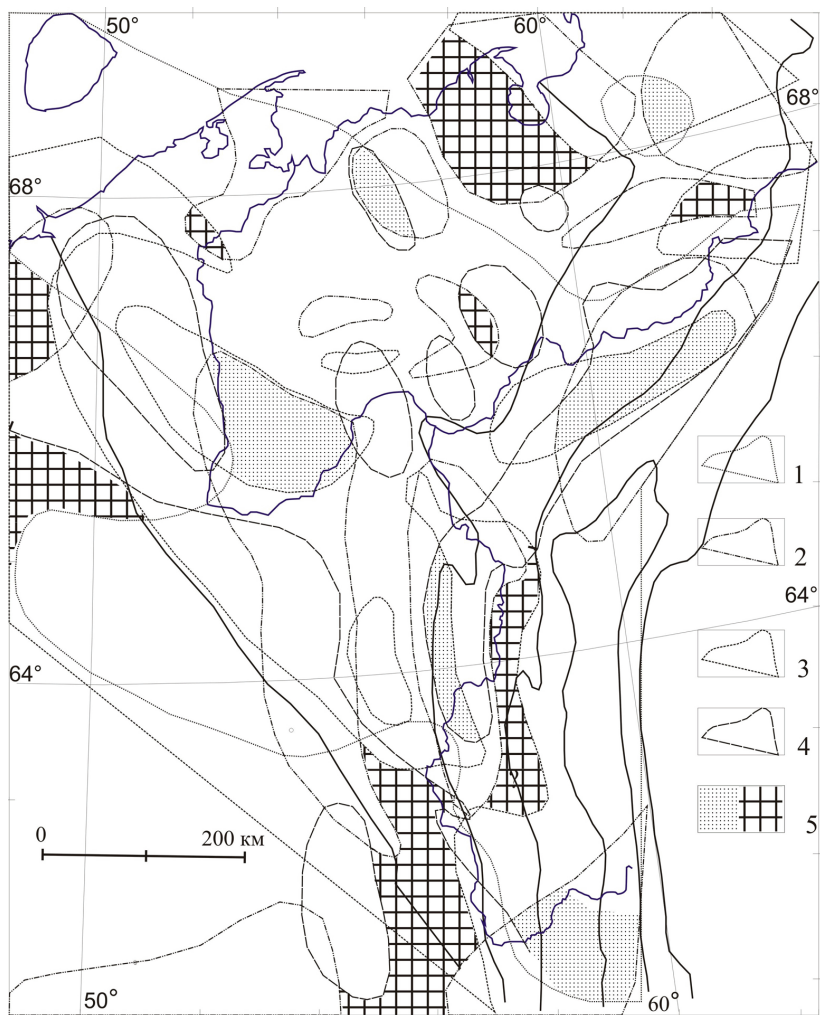


Рис. 3.6.1. Сводная схематическая карта температурного режима консолидированной коры Тимано-Североуральского региона. Составлено по данным Н. Ю. Цехановской (ИГ Коми НЦ УрО РАН).

1—4: границы участков с повышенными (пониженными) значениями температур на поверхности: 1 — Мохо, 2 — Конрада, 3 — гранито-гнейсового слоя, 4 — рифейского фундамента, 5 — горячие (а) и холодные (б) зоны

Сводная обобщенная схематическая карта температурного режима осадочного чехла Тимано-Североуральского региона (рис. 3.6.2) составлена по данным определения температурного режима в стволе многочисленных геолого-разведочных скважин ГФУП «Ухтанефтегазгеология», «Севергеофизика», и Тимано-Печорского НИЦ (Данилевский, 2001, 2003). Она отражает наличие в осадочном чехле Тимано-Североуральского региона участков со стабильным температурным режимом теплового поля по всему разрезу осадочного чехла от поверхности до фундамента. Холодные участки всей мощности осадочного чехла приурочены в современном тектоническом плане к Тиманской гряде и прилегающей к нему с северо-востока территории Печорской синеклизы, Варандей-Адзвинской структурно-формационной зоне (исключая ее центральную часть), гряде Чернышева, восточной части Воркутского поперечного поднятия Косью-Роговской впадины. Стабильно горячие участки всего разреза осадочного чехла европейского северо-востока России концентрируются в центральных частях Косью-Роговской и Ижемской впадин, на севере Денисовской и Хорейверской впадин, на севере Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба и в районе Лодминской седловины, а также на западе Верхнерпечорского поднятия Предуральского краевого прогиба.

При сопоставлении данных по температурному режиму осадочного чехла, консолидированной части земной коры и литосферы (рис. 3.6.3) отмечается их соответствие друг другу. При этом холодные участки осадочного чехла и консолидированной части земной коры располагаются над холодными блоками обобщенного разреза литосферы, а горячие участки земной коры — над относительно более теплыми блоками пород литосферы Тимано-Североуральского региона. Степень соответствия температурных полей стабильных с точки зрения теплового режима участков земной коры и обобщенного разреза литосферы высока и достигает приблизительно 80 %. Температурный режим осадочного чехла и консолидированной части земной коры однозначно определяется тепловым режимом литосферы. Относительно стабильно холодные и го-

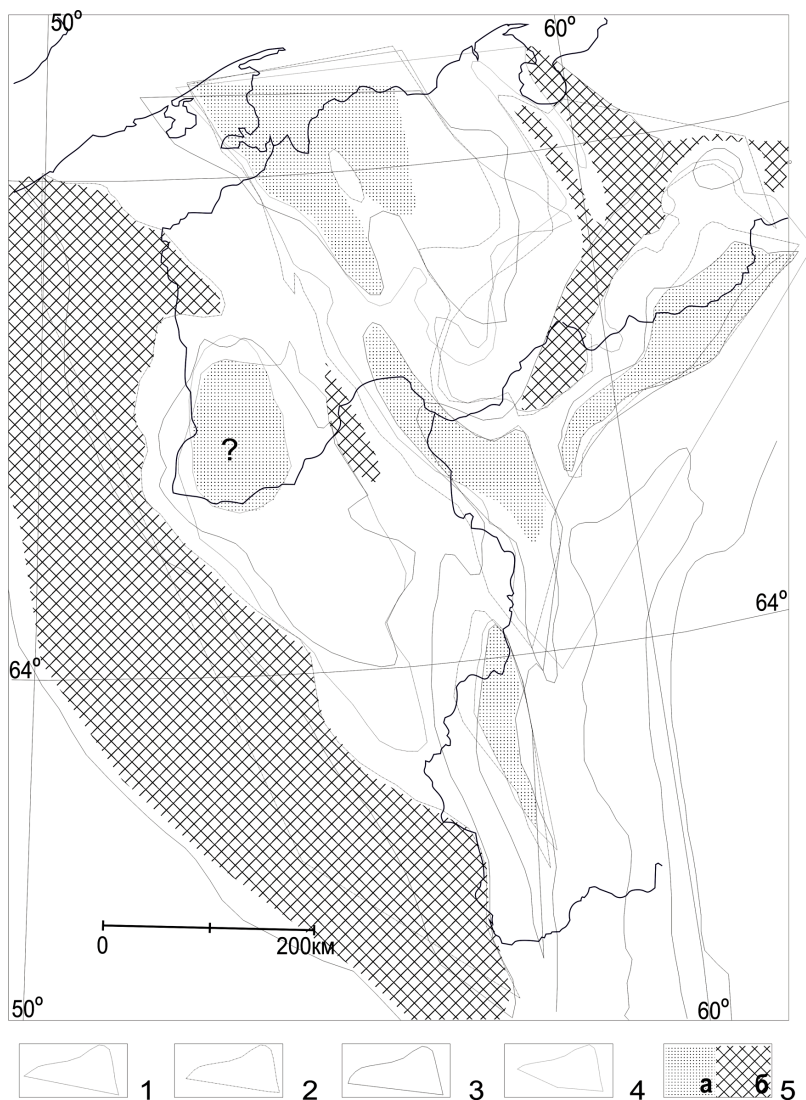


Рис. 3.6.2. Сводная схематическая карта температурного режима осадочного чехла Тимано-Североуральского региона. Составлена с использованием данных ГФУП «Ухтанефтегазгеология», Тимано-Печорского НИЦ. 1—4 — границы участков с повышенными (пониженными) значениями температур на поверхности: 1 — Ddm, 2 — O3-D1, 3 — P1, 4 — P2; 5 — горячие (а) и холодные (б) зоны

рячие участки в разрезе осадочного чехла и консолидированной коры расположены над участками литосферы с соответствующими тепловыми режимами. Относительно холодные участки литосферы могут быть представлены в виде сквозной трубы, пронизывающей все слои литосферы, и заполненные непроницаемыми, уплотненными горными породами. По аналогии точно также можно трактовать и горячие области литосферы в виде трубки, простирающейся от поверхности до глубин 100—200 км, заполненной разуплотненными, проницаемыми, флюидонасыщенными породами. Только в относительно «горячей» зоне происходит дегазация вещества литосферы через проницаемые (разуплотненные) породы земной коры, а «холодная» — заполнена плотными, высокоскоростными горными породами, испытывавшими процессы дифференциации вещества.

Исследования по температурному режиму Тимано-Североуральского региона позволяют наметить по крайней мере две области применения полученных результатов. Первая может быть связана с проблемами коренной алмазности, поскольку позволяет выявить возможные очаги генерации алмазосодержащих пород в низах литосферы и проследить возможные пути транспортировки этих пород сквозь толщу литосферы к поверхности, а вторая может быть связана с глубинными критериями нефтегазоносности, в первую очередь мантийной газоносности, в том числе и мантийного гелия.

Известно, что кимберлиты и содержащие алмаз породы обязаны своим происхождением процессам, происходящим в мантии. Приведенные материалы по строению и температурному режиму литосферы Тимано-Североуральского региона могут быть привлечены в качестве одного из критериев оценки перспективности данной территории на коренную алмазность. В первую очередь надо обращать внимание на холодные участки литосферы, характеризующиеся пониженными значениями температурного режима на всех уровнях: мантии, консолидированной коры и осадочного чехла. Возможно, большая часть энергии в этих регионах ушла на выплавление основных и ультраосновных (?) магм.

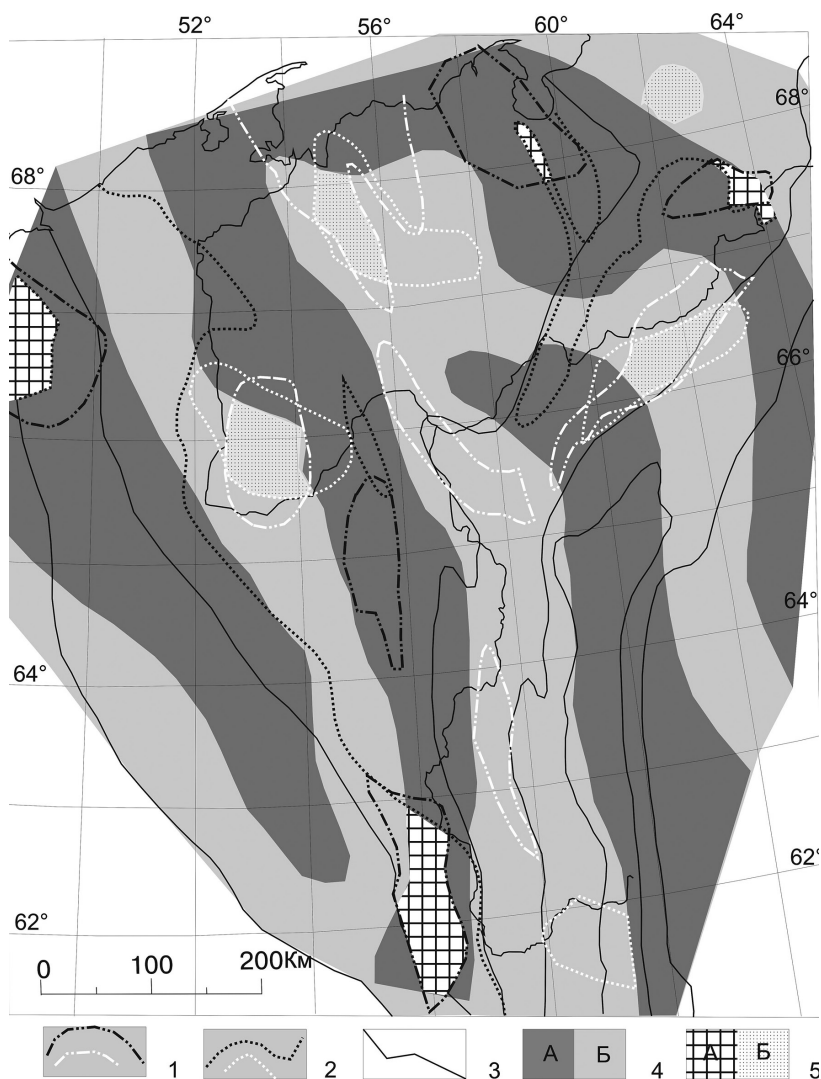


Рис. 3.6.3. Сводная схематическая карта температурного режима литосферы Тимано-Североуральского региона. Пониженные и повышенные значения температур:
 1 — осадочного чехла; 2 — консолидированной коры; 3 — основные тектонические структуры; 4 — области холодных (А) и горячих (Б) зон литосферы; 5 — сквозные зоны холодной (А) и горячей (Б) литосферы

В мантии, где активность кислорода мала, водород и гелий, а также метан и его гомологи, фтор, окись углерода и азот будут компонентами флюидных систем, формирующихся в пределах тепловых аномалий в верхней мантии и мигрирующих от таких аномалий в земную кору. Преимущественно «кислый» состав пород консолидированной земной коры на пути миграции флюидного потока предопределяет достаточно высокий уровень сохранения первичного состава флюида, а безграничные участки земной коры, обладающие высоким окислительным потенциалом, способствуют вытеснению этих компонентов флюидных систем (He , H_2 , CO , CH_4) водой и углекислотой (Флюидный..., 1977). Поскольку гелий обладает высокой удельной теплоемкостью, то он должен испытывать тенденцию к накоплению в высокотемпературной (проницаемой) области. Если нефтегазоносность недр рассматривать как результат взаимодействия двух встречных потоков, один из которых представляет собой погружающиеся осадочные слои, а другой — восходящую ветвь мантийной конвекции, осуществляющую тепломассоперенос из глубин Земли (Соколов, 1997), то при определении перспективных зон нефтегазоносности необходимо учитывать и строение всей толщи литосферы исследуемых регионов. С учетом материалов по температурному режиму литосферы Тимано-Североуральского региона можно предположить повышенную мантийную гелиевую составляющую в нефтегазовых месторождениях тех районов, где наблюдаются исключительно благоприятные глубинные условия (восходящая ветвь мантийной конвекции, наличие гранито-гнейсового слоя нормальной мощности) для формирования и сохранности в первую очередь гелиевых потоков. При наличии поверхностных (с точки зрения глубинной геофизики) условий — разломов в осадочном чехле, высокочемких резервуаров, покрышек, структурных и прочих ловушек — здесь можно ожидать наличие месторождений нефти и газа с самым высоким в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции процентным содержанием мантийного гелия.

3.7. Плотностные неоднородности консолидированной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий

В результате проведения количественной интерпретации гравиметрических данных по методике гравитационного зондирования составлены схематические карты плотностных неоднородностей верхней (рис. 3.7.1) и нижней (рис. 3.7.2) частей консолидированной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий, отражающие строение земной коры соответствующих частей разрезов коры и отвечающие за распределение в них плотностных неоднородностей. Плотностные неоднородности гранито-гнейсового комплекса верхней коры обусловлены особенностями распределения уплотненных и разуплотненных пород и характеризуются, соответственно, повышенными и пониженными значениями плотности на глубине 10—15 км, а плотностные неоднородности гранулитобазитового комплекса нижней коры — на глубине приблизительно 25 км.

3.7.1. Плотностные неоднородности верхней коры

Структура аномальных зон плотностных неоднородностей в толще гранито-гнейсового комплекса верхней части консолидированной коры приводится на рис. 3.7.1. С запада на восток прослежены зоны плотностных неоднородностей: Зимнебрежно-Красновишерская, Предтиманская, Тиманская, Ижемско-Большеземельская, Чернышева-Варандей-Адъзвинская, Предуральская и Восточно-Уральская.

Зимнебрежно-Красновишерская аномальная зона плотностных неоднородностей расположена на северо-востоке Русской плиты. Она представлена сложным, субмозаичным характером строения гранито-гнейсового комплекса верхней коры. Выделение единых обширных линейно-вытянутых аномалий северо-западного простирания не представляется возможным. Однако эта зона неоднородностей гранито-гнейсового слоя верхней коры, объединяющая несколько изолированных субизометричных редуцированных гравиметрических аномалий с пониженными значениями плотности пород, расположенных

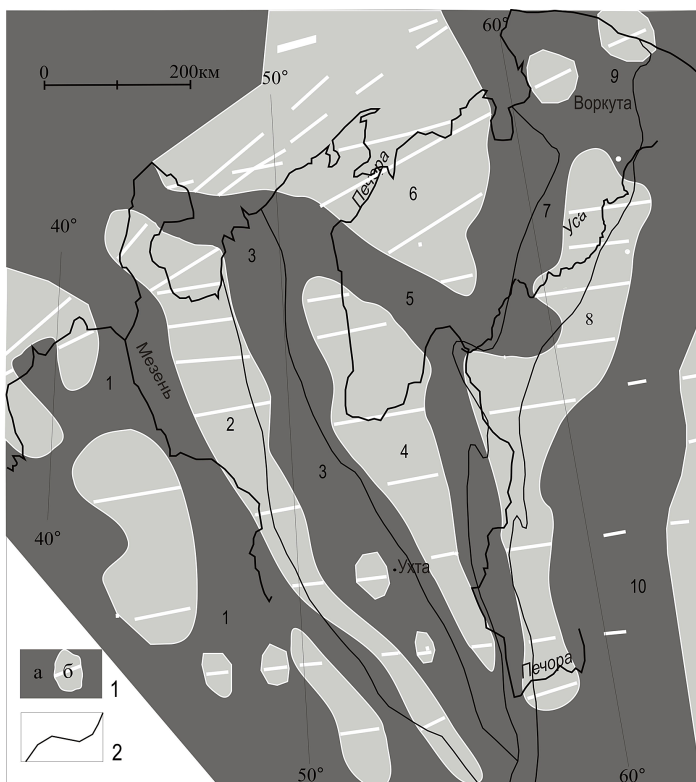


Рис. 3.7.1. Неоднородности верхней коры.

1 — породы гранито-гнесового подкомплекса верхней коры: 1а — плотные «холодные», 1б — разуплотненные «горячие», 2 — границы надпорядковых структур Тимано-Североуральского региона. Аномальные зоны: 1 — Зимнебрежно-Красновишерская, 2 — Предтиманская, 3 — Тиманская, 4 — Ижемская, 5 — Печоро-Колвинская, 6 — Большеземельская, 7 — Чернышева-Варандей-Адъзвинская, 8 — Предуральская, 9 — Пайхойско-Вайгачская, 10 — Восточно-Уральская

приблизительно на одной линии северо-западного (тиманского) направления простирается от района Зимнего берега на северо-западе до г. Красновишерска на юго-востоке и характеризуется утонением гранито-гнейсового комплекса (Краснопевцева, 2000) с 15 км (на западе) до 10 км (на востоке). Район Зимнего берега оказался разделенным на два блока, обладающих различными плотностными характеристиками. Контуры Вашкинской аномалии четко не определяются, но она обладает повышенными значениями плотности пород гранито-гнейсового комплекса верхней коры. Повышенными значениями плотности пород на данном уровне-срезе консолидированной коры характеризуется Сысольский свод Волго-Уральской антеклизы.

Предтиманская линейная зона северо-западного простираения характеризуется низкими значениями плотности гранито-гнейсового комплекса горных пород верхней коры и прослеживается непрерывно с северо-запада на юго-восток исследуемой территории в виде линейно-вытянутой аномалии. Юго-восточная часть Предтиманской линейной зоны, начиная с района Четласского Камня, в современном структурно-тектоническом плане уходит под Тиманскую гряду. По сейсмическим данным (Краснопевцева, 2000) данная аномальная зона характеризуется увеличением мощности пород гранито-гнейсового комплекса от 10 км в западной, прилегающей к Русской плите, части до 15 км в восточной, прилегающей к Тиману.

Тиманская зона плотностных неоднородностей гранито-гнейсового слоя верхней коры обладает повышенными значениями плотности пород и в виде единого утолщенного блока протягивается с северо-запада на юго-восток. Мощность верхней части консолидированной коры Тимана и Предтиманского прогиба составляет 10—15 км, на Среднем Тимане происходит утолщение до 18 км, на юго-востоке Тиманской гряды — утонение до 5 км (Краснопевцева, 2000). В структурном плане эта зона практически на всем своем протяжении прослеживается в современных границах Тиманской гряды, за исключением своей юго-западной части, где наблюдаются разуплотненные горячие породы, ассоциирующие с Предтиманским прогибом. В юго-восточной части Тимана в непосредственной близости

от г. Ухты отмечаются сравнительно небольшие аномалии изометричной формы, обусловленные присутствием разуплотненных горячих пород верхней коры. На юго-востоке Тиманской гряды породы находятся в неуравновешенном состоянии, когда плотные (холодные) породы гранито-гнейсового слоя верхней коры залегают над разуплотненными (горячими) породами гранулитобазитового слоя нижней коры. Именно там, особенно в окрестности зоны сочленения Тимана и Урала, повсеместно наблюдается аллохтонное и чешуйчато-надвиговое залегание пород и структур. Юго-восточная часть Тиманской аномалии ограничивается аномальной зоной Восточно-Уральской зоны Уральского крыжа.

Ижемско-Большеземельская зона плотностных неоднородностей оконтуривает корни Ижемской и Хорейверской впадин, которые характеризуются пониженными значениями плотности пород на уровне верхов консолидированной коры, и почти в субмеридиональном направлении прослеживается от Тимана до Баренцева моря в центральной части Печорской плиты. В районе Печоро-Колвинского авлакогена и Припечорской зоны разломов, разграничивающей сиалическую и фемическую области (Запорожцева, Пыстин, 1994), Ижемско-Большеземельская зона испытывает незначительный разрыв и фиксируется в виде небольшой перемычки в поле развития горных пород гранито-гнейсового комплекса минимальной мощности (Краснопевцева, 2000). В плане она соответствует площади распространения аналогичных пород нижней коры двух зон — Ижемской и Большеземельской. Большеземельская часть аномальной зоны в современном структурном плане охватывает территорию Денисовской и Хорейверской впадин и характеризуется пониженными значениями плотности пород гранито-гнейсового слоя верхов консолидированной части земной коры.

Чернышева-Варандей-Адъвинская зона плотностных неоднородностей гранито-гнейсового слоя пород верхней части консолидированной земной коры в современном структурно-тектоническом плане объединяет Варандей-Адъвинскую структурно-формационную зону, гряды Чернова и Чернышева. Она

отличается амебообразной формой гравиметрической аномалии с повышенными значениями поля силы тяжести на этом уровне глубинного среза и характеризуется по сейсмическим данным (Краснопевцева, 2000) значительной (до 15—20 км) мощностью горных пород данного комплекса.

Предуральская аномальная зона на уровне гранито-гнейсового комплекса верхней части консолидированной коры включает в себя корни Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа, непрерывно прослеживается в субмеридиональном направлении с юга от района истоков р. Печора на север до гряды Чернова. Она характеризуется пониженными значениями плотностей пород, слагающих гранито-гнейсовый комплекс, и повышенными значениями мощности данных отложений.

Восточно-Уральская аномальная зона гранито-гнейсового комплекса характеризуется повышенными значениями плотности пород и увеличением (Краснопевцева, 2000) мощности горных пород верхней коры до 20—25 км. Она также непрерывно наблюдается с юга на север в северо-восточном направлении и ограничивается в районе основания Байдарацкой губы Вайгачско-Пайхойской аномальной зоной северо-западного простирания, обусловленной также развитием более плотных пород. Восточная граница проходит по меридиану р. Обь.

3.7.2. Плотностные неоднородности нижней коры

Схематическая карта плотностных неоднородностей нижней коры (рис. 3.7.2) отражает строение гранулито-метабазитового слоя нижней части консолидированной земной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий Русской и Западно-Сибирской плит приблизительно на глубине 25 км. Анализ схематической карты плотностных неоднородностей гранулито-базитового слоя свидетельствует о том, что основные надпорядковые структуры территории исследований имеют корни на глубине 25 км, характеризующиеся различиями плотностей слагающих их пород. С запада на восток прослежены зоны плотностных неоднородностей:

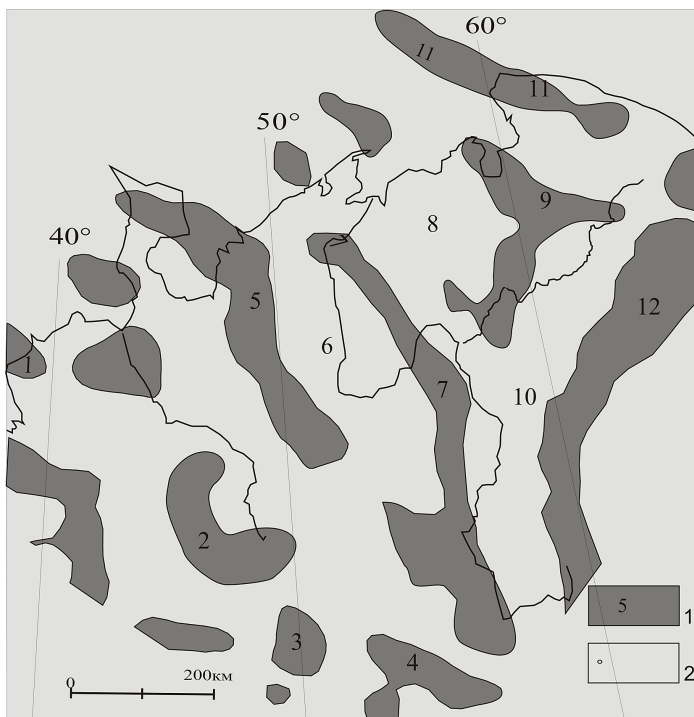


Рис. 3.7.2. Плотностные неоднородности нижней коры Тимано-Северо-уральского региона и сопредельных территорий.

1 — уплотненные, 2 — разуплотненные породы на глубине 25 км. Аномальные зоны: 1 — Зимнебрежная, 2 — Вашкинская, 3 — Сысольская, 4 — Красновишерская, 5 — Тиманская, 6 — Ижемская, 7 — Печоро-Колвинская, 8 — Большеземельская, 9 — Чернышева-Варандей-Адзвинская, 10 — Предуральская, 11 — Пайхойско-Вайгачская, 12 — Восточно-Уральская

Зимнебрежно-Красновишерская, Предтиманская, Тиманская, Ижемская, Печоро-Колвинская, Большеземельская, Чернышева-Варандей-Адзвинская, Предуральская и Восточно-Уральская. Выделенные аномальные зоны плотностных неоднородностей нижней коры территориально практически полностью совпадают с распространением плотностных неоднородностей верхней коры. Только объединенная Ижемско-Большеземельская

аномальная зона плотностных неоднородностей верхней коры распалась на три: Ижемскую, Печоро-Колвинскую и Большеземельскую.

Зимнебрежно-Красновишерская зона плотностных неоднородностей гранулито-базитового слоя нижней коры объединяет несколько изометричных изолированных редуцированных гравиметрических аномалий с повышенными значениями плотности: Зимнебрежную, Лешуконскую, Вашкинскую, Сыольскую, Коми-Пермяцко-Красновишерскую, расположенные примерно на одной линии, причем Вашкинская имеет вид подковы.

Предтиманская линейная зона северо-западного простира-ния характеризуется пониженными значениями плотности гор-ных пород гранулито-базитового слоя нижней коры и просле-живается непрерывно с северо-запада на юго-восток исследуе-мой территории.

Тиманская зона плотностных неоднородностей гранули-то-базитового комплекса обладает повышенными значения-ми плотности пород нижней коры, но оказалась разорванной в районе г. Ухта на две примерно равные части: северо-запад-ную и юго-восточную. Юго-восточная часть Тиманской анома-лии ограничивается аномальной зоной Предуральского краево-го прогиба.

Четко оконтуриваются корни *Ижемской* впадины, характе-ризующиеся пониженными значениями плотности на уровне низов консолидированной коры.

Печоро-Колвинская аномальная зона повышенных значений плотности узкой полосой протягивается с северо-запада на юго-восток, ограничиваясь аномальной зоной Предуральского крае-вого прогиба.

Большеземельская аномальная зона в современном структурном плане охватывает территорию Денисовской и Хорейверской впадин и характеризуется в основном понижен-ными значениями плотности пород низов консолидированной части земной коры.

Чернышева-Варандей-Адъзвинская зона плотностных неод-нородностей гранулито-базитового комплекса пород нижней части консолидированной земной коры отличается областью

тройного сочленения гравиметрической аномалии повышенных значений поля силы тяжести и в современном структурно-тектоническом плане объединяет Варандей-Адьзвинскую структурно-формационную зону, гряды Чернова и Чернышева.

Предуральская аномальная зона на уровне низов коры включает в себя также, кроме корней Предуральского краевого прогиба, корни Западно-Уральской структурно-формационной зоны Урала, непрерывно прослеживается с юга на север до Кортаихинской впадины. Она характеризуется пониженными значениями плотностей пород гранулитобазитового комплекса.

Восточно-Уральская аномальная зона повышенных значений поля силы тяжести также непрерывно следует с юго-запада на северо-восток и ограничивается в районе основания Байдарацкой губы *Вайгачско-Пайхойской* аномальной зоной северо-западного простираения. Породы низов консолидированной части земной коры последних двух аномальных зон обладают повышенными значениями плотностей гранулитобазитового слоя.

Полученная картина пространственного распределения плотностных неоднородностей в гранулитометабазитовом слое свидетельствует о четко выраженной северо-западной ориентировке структур нижних горизонтов консолидированной земной коры северо-восточной окраины Европейского кратона. Среди выделенных аномальных плотностных зон наиболее контрастной является Зимнебережно-Красновишерская. Отметим, что именно в пределах этой зоны в ее крайней западной и крайней восточной частях известны промышленные месторождения алмазов (Архангельская алмазоносная провинция, Пермское Приуралье) и именно с этой зоной связываются главные перспективы выявления новых месторождений алмазов на Вашкинской и Сысольской аномалиях (Геологические предпосылки..., 2005).

Среди других особенностей распределения плотностных неоднородностей гранулитометабазитового комплекса обращает на себя внимание совпадение ориентировки меридиональных отрезков Печоро-Колвинской и Чернышева-Варандей-

Адъвинской зоны с Предуральской и Восточно-Уральскими зонами. Это может быть обусловлено полихронностью процесса формирования первых двух зон: северо-западных отрезков в допалеозойское время (байкальское или даже карельское), меридиональных — в палеозое, в связи с развитием варисцид Уральской складчатой области (Латеральные..., 2004).

В результате исследования структуры плотностных неоднородностей гранито-гнейсового и гранулитобазитового слоев консолидированной части земной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий мы пришли к выводу о том, что основные надпорядковые структуры территории исследований имеют корни до глубины 15—25 км, характеризующиеся различиями плотностей слагающих их пород. При сопоставлении карты плотностных неоднородностей консолидированной коры со схематическими картами температурных режимов гранито-гнейсового и гранулитобазитового комплексов консолидированной коры (Конанова, 2007) следует, что повышенные значения температур приурочены к тем участкам консолидированной земной коры, где наблюдаются пониженные значения плотности горных пород, а холодные аномальные участки свидетельствуют о наличии пород избыточной плотности. Ранее при интерпретации геофизической информации по структуре консолидированной земной коры и выявлении основных направлений флюидомасспереноса в районе плотностных и скоростных неоднородностей мы априори полагали, что уплотненные (высокоскоростные) горные породы являются непроницаемыми и холодными, а разуплотненные — проницаемыми, горячими и флюидонасыщенными. Теперь мы можем утверждать, что плотные породы являются непроницаемыми (малопроницаемыми) для глубинных горячих потоков и относительно холодными с точки зрения температурного режима, а разуплотненные породы являются относительно более горячими и проницаемыми для глубинных потоков.

Результаты гравиметрических исследований свидетельствуют, что современный тектонический план рассматриваемого региона связан со структурами верхней и нижней консолиди-

рованной коры. Нижне- и верхнекоровые плотностные неоднородности имеют северо-западную («тиманскую») ориентировку в западной (платформенной) и крайней северной (Пай-Хой) части территории и субмеридиональную и северо-восточную — в восточной (Приуралье и Урал) ее части. Наблюдаемые взаимоотношения аномальных зон плотностных неоднородностей указывают на следующую последовательность их формирования: к наиболее ранним относятся зоны плотностных неоднородностей, приуроченные к платформенной части территории, позднее образовались зоны плотностных неоднородностей в восточной части региона и наиболее поздними являются аномальные зоны плотностных неоднородностей в крайней северной («пайхойской») части исследуемой площади (Строение и условия..., 2005).

3.8. Районирование земной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий

Районирование консолидированной части земной коры проводилось по материалам ГСЗ, при этом использовались опубликованные данные (Краснопевцева, 2000 и др.), а также по результатам интерпретации гравиметрического поля Тимано-Печорской и сопредельных плит, проведенные автором данной работы.

Территория Тимано-Североуральского региона представлена разнородными по мощности комплексами земной коры (рис. 3.8.1). Средние значения мощности земной коры региона исследований фиксируются в Большеземельско-Варандейско-Косьюроговском регионе, на Югорском полуострове и в юго-восточной части северо-востока европейской России, условно-приблизительно охватывая междуречье р. Мезень и р. Северная Двина. Наиболее сложной для геологической интерпретации явилась территория Полярного и Приполярного сегментов севера Уральского кряжа. Корни Уральских гор в виде увеличенной мощности и повышенной плотности прослеживаются на Приполярной Урале, на Полярном — наблюдаются средние

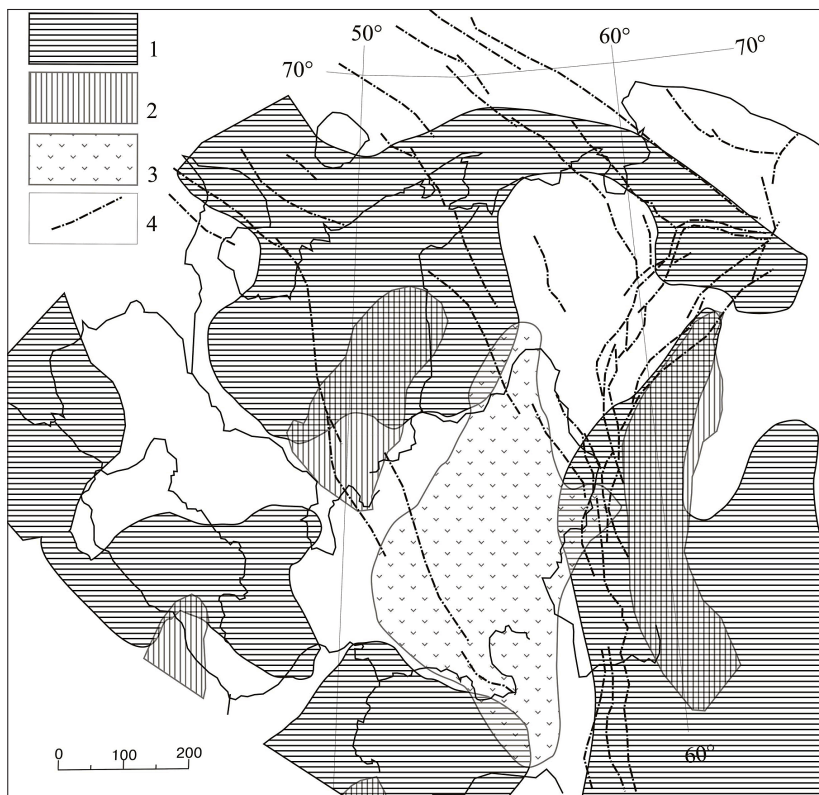


Рис. 3.8.1. Мощность слоев земной коры Тимано-Североуральского региона (по: Краснопевцева, 2000).

Условные обозначения: 1—3: увеличенные мощности: 1 — верхней коры (более 10 км); 2 — промежуточного комплекса (более 20 км); 3 — нижней коры (более 20 км); 4 — основные глубинные разломы

значения толщины земной коры с увеличенными значениями плотности горных пород на всех ее структурно-вещественных уровнях.

Мощность нижней коры (гранулит-базитового комплекса) на всей территории Тимано-Североуральского региона составляет средние значения и лишь максимально увеличена по данным ГСЗ в виде единой обширной (200 × 400 км) области, охватывающей территории южного Тимана, юго-восточной

части Печорской синеклизы, прилегающей к Предуральскому краевому прогибу, ограничиваясь с севера Большеземельским сводом и с востока Илыч-Чикшинским разломом глубинного заложения. Большая часть этой области характеризуется повышенными значениями плотности горных пород гранулитобазитового структурно-вещественного комплекса консолидированной коры.

Толщина средней коры (диорито-гнейсового подкомплекса) варьирует незначительно на территории северо-востока европейской части России. Небольшие по площади области увеличенной мощности средней коры протягиваются в северо-восточном направлении в виде двух узких полос, пересекая тиманские (северо-западной ориентировки) структуры вкрест их простирания. Западная полоса в виде вытянутого вала (?) прослеживается с юга от г. Котлас на территории Русской плиты через Средний Тиман в районе истоков р. Мезень практически до впадения р. Шапкина в р. Печора на территории Печорской синеклизы на севере, прерываясь в районе Вашкинской структуры. Восточная полоса — приблизительно от района истоков р. Печора Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа в субмеридиональном направлении до г. Инта, находящегося в пределах Косью-Роговской впадины Предуральского краевого прогиба.

Мощность верхней коры (гранито-гнейсового подкомплекса консолидированной коры) практически на всей территории Тимано-Североуральского региона имеет повышенные значения, исключение составляют территории Мезенско-Северодвинского междуречья Русской плиты, Югорского полуострова, Полярного Урала, Большеземельского свода, гряды Чернышева, западной части Косью-Роговской впадины, а также территории с утолщенной нижней корой юго-восточной части Печорской плиты.

Районирование консолидированной части земной коры Тимано-Североуральского региона по плотности ее двух составляющих структурно-вещественных комплексов (гранулитометабазитового и гранулитогнейсового) проведено по гравиметрическим данным, полученным в результате гравитационно-

го зондирования Печорской и сопредельных Русской и Западно-Сибирской плит, проведенных в течение 1995—2005 гг. автором этой работы, и представлено на рис. 3.8.2. На нем представлены разуплотненные породы верхней части консолидированной коры, отождествляемой нами с гранито-гнейсовым структурно-вещественным подкомплексом, и уплотненные породы на этом

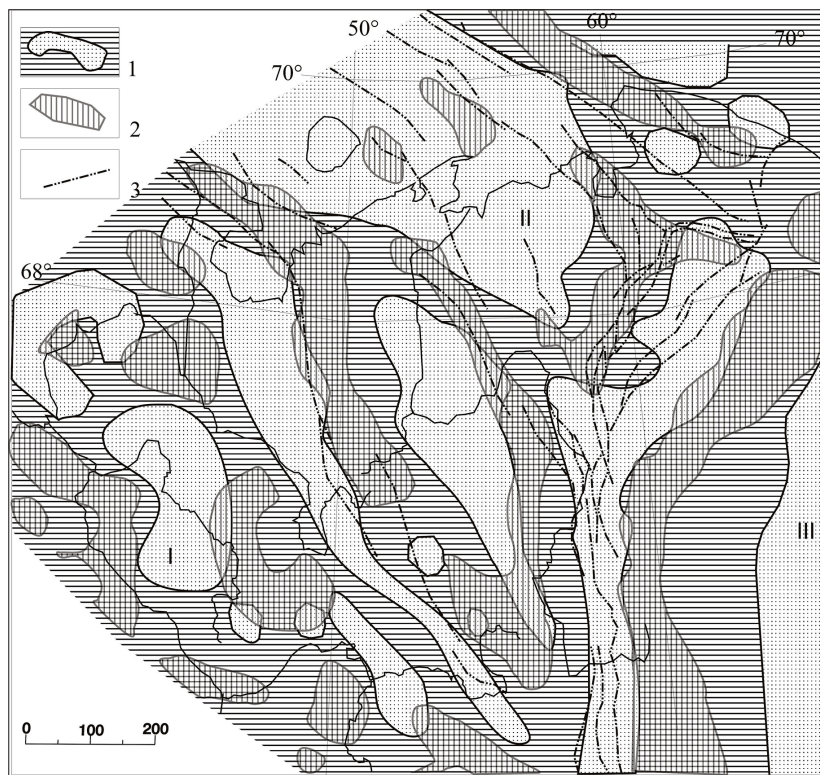


Рис. 3.8.2. Схематическая карта плотностных неоднородностей консолидированной коры Тимано-Североуралья и сопредельных территорий.

Условные обозначения: 1 — разуплотненные породы верхней коры (в центре) на фоне плотных, 2 — плотные породы нижней коры на фоне разуплотненных, 3 — основные глубинные разломы; I — Русская плита, II — Тимано-Печорская плита, III — Западно-Сибирская плита

уровне-срезы земной коры исследуемого региона. Также отмечены плотные породы гранулито-базитового структурно-вещественного комплекса консолидированной коры северо-востока европейской части России.

Очевидно также, что плотностные неоднородности консолидированной коры на разных ее уровнях практически не отличаются по особенностям размещения по площади. Отличия прослеживаются лишь для разных плит, так, если для Русской плиты с архейско-раннепротерозойским фундаментом характерен мозаичный характер распространения плотностных неоднородностей, то для более молодых Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит с фундаментом позднепротерозойского и палеозойского времени заложения свойственны линейно-вытянутые аномалии. Для Русской плиты характерно присутствие только одной локально-вытянутой аномальной зоны пониженных значений плотности, расположенной вдоль западного борта Тиманской гряды.

Более плотные породы нижней и верхней консолидированной коры северо-востока европейской части России, имеющие линейный характер распространения, характеризуют в силу своих высокоплотностных характеристик, вероятно, в первую очередь наличие шовных зон стыка различных плит. Отчетливо и достаточно однозначно фиксируются две шовные зоны стыков Русской и Тимано-Печорской плит, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской. С северо-запада широкой (100—200 км) полосой на юго-восток вдоль Тиманской гряды протягивается шовная зона стыка Русской и Тимано-Печорской плит, соединяясь на юге с Уральской шовной зоной стыка Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит. Уральская шовная зона по размерам в поперечнике достигает 300—400 км и прослеживается в субмеридиональном направлении с юга на север до района Байдарацкой губы. Северо-восточную границу Печорской плиты с достаточной долей уверенности следует проводить по Вайгачско-Пайхойской зоне стыка с Карской (?) плитой, которая также отличается повышенными значениями плотностей горных пород, слагающих верхнюю и нижнюю части консолидированной коры. Карская (?) плита может

быть выделена отдельно от Западно-Сибирской в качестве самостоятельной плиты по совокупности отличительных черт расположения плотностных неоднородностей и особенностей глубинного строения последних двух плит. Северо-западная граница Тимано-Печорской плиты проводится условно по Куренцовской ступени по резкому изменению мощности консолидированной коры, а в поле развития плотностных неоднородностей она носит не столь явный характер и обособляется по цепочке локализованных плотностных неоднородностей с повышенными значениями плотности консолидированной коры (Геолого-геофизическое..., 2006).

Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Информация о геологических структурах, их образовании и эволюции, по мнению геофизиков, заложена в наблюдаемых физических полях. Фиксируемые границы и неоднородности обусловлены геологическими процессами, происходившими в определенные периоды и в определенном месте. Цель геофизиков состоит в том, чтобы не только обнаружить и показать эти границы и неоднородности, но и попытаться расшифровать их.

В основу геологической интерпретации геофизических данных Тимано–Североуральского региона и сопредельных территорий положены представления Е. В. Артюшкова, М. Е. Артемьева, А. К. Маловичко, К. Буллена, Г. А. Мещерякова, А. Е. Рингвуда, В. С. Соболева, Г. Вулларда и многих других исследователей о процессах, происходящих в мантии и о составе ее пород. Однако, на данном этапе интерпретации геолого-геофизических данных все реконструкции являются схематичными и, безусловно, вероятностными.

При геологической интерпретации региональных геофизических материалов мы вслед за многими исследователями основывались на следующих постулатах:

1. Образование основного объема гнейсо-гранулитового и гранулито-метабазитового («гранитного» и «базальтового») комплексов кристаллической коры Тимано-Печорской плиты (ТПП) происходило в раннедокембрийское время.

2. Разуплотненная верхняя мантия является «неистощенной», «горячей» и потому хорошо «проницаемой», переуплотненная — «истощенной» (за счет отделения базальтоидных выделок), «непроницаемой» и «холодной».

3. Время остывания вещества мантии составляет приблизительно 150—250 млн лет, столько же времени требуется на формирование восходящей (нисходящей) ветви мантийной конвекции.

4.1. Плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий

По результатам интерпретации гравитационного поля предполагается, что породы мантии могут перемещаться как в нисходящем потоке мантийной конвекции, так и в восходящем. Существует «неистощенная» мантия, которая производит основные и ультраосновные расплавы, в ней происходят процессы дегазации и дефлюидизации вещества. В результате интенсивных процессов дегазации и дефлюидизации, происходящих в течение длительного периода геологического времени, породы верхней мантии становятся более плотными и более консолидированными. Это уже «истощенная» мантия. Зная условия распределения плотностных неоднородностей в земной коре и мантии исследуемой территории, можно получить важную информацию о геодинамических процессах, поскольку любое изменение физического состояния вещества верхней мантии вызывает соответствующие изменения и в земной коре. Эти взаимобусловленные и взаимосвязанные процессы можно проследить при сопоставлении гравитационных, сейсмических и других геологических данных.

Структура литосферной мантии Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий (кроме Зимнебережного кимберлитового региона) не изучена с достаточной степенью детальности геофизическими и петрологическими методами, и геофизики воздерживаются от интерпретации своих данных в терминах литологии и петрологии. Однако на основании гравиметрических исследований уже в настоящее время можно обосновать различия в составе мантии разных геологических структур, отражающие гетерогенность их строения. Ранее (Конанова, 1997) было установлено, что северная часть Уральского складчатого пояса и примыкающие к нему желоба характеризуются распределением аномальных масс повышенной плотности до глубины 325—375 км. Под Печорской плитой выявлена подкоровая «подушка» более плотной мантии, прослеженная на глубину до 375 км. Основание Байдарацкой губы имеет разуплотненную мантию и минимальную (до 32 км)

мощность консолидированной земной коры. При анализе горизонтальной производной второго порядка и локальных аномалий гравитационного поля отмечалось, что в подлитосферном слое верхней мантии Западно-Сибирской плиты фиксируются особые структуры — четырех лучевые коробчатые структуры разного знака, видимо, свидетельствующие о наличии в недрах мантии исследуемого региона доказательств присутствия зоны сочленения нескольких разнородных плит. В литосферной мантии Тимано-Печорской плиты подобных структур не обнаружено. Мощность литосферы севера Западно-Сибирской плиты по гравиметрическим данным изменяется от 80 км на севере до 130 км на юге. Конечно, мощность литосферы по гравиметрическим данным определяется с определенной долей условности. Однако на северо-востоке Балтийского щита, по данным эксперимента «Хибины» (Жамалетдинов, 1990), полная мощность литосферы, оцениваемая по положению частично расплавленных пород с сопротивлением 100 ом·м и ниже, составляет 250 км, т. е. имеет тот же порядок.

Зоны уплотнения вещества мантии и, возможно, его погружения обнаружены под Пай-Хоем, Уралом и северной частью Хорейверской впадины. Верхняя мантия Пай-Хоя, Урала и сопредельных территорий сложена породами разного состава, об этом свидетельствуют различия плотностей и скоростей ниже поверхности Мохоровичича. Под Коротайхинской и Косью-Роговской впадинами плотность вещества верхней мантии ниже поверхности Мохо не превышает 3320 кг/м^3 , а под Пай-Хоем и Уралом достигает 3450 кг/м^3 и более. Следовательно, можно говорить о том, что мантия в районе Пай-Хоя и Урала в значительной степени «истощена».

И. В. Запорожцевой и А. М. Пыстиным на основе комплексной интерпретации геофизических материалов была разработана трехслойная модель консолидированной части земной коры и выделены гранулитово-метабазитовый, гнейсо-гранулитовый и сланцевый структурно-вещественные комплексы (Запорожцева, Пыстин, 1994). Близ г. Сыктывкар архейско-раннепротерозойский фундамент представлен с запада на восток к Уральскому кряжу в соответствии с данными Н. В. Аксаментовой

сначала гнейсо-гранулитовыми (3800—3600 млн лет), затем гнейсо-амфиболитовыми (3000 млн лет) и, наконец, на самом востоке Русской плиты — метабазит-гранулитовыми структурно-вещественными комплексами кристаллического фундамента (Аксаментова, 2002, 2004).

В кристаллическом фундаменте Тимано-Североуральского региона И. В. Запорожцевой, А. М. Пыстиным было выделено две области (юго-западная — сиалическая и северо-восточная — фемическая), граничащие по Припечорской зоне разломов. Сиалическая область характеризуется наличием «зрелой» консолидированной коры с повышенной (до 25 км) мощностью гнейсо-гранулитового комплекса. Эта область была ими названа областью континентальной коры нормального (сиалического) профиля. Вторая область характеризуется повышенной основностью или меланократовостью и сокращенной мощностью гнейсо-гранулитового комплекса верхней коры, в составе которого гранито-гнейсовый подкомплекс («гранитный» слой) либо отсутствует, либо имеет сокращенную мощность. Она названа областью континентальной коры меланократового профиля (Запорожцева, Пыстин, 1994).

Результаты наших исследований плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии свидетельствуют о том, что в юго-восточной части Тимано-Печорской плиты, в прилегающей к Предуральскому краевому прогибу области (рис. 4.1.1 и 3.4.1), отмечаются геофизические аномальные особенности строения консолидированной части земной коры и верхней мантии, выраженные в уменьшении мощности гранито-гнейсового слоя, повышении мощности гранулито-базитового слоя, а также в увеличении плотности горных пород консолидированной коры. Наличие данного «окна» в сплошности распространения диорито-гнейсового слоя с одновременным увеличением мощности гранулито-базитового слоя, конечно, должно было сказаться на уровне базификации (основности) региона, особенно в южной части Тиманской гряды, где этот процесс сопровождается выклиниванием нижней части гранито-гнейсового комплекса, возможно, отсутствием диорито-гнейсового комплекса горных пород, большей степенью уплотненности горных пород.

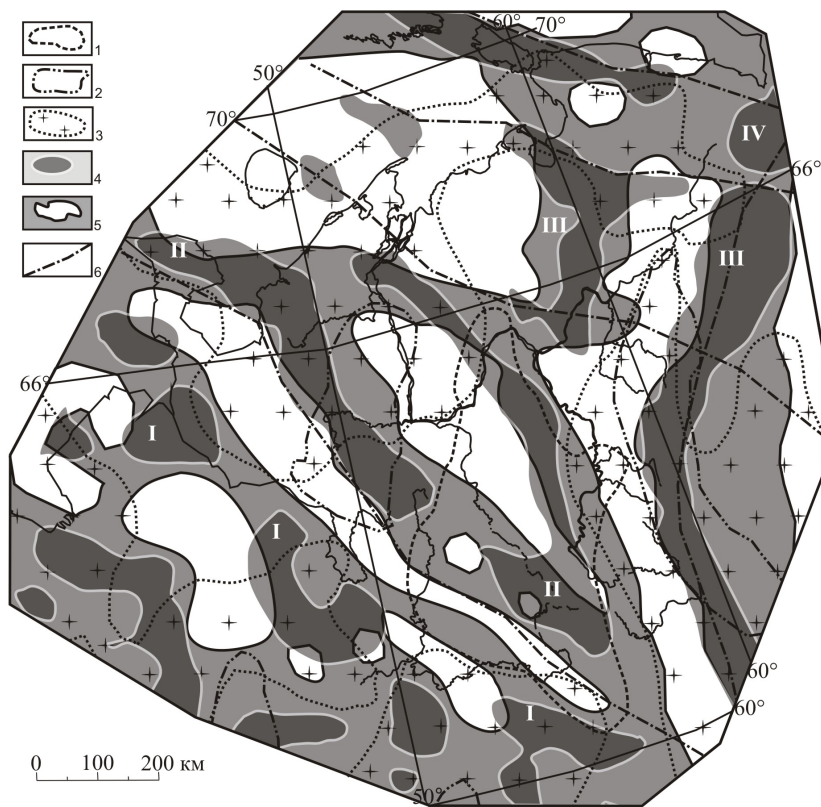


Рис. 4.1.1. Районирование земной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий.

Условные обозначения к рис. 4.1: 1—3: увеличенные мощности (по Краснопецовой, 2000): 1 — нижней коры, 2 — промежуточного комплекса, 3 — верхней коры; 4 — плотные породы нижней коры, 5 — разуплотненные породы верхней коры, 6 — границы кристаллического фундамента (по Запорожцева, Пыстин, 1994): I — нормального профиля Русской плиты, II — зрелой сиалической коры Печорской плиты, III — коры фемического профиля, IV — коры фемического профиля с локальным распространением верхней коры

На северо-востоке европейской части России и на Урале отложения верхнего докембрия с угловым несогласием перекрываются осадочными породами палеозоя. В пределах Тимано-Печорской плиты они образуют верхний структурно-формационный комплекс фундамента, в окружающих складчатых системах нижний структурно-формационный этаж (на Урале он известен под названием доуралиды). В. Г. Оловянишников утверждал, что в позднем докембрии территория Тимано-Печорской плиты до зоны Припечорского глубинного разлома представляла собой пассивную окраину Восточно-Европейского континента. К северо-востоку от Припечорского разлома был расположен аккреционный пояс тиманид, которые представляют собой складчатую систему, образовавшуюся в конце венда. Изучение метаморфических и структурно-деформационных процессов позволило геологам выделить в геологической истории тиманид несколько тектоно-метаморфических стадий, характеризующих последовательную смену геодинамических режимов: рифтинг, коллизия, активизация (Глубинное строение..., 2003).

Север Урала с блоками докембрия рассматривается геологами как естественный поперечный геологический разрез фрагментов платформенного основания северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Северо-западная ориентировка складчатых структур выявлена в докембрийских комплексах северной части Урала (Запорожцева, Пыстин, 1994 и др.), что позволило отождествлять их со структурно-вещественными комплексами прилегающей с запада платформенной области. Северо-западная ориентировка нижних горизонтов земной коры региона подтверждается результатами изучения латерального распределения плотностных неоднородностей гранулитово-метабазитового и гнейсо-гранулитового комплексов консолидированной коры (рис. 4.1.1.).

Н. Б. Кузнецов, А. А. Соболева и их коллеги при сопоставлении североуральских гранитоидов с гранитоидами фундамента Тимано-Печорской плиты пришли, однако, к выводу, что верхнедокембрийские комплексы севера Западно-Уральской тектонической зоны, а также Печорской и Большеземельской зон Печорской плиты были сформированы в пределах актив-

ной континентальной окраины палеоконтинента Арктида. Верхнедокембрийские образования более южных частей Западно-Уральской структурно-формационной зоны Урала, а также Тиманской гряды и Ижемской зон Тимано-Печорской плиты формировались в пределах пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. В результате последующих тектонических процессов эти гетерогенные образования были совмещены в единой структуре (Кузнецов и др., 2004).

Приполярный Урал многими исследователями рассматривается как фрагмент верхнедокембрийской островодужной или активноокраинной системы. Верхняя часть верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала сложена вулканогенными образованиями. Палеозойские отложения залегают на верхнедокембрийских толщах с перерывом и угловым несогласием. Широко проявлен гранитоидный магматизм. Разрез верхнего докембрия заканчивает терригенная толща, рассматриваемая как континентальная моласса. Р. Г. Язевой и В. А. Душиным выявлен доордовикский офиолитовый комплекс, представленный узкими линзами серпентенитов, габброидами, плагиогранитами и базальтовыми порфиритами, перекрывающимися толщами граувакк, имеющих «неуральскую» (северо-западную) ориентировку. Выявленные В. А. Душиным структурно-формационные зоны в позднем протерозое (R_3 —V) являются секущими по отношению к современному Уралу и позволили ему предложить идею о проявлении на крайнем севере Урала геодинамического цикла полного развития в позднем докембрии (Душин, 1997).

Гравиметрическое зондирование Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий дает дополнительную информацию о строении литосферы Печорской плиты и ее границах. На рисунке 4.1.1 представлены области разуплотненных и уплотненных пород верхней и нижней частей консолидированной коры, отождествляемых нами с гранито-гнейсовым структурно-вещественным подкомплексом и гранулитом-метабазитовым структурно-вещественным комплексом консолидированной коры северо-востока европейской части России. При сопоставлении плотностных неоднородностей консолидированной

коры и температурных режимов верхней и нижней частей консолидированной коры Тимано-Печорской плиты нами неоднократно отмечалось, что холодные участки приурочены к породам избыточной плотности, а повышенные значения аномалий температурного режима — к участкам земной коры с пониженными значениями плотности горных пород. Плотностные неоднородности консолидированной коры на разных ее уровнях практически не отличаются по особенностям размещения по площади. Различия прослеживаются лишь для разных плит, так, если для Русской плиты с архейско-раннепротерозойским фундаментом свойственен изометричный характер распространения плотностных неоднородностей на разных ее уровнях-срезах, то для Тимано-Печорской плиты с консолидированным фундаментом позднепротерозойского времени характерны линейно-вытянутые аномалии плотностных неоднородностей консолидированной коры северо-западной ориентировки. На территории Русской плиты отмечается присутствие только одной локально-вытянутой аномальной зоны пониженных значений плотности, расположенной вдоль западного борта Тиманской гряды и соответствующей, вероятно, области перикратонного опускания до-рифейской платформы. Уплотненные породы нижней и верхней консолидированной коры северо-востока европейской части России, имеющие линейный характер распространения и высокие плотностные параметры, характеризуют, вероятно, в первую очередь наличие шовных зон стыка разных плит. Юго-западная граница Тимано-Печорской плиты проводится по Тиманской гряде. Северо-восточную границу Печорской плиты с достаточной долей уверенности следует проводить по Вайгачско-Пайхойской зоне стыка с Карской (?) микроплитой. Северо-западная граница Тимано-Печорской плиты проводится условно по Куренцовской ступени по резкому изменению мощности консолидированной коры, в поле развития плотностных неоднородностей она носит не столь явный характер, и проводится с юго-запада на северо-восток по двум изолированным аномальным областям, характеризующимися повышенными значениями плотности слагающих их пород. Тимано-Печорская плита в данном выделенном объеме не отличается монолитностью и со-

стоит как минимум из трех разуплотненных блоков: Ижемского, Колгуевско-Хорейверского и Предуральского, отделенных друг от друга узкими плотными Припечорской и Чернышева-Варандай-дзвинской перемычками. Ижемский разуплотненный блок ассоциируется нами с Ижемской микроплитой (в терминологии В. Г. Оловянишникова, 1998, 2004), расположенной в зоне глубокого шельфа и континентального склона в позднем рифе, Колгуевско-Хорейверский блок — с доверхнерифейскими Колгуевским и Хорейверским террейнами (Оловянишников, 2004, Латеральные..., 2004), Приуральский блок отождествляется с одноименной мегазоной, выделенной Н. Г. Берлянд вдоль западного склона Урала при составлении карты глубинного строения земной коры Урала (Берлянд, 2007), и который рассматривается в качестве палеозойского перикратонного прогиба. Зона сочленения Тимано-Печорской, Западно-Сибирской, и Карской (?) плит отображается и в поле плотностных неоднородностей более глубоких слоев мантии.

В блоке результирующих материалов геологической интерпретации гравиметрических данных наибольший интерес с точки зрения новизны полученных результатов имеет схематическая карта строения верхней части литосферной мантии Тимано-Печорской плиты и сопредельных территорий Русской и Западно-Сибирской плит, представленная на рис. 4.1.2. Очевидно, что направление распространения плотностных неоднородностей верхней мантии совпадает с направлением основных надпорядковых структур Тимано-Североуральского региона. Границы плит прослежены по резкому изменению параметров плотностных неоднородностей. Северо-восточная окраина Русской плиты с архейско-раннепротерозойским фундаментом не имеет ярко выраженных плотностных неоднородностей на этом уровне верхней мантии. Одна изометричная аномальная область, заполненная разуплотненными породами верхней мантии зафиксирована в среднем течении р. Мезень в зоне сочленения границ скоростных неоднородностей северо-западного и северо-восточного направлений, другая в современном структурно-тектоническом плане совпадает с Кировско-Кажимским авлакогеном. Таким образом, для

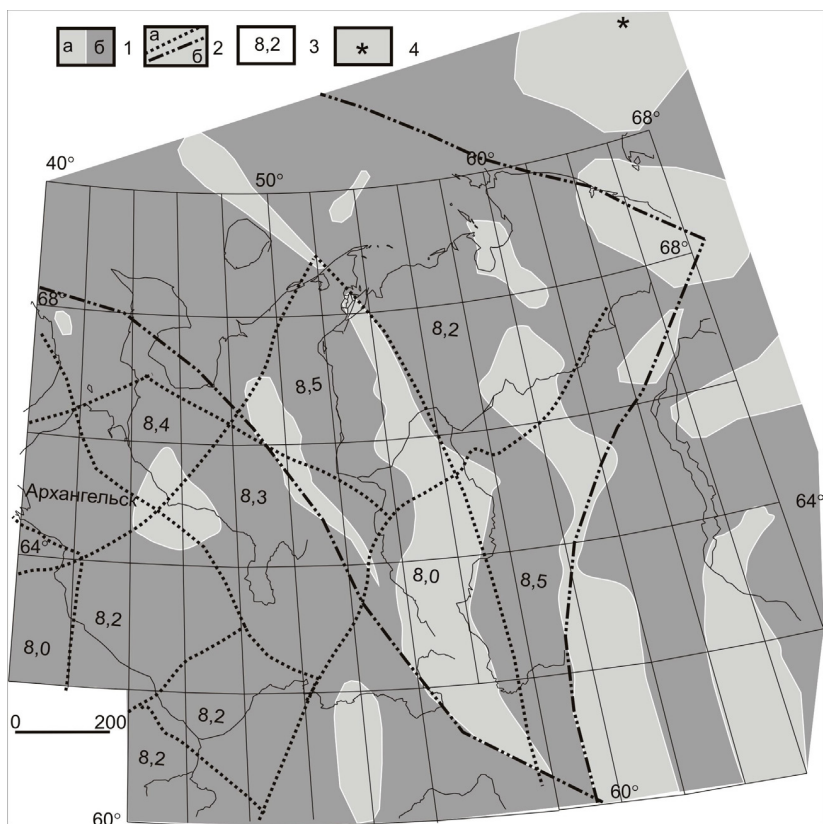


Рис. 4.1.2. Неоднородности верхней мантии Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий.

1 — плотностные неоднородности: а — разуплотненные, б — плотные породы; 2 — границы: а — скоростных неоднородностей коры (по: Краснопеццева, 2000), б — Тимано-Печорской плиты; 3 — значения граничной скорости (км/с) (по: Краснопеццева, 2000), 4 — эпицентр мантийного плюма (по: Хуторской и др, 2004)

Русской плиты характерно развитие аномалий гравиметрического поля мозаичного характера распространения на данном уровне-срезе исследований, отражающих степень зрелости Земли на момент их формирования, и свидетельствующих о значительной степени консолидации горных пород. Геологические объекты здесь обладают повышенными значениями плотности, слагающих их пород верхней мантии, на фоне распространения которых наблюдаются небольшие по размерам изометричной формы области, заполненные горными породами с минимальными градиентами плотностных параметров, как правило приуроченными к узлам пересечения глубинных разломов различных направлений. Низкие градиенты изменения скоростных параметров отмечаются и по данным ГСЗ (Краснопевцева, 2000 и др).

Тимано-Печорская плита характеризуется наличием линейно вытянутых в северо-западном направлении аномалий поля силы тяжести и плотностных неоднородностей верхнее мантийных пород. Западно-Сибирская плита отличается более низкими значениями плотности слагающих ее пород и более значительной площадью распространения разуплотненных пород. Например, изометричная аномалия пониженных значений плотности на уровне верхней мантии в районе Карского моря (рис. 4.1.2) в плане совпадает с мантийным плюмом, обладающим повышенными значениями температур на глубине более 30 км, выявленным Хуторским и др. при исследовании теплового поля Арктического региона (Хуторской и др., 2004).

Прочностные свойства верхнее мантийных пород Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий, характеризующие степень консолидации пород верхней мантии, максимальны на северо-восточной окраине Русской плиты, минимальны — в пределах Западно-Сибирской, а у Тимано-Печорской плиты занимают среднее положение. Данные гравиметрического зондирования Тимано-Североуральского региона по верхней мантии не противоречат опубликованным материалам ГСЗ для данной территории и позволяют обоснованно оконтурить Тимано-Печорскую плиту, отличающуюся от соседних территорий особенностями размещения глубинных плотностных неод-

нородностей, и провести границу Тимано-Печорской плиты по зафиксированным шовным зонам (Строение и эволюция..., 2007).

Анализ геофизических материалов, включая данные по региональному профилю MEZTIMPESN, свидетельствуют о латеральной и вертикальной расслоенности литосферы региона. Намечается вполне определенная связь между структурами нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. Как нижнекоровые (рис. 4.1.1), так и верхнемантийные (рис. 4.1.2) неоднородности имеют северо-западную ориентировку в западной (платформенной) части территории и субмеридиональную и северо-восточную — в восточной ее части. Это вероятнее всего связано с полихронностью процессов формирования плотностных неоднородностей: северо-западной ориентировки — в допалеозое, субмеридиональной и северо-восточной — в палеозое. По-видимому, мантийные плотностные неоднородности под кратонами могут сохраняться с докембрия (возможно с раннего докембрия) до настоящего времени. В крайней северной части Полярного Урала, в области основания Байдарацкой губы в поле плотностных неоднородностей в мантии наблюдаются четырех лучевые коробчатые структуры. Там же отмечаются признаки проявления островодужного магматизма и аккреционно-коллизионных процессов в позднем докембрии. Видимо есть основания полагать, что данные факты являются проявлениями зоны тройного сочленения литосферных плит.

Проведенная геологическая интерпретация геолого-геофизических материалов свидетельствует о том, что позднепротерозойский этап геодинамической эволюции Тимано-Североуральского региона по своей интенсивности являлся определяющим в плане формирования плотностных неоднородностей консолидированной части земной коры исследуемого региона. Крупные плотностные неоднородности земной коры, расположенные в западной части Печорской плиты, оказались обусловлены структурами байкальского этапа складчатости. Это доказывает полихронность процесса формирования плотностных неоднородностей: северо-западной ориентировки — в допалеозое, субмеридиональной и северо-восточной — в палеозое.

Эти факты позволяют сделать два важных геологических вывода. Во-первых, литосферная мантия несет в себе информацию о геодинамической активности недр (утоненная литосфера), или об ее отсутствии (утолщенная литосфера) на современном этапе развития геосферы в более доступном виде, изобавленном в значительной степени от влияния палеозойских структур. Во-вторых, утоненная литосферная мантия Западно-Сибирской плиты в значительной степени подвержена влиянию молодых (современных, с учетом геологического возраста Земли) мантийных плюмов, обладающих пониженными значениями плотностных параметров, изометричными формами залегания и характеризующихся геохимической активностью содержащихся в них флюидов.

4.2. Объемные модели плотностных неоднородностей земной коры

Представлена серия объемных моделей гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий, которые характеризуют особенности глубинного строения исследуемой территории на разных срезах (10, 20, 50 км) и отражают границы отдельных участков с одинаковыми плотностными характеристиками на исследуемых глубинах.

Схематическая карта (рис. 4.2.1, а, цв. вкладка) представляет собой региональное районирование аномалий поля силы тяжести на глубине 10 км, которая локализует влияние геологических объектов, расположенных преимущественно в нижней части осадочного чехла, и достаточно четко фиксирует границы основных геологических структур. Выявлено, что Колгуевский блок с северо-запада утыкается в Ижемско-Омра-Лузский блок, который в целом обладает пониженными плотностными характеристиками и на северо-востоке ограничивается шовной зоной Чаркаю-Пылемецкого глубинного разлома, а на юго-востоке — Илыч-Чикшинского глубинного разлома, обладающими повышенными значениями плотности слагающих пород. Северо-восточнее проходит еще одна шовная зона, сложенная уплотненными породами, и ассоциируемая нами с Чернышева-Варандей-

Адъзвинской разломной зоной. Она с востока и северо-востока ограничивает Колвинский и Хорейверский блоки. Единая зона Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской структурно-формационной зоны Урала на данном уровне представлена в основном разуплотненными породами. Осевая структурная зона Приполярного Урала и Восточная структурная зона Полярного Урала представлены узкой, но весьма высоко градиентной зоной положительных аномалий поля силы тяжести.

Результаты качественной интерпретации гравиметрического поля, представленные на рис. 4.2.1, б, отображают особенности распределения плотностных неоднородностей верхней части консолидированной коры Русской, Тимано-Печорской, Западно-Сибирской плит, Тиманской гряды и Уральского кряжа на глубинах от 10 до 30 км. Предтиманский прогиб, заполненный в основном разуплотненными горными породами, протягивается прерывистой полосой вдоль Тиманской гряды с северо-запада на юго-восток к Уралу. Тимано-Печорская плита представлена чередованием структур северо-западных (тиманских) и северо-восточных (уральских) простираний. Дифференциация массивов горных пород по плотностным характеристикам усложняется в северо-восточном направлении, достигая максимальных значений в Чернышева-Варандей-Воркутском регионе. Западно-Сибирский регион отличается линейно вытянутыми в субмеридиональном направлении плотностными неоднородностями. На данной глубине исследований шовные зоны стыка Тимано-Печорской с соседними Русской и Западно-Сибирской плитами характеризуются повышенными значениями плотностей, слагающих их горных пород. Тиманская шовная зона протягивается с северо-запада на юго-восток к Уралу, очень легко оконтуриваясь в поле развития пород повышенной плотности на северо-западе, и менее дифференцированно отражаясь в своей юго-восточной части также повышенными значениями плотностных неоднородностей. Уральская зона в современном структурно-тектоническом плане на данной глубине исследований пространственно по площади исследований протягивается в северо-восточном направлении под Восточно-Уральской и Осевой структурно-формационными зонами Уральского кря-

жа. Северо-восточнее г. Воркута в нее утыкается Пайхойско-Новоземельская шовная зона северо-западного направления простирания, также заполненная горными породами повышенной плотности, но меньшей интенсивности. Зона стыка двух зон расположена в районе основания Байдарацкой губы. Полярный Урал и Приполярный Урал на данной глубине исследований имеют разрыв в поле развития плотностных неоднородностей северо-восточнее Кожимского поднятия. Самые глубокие впадины Тимано-Печорской плиты наблюдаются в районе Вяткинской депрессии Большесынинской впадины, в поднадвиговой зоне Лемвинского аллохтона и в прилегающей к ней части Косью-Роговской впадины.

Результаты интерпретации аномалий поля силы тяжести Печорской плиты и прилегающих регионов Русской и Западно-Сибирской плит, размещенные на рис. 4.2.1 в, отражают особенности геологического строения низов консолидированной земной коры исследуемого региона и верхов верхней мантии. Дифференциация по плотностным параметрам на этой глубине исследований уменьшается, но две крупные надпорядковые структуры Тиманской гряды и Восточно-Уральской структурно-формационной зоны Уральского кряжа характеризуются повышенными значениями локальных аномалий гравиметрического поля. Достаточно уверенно прослеживаются также Предуральский и Предтиманский прогибы, которые заполнены разуплотненными горными породами на уровне низов консолидированной части земной коры, но начинают появляться в их пределах крупные положительные изометричные структуры. Корни Уральских гор, оказываются несколько смещенными на восток, т. е. подтверждается тезис о восточном падении сутурной зоны Урала на всем его простирании.

Выявлено, что Коротаихинская зона отрицательных значений силы тяжести расширяется за счет приращения к ней юго-западной Пайхойской, также расширяется и восточная часть Косью-Роговской зоны за счет части Лемвинской зоны, замеченные еще В. А. Дедеевым и И. В. Запорожцевой в 1985 г., но теперь выяснилось, что на юге она укорачивается за счет появления интенсивной мозаичной плотностной неоднородности.

Воркутинская зона мозаичного поля с преимущественно повышенными значениями плотностных параметров соответствует Воркутинской ступени. Вторая такая область, отображаемая положительной региональной аномалией мозаичного характера на глубинах 20 и 50 км, но значительно большей интенсивности, наблюдается на юге Косью-Роговской впадины и захватывает часть территории Кожимского поднятия.

Объемные модели плотностных неоднородностей Тимано-Североуральского региона на разных уровнях полезны для решения многих практических и теоретических вопросов общей и региональной геологии исследуемого региона, а также для прогноза месторождений минерального сырья (Типизация..., 2009).

4.3. Районирование кристаллического фундамента Тимано-Североуральского сегмента литосферы и сопредельных территорий (по геофизическим данным)

В данном подразделе приведены результаты комплексной интерпретации наблюденного гравиметрического поля (для северо-восточной части Русской плиты) и трансформированного поля силы тяжести на глубине 10 км (для Тимано-Печоро-Североуральской части) совместно с данными магнитометрического районирования территории Тимано-Североуральского региона. Результирующая схематическая карта районирования фундамента Тимано-Североуральского региона нами (Конанова Н. В., Удоратин В. В., 2014) отождествляется с поверхностью кристаллического фундамента. В наиболее погруженных участках существенное влияние оказывают породы сланцевого фундамента и осадочного чехла.

Территория Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий в геологическом отношении состоит из северо-восточной части Русской, Тимано-Печорской, западной окраины Западно-Сибирской плит, разграниченных горными сооружениями Тиманской гряды и Уральского кряжа. Она включает следующие тектонические элементы: Мезенскую синеклизу, северную часть Волго-Уральской антеклизы, Тиманскую

гряде, Печорскую синеклизу, Предуральский краевой прогиб, Уральский кряж и сопредельные структуры Западно-Сибирской плиты.

Архейско-раннепротерозойские структуры Волго-Уральской антеклизы и Мезенской синеклизы обрамляют с юга территорию Тимано-Североуральского региона. В Мезенской синеклизе диапазон глубин залегания кристаллического фундамента составляет 0.5—8 км. В пределах Вычегодского прогиба кристаллический фундамент залегает на глубинах более 7 км, а в Сысольском и Коми-Пермяцком сводах Волго-Уральской антеклизы фундамент фиксируется на глубинах 1.60—1.75 км. Своды отделены друг от друга Кировско-Кажимским прогибом с глубиной залегания фундамента 2.5—3.5 км. Архейско-нижнепротерозойский фундамент северо-восточной части Русской плиты расчленяется на гранулит-базитовый комплекс и комплекс «кислых» гранулитов, относящийся к структурам раннепротерозойского Мезенского пояса. Во второй половине среднего рифея, в пределах Мезенской впадины закладывались рифты северо-западного простирания, на юге они сочленились со Среднерусской рифтовой системой. Северо-западнее простиралась Тиманская система, на основании которой в конце среднего рифея оформилась пассивная окраина Восточно-Европейского континента. Восточнее предполагается существование океанического бассейна в пределах которого находились обломки древней сиалической коры. Граница архейско-нижнепротерозойских пород кристаллического фундамента по сейсмическим данным испытывает региональное погружение в северо-восточном направлении, максимальный градиент приурочен к Тиманской гряде (Аксаментова Н. В., 2002, Фундамент..., 2008).

Степень структурно-вещественной изученности кристаллической коры региона отражена в серии публикаций геолого-геофизических схем, карт, моделей строения коры многочисленных авторов с различной степенью детальности. Геологическое истолкование природы гравитационных и магнитных аномалий для отдельных площадей европейского северо-востока России проводилось неоднократно.

но многими исследователями: Е. М. Ананьевой, Н. Г. Берлянд, А. Р. Гафаровым, А. С. Егоровым, А. Н. Коневой, К. А. Кривцовым, Б. Д. Полетаевым, Л. Е. Шустовой, И. В. Запорожцевой в соавторстве с В. А. Дедеевым и А. М. Пыстиным, Л. Т. Беляковой, В. М. Ласкиным, Б. П. Богдановым и др..

По сейсмическим данным в кристаллическом фундаменте Печорской плиты И. В. Запорожцевой, А. М. Пыстиным были выявлены: Ляпинское поднятие, Косью-Колво-Хорейверская и Коротаихинская депрессии. Коротаихинская депрессия занимает площадь Коротаихинской впадины и юго-западного склона Пай-Хоя. Ляпинское поднятие расположено в юго-восточной части Печорской плиты, в границах которого породы архейско-раннепротерозойского возраста залегают на глубине 8—9 км, а в сводовой части выведены по разломам на земную поверхность. Северная часть Ляпинского поднятия в современном структурно-тектоническом плане совпадает с Кожимским и Тимаизским поперечными поднятиями, отделенными друг от друга Щугорским поперечным опусканием. Южная часть Ляпинского поднятия прослеживается под Тагило-Магнитогорской зоной Урала и сопредельной территорией Западно-Сибирской плиты (Запорожцева, Пыстин, 1994, Фундамент ..., 2008).

На основании структурно-тектонической карты консолидированного фундамента, схемы рельефа поверхности раздела нижнеархейской кристаллической коры, геолого-геофизической 3D-модели верхней части литосферы, анализа потенциальных полей коллективом екатеринбургских и сыктывкарских геофизиков составлена тектоническая схема докембрийских отложений Тимано-Печорского геоблока, где показана существенная роль субширотных дислокаций восточно-северо-восточного направления, которые разграничивают мегаблоки докембрия и соответствуют глубинным структурам в кристаллической коре (Модель..., 2013).

Изотопно-геохронометрические исследования В. Л. Андреичева позволили сделать вывод, что нижнепротерозойские структурно-вещественные комплексы севера Урала и Тимана входили в досреднерифейское время в состав Восточно-Европейского кратона (Андреичев, В. Л., 1999, 2009, 2010).

Для большей части Южно-Карской синеклизы фундамент герцинский. Фундамент Северо-Карского шельфа доверхнерифейский. Под Южно-Баренцевской впадиной, примыкающей к Печорской плите, он байкальский. Вывод о возрасте фундамента различных структур Баренцево-Карского региона сделан на основании интерпретации сейсмических профилей МОВ ОГТ (Дараган-Суцова Л. А и др., 2013).

При изучении глубинного строения фундамента Тимано-Североуральского региона нами были использованы данные магниторазведки, наблюдаемых и трансформированных аномалий гравитационного поля. Интерпретации поля силы тяжести осуществлялась по принципу гравитационного зондирования с увеличением глубинности исследований по разделению высокочастотных составляющих от локальных структур осадочного чехла и более низкочастотных параметров, отражающих дифференциацию горных пород по плотностным параметрам на глубине до 10 км. Комплексная интерпретация трансформированных аномалий поля силы тяжести совместно с магнитометрическими аномалиями дала возможность получить новые материалы, раскрывающие внутреннюю структуру глубоких горизонтов осадочного чехла, сланцевого и кристаллического фундамента на глубине 10 км, которые могут послужить основой для тектонического районирования и минерагенических прогнозов.

В структуру наблюдаемого гравиметрического поля существенный вклад вносят вещественные неоднородности всей толщи литосферы. Аномальное магнитное поле обусловлено влиянием горных пород верхней части кристаллического фундамента. Магнитная восприимчивость магматических пород *ультраосновного* состава имеет максимальные значения, *кислого* состава — минимальные, *среднего* и *основного* — промежуточные значения. Магнитные свойства горных пород сильно дифференцированы в пределах разных тектонических структур и зависят от тектонических особенностей региона. Особенности аномального поля силы тяжести Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий и результаты его районирования представлены на рис. 3.1, а магнитометрического — на рис. 3.2.

При интерпретации использовались гравиметрические карты в редукции Буге (поле V_z) 1:200000 и 1:2500000 масштабов, в которых исключено нормальное притяжение эллипсоида и учтено влияние промежуточного слоя, заключенного между точкой наблюдения и поверхностью геоида. При моделировании гравитационного поля использовался обобщенный плотностной разрез, который характеризуется следующими параметрами: плотность осадочных пород составляет 2600 кг/м^3 , плотность «гранитного» (гранито-гнейсового) слоя — 2710 — 2720 кг/м^3 , плотность «базальтового» (гранулитометабазитового) слоя достигает 2950 кг/м^3 . Выделяется также переходный слой (диоритогнейсовый) со средней плотностью 2890 кг/м^3 . Средняя плотность консолидированной земной коры составляет 2850 кг/м^3 , средняя плотность подкорового вещества верхней мантии берется равной 3300 кг/м^3 . Средние плотности на глубине 200 км составляют 3400 кг/м^3 , 400 км — 3720 кг/м^3 , 700 км — 4390 кг/м^3 . Эффективная плотность на границе осадочный чехол— фундамент может варьировать в больших пределах (400 — 100 кг/м^3). Плотности пород гнейсо-гранулитового комплекса изменяются в пределах 2750 — 2950 кг/м^3 . При такой дифференциации плотностей кристаллический фундамент значительно влияет на характер гравитационного поля там, где он резко приближен к земной поверхности до глубин 1.5—3 км (Сысольский, Коми-Пермяцкий своды) (Запорожцева, Пыстин, 1994).

Аномальное магнитное поле Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий (рис.3.2) в основном обусловлено магнитными свойствами пород фундамента, намагниченность пород которых варьирует в широких пределах в зависимости от их вещественного состава. В северо-восточном направлении возрастает основность пород фундамента и их магнитная восприимчивость. В платформенном чехле эти изменения связываются с увеличением степени уплотненности пород (катагенезом), а в консолидированном фундаменте они отражают увеличение основности разреза. Отмечается, что магнитные свойства литосферы ограничиваются глубиной достижения точки Кюри ферромагнетиков в породах земной коры.

Для магнетита она составляет 578—580 °С, для гематита — 675 °С, титаномагнетита — 300 °С. Основные аномалии магнитного поля связаны с вещественной неоднородностью земной коры (Запорожцева, Пыстин, 1994).

Различные типы сочетания магнитных и гравитационных полей качественно характеризуют строение кристаллического фундамента. Приведенные по типичным соотношениям гравитационных и магнитных аномалий геологические факторы (табл. 4.3) имеют безусловно вероятностный характер. Представленная схематическая карта районирования отражает дифференциацию структурно-вещественных неоднородностей на глубине до 5 км на территории северо-восточной части Русской плиты, а к востоку от Тиманской гряды на глубине 10 км, что соответствует глубинам залегания верхней части архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента большей части исследуемого региона, кроме глубоких впадин Предуральского желоба, где кристаллический фундамент расположен на глубине 12—14 км и более.

На схематической карте районирования пород кристаллического фундамента европейского северо-востока России по геофизическим данным (рис. 4.3, цв. вкладка) все надпорядковые структуры находят отражение в поле различных сочетаний аномалеобразующих факторов. Так, Предтиманский блок характеризуется протяженной зоной северо-западного простирания «кислых» и «средних» пород, обусловленных влиянием отложенных осадочного чехла повышенной мощности в связи с погружением кристаллического фундамента архейско-раннепротерозойского заложения. Северная часть Волго-Уральской антеклизы — наличием пород «основного» и «ультраосновного» составов на уровне глубины залегания фундамента. При одинаковой глубине залегания архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов, Сысольский свод сложен плотными и преимущественно немагнитными породами «основного» состава, а Коми-Пермяцкий свод и разделяющий эти своды Кировско-Кажимский авлакоген — плотными и в основном магнитными породами «ультраосновного» состава. Следует отметить, что Сысольский свод

окаймлен на периферии оторочкой «ультраосновных» пород, а Коми-Пермяцкий свод сложен на периферии породами «основного» состава. На территории Кировско-Кажимского авлакогена более погруженный кристаллический фундамент пронизан интрузиями «ультраосновного» состава, что свидетельствует о большей «основности» пород фундамента. Аналогичный вывод следует и для Коми-Пермяцкого свода.

Сланцевый фундамент Тимано-Печорского сегмента литосферы сложен верхнепротерозойскими осадочно-метаморфическими породами с эффузивными и интрузивными образованиями. В его пределах традиционно выделяются юго-западный Тимано-Ижемский и северо-восточный Большеземельский блоки, граница между которыми проходит по Припечорскому и Илыч-Чикшинскому разломам глубинного заложения, а также Варандей-Адзвинский и Чернышевский блоки. Магматические комплексы Тимано-Ижемского блока представлены габбро-диабазами на п-ве Канин и Среднем Тимане, щелочными габброидами, гранитами и сиенитами Западно-Тиманского разлома, гранитами и гранодиоритами в полосе Илыч-Чикшинского разлома. Строение Тимана геологами интерпретируется как область развития отложений пассивной континентальной окраины, где широко развиты рифейские метаморфические сланцы с отдельными массивами основных и ультраосновных пород. Его западная зона сложена слабометаморфизованными терригенными формациями рифея с локальными интрузиями платформенного типа. Здесь мощность рифейских отложений составляет 4—6 км, а восточнее — 12—15 км. Наряду с терригенными породами распространены карбонатные (рифогенные) образования. Считается, что эта окраина простиралась до современной Припечерской зоны разломов. Вдоль полосы этих разломов распространены вулканогенно-осадочные породы и магматиты от кислого до ультраосновного состава. Для восточных участков характерны продукты дифференциации базальтовой магмы: габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, диориты и плагиограниты. Граниты имеют там подчиненное значение и повышенную долю основных компонентов, широко распространены эффузивы известково-щелочной серии (Фундамент..., 2008 и др.).

На представленной схематической карте районирования кристаллического фундамента Тиманская гряда характеризуется распространением плотных слабомагнитных пород «основного» состава. Ижемская зона отличается наличием блоков пород «кислого» состава северо-восточного простираения, залегающих среди «основных» разностей. Восточнее зоны Илыч-Чикшинского разлома расположены плотные, магнитные породы Печоро-Колвинского авлакогена, центральная часть которого в современном структурно-тектоническом плане приуроченного к Денисовской впадине, отличается присутствием на глубине 10 км пород «среднего» и «кислого» составов. Эти немагнитные и магнитные разуплотненные породы узкой полосой простираются параллельно Тиману от Куренцовской ступени в районе Печорского моря на северо-западе до Кожимского поперечного поднятия Западного склона Уральского кряжа на юго-востоке (рис. 4.3).

В пределах Печоро-Колвинского прогиба и Большеземельского свода известны кристаллические толщи средних и высоких ступеней метаморфизма. В керне скважин, вскрывших верхнепротерозойский фундамент Большеземельского свода, преобладают кислые вулканыты и туфы. Интрузивные породы представлены диабазами и гранитоидами, состав которых меняется от более ранних основных разностей до более поздних кислых. Здесь также широко распространены терригенные (венд-кембрийские) красноцветные отложения с примесью туфогенного материала, телами и покровами кислых эффузивных пород. Большеземельский блок геологи интерпретируют как аккреционную мозаику, возникшую за счет столкновения различных мелких блоков. Считается, что выступы комплексов фундамента (доуралид) в Приполярном и Полярном Урале, а также на о-ве Вайгач являются частями этого аккреционного массива, причлененного к Восточной Европе в самом конце докембрия — начале кембрия (Литосфера..., 2008, Фундамент..., 2008 и др.). На более низких гипсометрических уровнях разреза по геофизическим данным предполагаются значительные массы «основных» и «ультраосновных» пород, с подчиненными массивами «кислых» и «средних» пород. Большеземельский блок на

глубине 10 км характеризуется овальным (соотношение длин осей структуры составляет менее 1:2) строением и по контуру структуры ограничивается плотными магнитными породами «ультраосновного» состава. Подчиненные массивы «кислых» и «средних» пород имеют локальное распространение и расположены в центральной части блока. Ограничивающие с северо-востока и юго-востока Варандей-Адъзвинский и Чернышевский блоки отмечаются более однородным составом, соответственно, «основного» и «ультраосновного» содержания.

Предуральский краевой прогиб и Западный склон Уральского кряжа существенно отличаются по своему глубинному строению от Восточного склона Урала составом слагающих их горных пород на глубине 10 км. На всем своем протяжении с севера на юг Предуральский желоб характеризуется распространением разуплотненных немагнитных и слабомагнитных пород, вероятно, «кислого» и «среднего» составов. Частично «кислые» и «средние» области объясняются наличием глубоких впадин в кристаллическом фундаменте, которые заполнены осадочными, осадочно-вулканогенными, терригенно-карбонатными отложениями глубоких впадин краевого прогиба. На схематической карте районирования пород фундамента по геофизическим данным Карская кольцевая структура обособляется по наличию разуплотненных немагнитных пород «кислого» состава. Однако, ранее проведенные исследования показали, что архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент в пределах Карской кольцевой структуры по данным интерпретации гравиметрического поля залегает на глубине 11—14 км и имеет вид изометрической глубокой (до 3.5 км) депрессии (впадины). Эта депрессия заполнена, конечно, не «кислыми» гранитами, а осадочными и немагнитными вулканогенно-осадочными породами. Породы иного состава распространены локально и обусловлены особенностями геотектонических обстановок осадконакопления.

Восточно-Уральская зона на глубине 10 км характеризуется распространением преимущественно плотных магнитных и слабомагнитных пород на всем своем протяжении с юга на север, обусловленных широким распространением здесь «ультраоснов-

ных» и «основных» массивов. Полоса разуплотненных магнитных и немагнитных пород на глубине 10 км, простирающихся с юга на север до южной границы Полярного Урала, вероятно, увязывается с базисом пород островодужной серии Тагило-Магнитогорской зоны. Зауральский блок представлен на глубине 10 км преимущественно разуплотненными немагнитными и слабомагнитными породами, простирающимися вдоль Урала с севера на юг.

В районе Собского поперечного поднятия Полярного Урала отмечается протяженная перемычка северо-западного направления, выражающаяся в разрыве сплошности распространения «основных» и «ультраосновных» пород, которая по нашим данным на глубине приблизительно 10 км преимущественно заполнена разуплотненными слабомагнитными породами «кислого» и «среднего» составов.

Представленная геофизическая модель строения кристаллического фундамента Тимано-Североуральского сегмента литосферы и сопредельных территорий свидетельствует о значительной дифференциации физических параметров горных пород. Крупные надпорядковые тектонические структуры обособляются друг от друга определенным типом геофизических свойств в соответствии с вариациями глубины залегания кристаллического фундамента и состава горных пород. Схематические карты районирования пород кристаллического фундамента, построенные на основании интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки, могут служить основой для дальнейшего выделения комплексов на глубину по объемным моделям глубинного строения земной коры. В настоящем исследовании не были привлечены низкочастотные аномалии поля силы тяжести от границы Мохо и верхней мантии, которые планируются использовать на этапе изучения динамического состояния земной коры. На завершающем этапе исследований схематические карты могут быть трансформированы в карты структурно-вещественных комплексов путем корреляции с геологическими данными. Геофизические модели структурно-вещественных неоднородностей фундамента на глубине 10 км следует использовать при геологической интерпретации геофизических полей, построении различных схематических

Табл. 4.3. Типы соотношений гравитационных и магнитных аномалий
(по: Берлянд Н. Г., 2007, Генштафт Ю. С., 1992, Маловичко А. К., Костицын В. И, 1992)

Плотность / Магнитная восприимчивость		Аномалеобразующие факторы
+ максимум поля силы тяжести	+ максимум магнитного поля	Тяжелые магнитные « <u>ультраосновные</u> » породы, гранулитовые тела; выступ фундамента ; интрузия основных пород в поле гранито- гнейсовых куполов; плотные породы с высоким содержанием магнетита
	+ максимум поля силы тяжести	Тяжелые немагнитные « <u>основные</u> » породы; выступ изверженных или метаморфических немагнитных пород; тяжелые немагнитные породы среди легких слабомагнитных пород; тяжелые породы с обратным намагничиванием
- минимум поля силы тяжести	+ максимум магнитного поля	Разуплотненные магнитные породы « среднего », « щелочного » состава; вулканогенно-осадочные породы; разуплотненные породы повышенной намагнитченности; гранито-гнейсовые купола; терригенно-карбонатные отложения глубоких впадин
	- минимум поля силы тяжести	Разуплотненные немагнитные породы « кислого » состава, гранито- гнейсовые купола; впадина в кристаллическом фундаменте; магматические породы пониженной намагнитченности и плотности в пределах интрузий с повышенной намагнитченностью и плотностью

карт, включая прогнозно-минерагенические, поскольку широкий спектр геофизических характеристик отражает особенности состава и строения геологических объектов, включая генезис и характер многочисленных геологических процессов и преобразований.

4.4. Глубинное строение Карской кольцевой структуры

Карская кольцевая структура расположена в пределах Югорского полуострова. Большинство исследователей считают, что она возникла в результате импактного события, вызванного падением крупного астероида, однако, существует мнение и о ее тектономагматической природе. Геофизические работы, проведенные ранее в регионе, рассматривали строение структуры до глубин 14 км. На сейсмических разрезах кольцевая структура выражена в виде полной потери корреляции в ее центральной части и резкого подъема отражающих горизонтов вблизи структуры.

При исследовании глубинного строения Карской кольцевой структуры нами выполнены геофизические исследования с помощью метода обменных волн от землетрясений, проведена переинтерпретация гравиметрических данных и получены новые результаты, позволяющие уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении Карской кольцевой структуры (Удортин, Конанова, Попов, 2010).

Югорский полуостров находится на северо-востоке европейской части России и в тектоническом плане охватывает три структуры первого порядка: Кортаихинскую впадину, Пайхойское поднятие, Карскую впадину и представляет собой одновременно две надпорядковые структуры — северную часть Предуралья Краевого прогиба и южную часть Пайхойско-Новоземельской складчатой области (Структура..., 1982, рис. 4.4.1).

Пайхойское поднятие сложено разными формационными комплексами: докембрийского фундамента, шельфовым (карбонатным), батинальным (сланцевым) и орогенным. На северо-

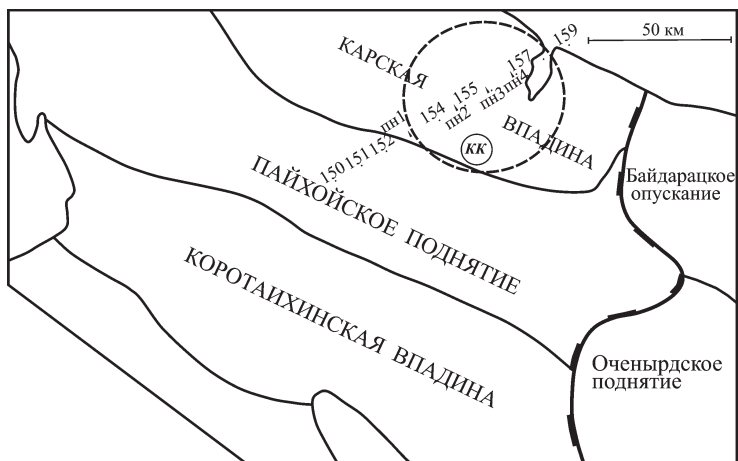


Рис. 4.4.1. Фрагмент тектонической карты Печорской плиты (по: Тектоническая карта., 1985)

пн1—пн4 — пункты сейсмологических наблюдений, 150—159 — пункты гравиметрического профиля, кк — Карская кольцевая структура.

западе структуры выходят метаморфизованные эффузивно-осадочные образования позднего протерозоя. Палеозойские отложения В. И. Устрицкий (1985) разделил еще в 50-х гг. на два литолого-фациальных и структурно-формационных комплекса: преимущественно карбонатный на юго-западном склоне и сланцевый в центральной зоне и на северо-восточном склоне. Позднее В. С. Еноян (1971) обосновал их сопоставление с карбонатным (Елецким) и сланцевым (Лемвинским) комплексами западного склона Полярного Урала, которые первоначально были выделены К. Г. Войновским-Кригером (Геология..., 1963). В. С. Еноян присвоил им названия Печорской и Карской структурно-формационных зон Пай-Хоя, соответственно. Печорская структурно-формационная зона отвечает области перикратонного опускания платформы и сложена мелководными образованиями палеошельфа, а Карская — отвечает зоне глубокого погружения платформы и сложена относительно мелководными отложениями континентального склона и подножия (Пучков

В. Н, 1979). Ранее предполагалось, что отложения глубоководного комплекса формировались на месте и связаны постепенными переходами с толщами карбонатного комплекса. Однако исследования А. И. Елисеева и др. (Осадочные формации..., 1984) показали отсутствие постепенных переходов и то, что сланцевый комплекс повсеместно имеет тектонические контакты с карбонатными осадками.

Первые модели покровного строения Пайхойского поднятия представлены в работах Л. Н. Белякова, Б. Я. Дембовского, В. В. Юдина и др. (Беляков Л. Н., 1984, Дембовский Б. Я., 1985, Особенности..., 1984, Покровное строение..., 1985, Юдин В. В., 1987, 1994). В автохтоне они располагают фрагмент Южноноземельско-Вайгачско-Пайхойского антиклинория, юго-восточная часть которого почти полностью перекрыта пластиной Карского сланцевого аллохтона.

Карская впадина занимает северо-восточную часть Югорского полуострова и осложнена в центральной части Карской депрессией, или астроблемой, которая делит Карскую впадину на две части — восточную и западную. В. С. Еномян (1971) рассматривает Карскую впадину, восточный склон Пай-Хоя и Пайхойскую структурно-формационную зону как реликты единой в прошлом геосинклинальной зоны Урала; В. Н. Пучков (1979) считает Карскую впадину гомологом Лемвинской зоны; Ф. И. Енцова (1981) утверждает, что в ее восточной части развиты миогеосинклинальные формации палеозоя, а в западной — орогенный комплекс перми, залегающий с разрывом на платформенных карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона. Карская впадина рассматривается В. В. Юдиным и его соавторами (Термальный эпигенез..., 1989) как крыло моновергентного шарьяж-антиклинория, которое подстилается батинальным комплексом палеозоя. *Карская депрессия* (астроблема) расположена в центральной части Карской впадины. Возраст этой структуры по уточненным данным Б. А. Малькова, В. Л. Андреичева отвечает концу палеоцена (Мальков Б. А., Андреичев В. Л., 2010). По вопросу о происхождении Карской депрессии единого мнения среди геологов нет. Сначала ее считали вулкано-тектонической депресси-

ей, образованной в результате фреатического взрыва, в настоящее время — астроблемой.

Результаты исследований. Сейсмические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в районе Карской кольцевой структуры вдоль линии профиля, который имеет северо-восточное направление и протяженность около 30 км (рис. 4.4.1), были проведены сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН во время полевого сезона 2007 г. (Физические поля..., 2007). Глубинные сейсмические исследования, а также результаты гравитационного моделирования, дали возможность осуществить структурные построения, характеризующие глубокие горизонты земной коры и верхней мантии (рис. 4.4.2, 4.4.3).

Сейсмическая модель (рис. 4.4.2). Верхняя мантия представлена в виде серии крупных природных комплексов мощностью 10—15 км. Выделенные обменные волны с временами запаздывания более 6 с, позволяют уверенно проследивать в верхней мантии фрагментарные границы обмена, которые указывают на изменение структурных особенностей среды. На всех пунктах наблюдения отмечаются площадки на глубинах 100,5—103 км, что позволяет объединить их в единую границу, отождествляемую с границей «N». На глубине 82—84 км также можно уверенно выделить границу обмена. Кроме этих границ в верхней мантии отмечаются отдельные площадки на глубинах 95—95,5; 72—72,7; 68,3—69,8; 64,5; 58—58,4 км. Неравномерное распределение площадок обмена в пространстве не позволяет их объединять в общие границы (Удоратин, 2010).

Работами МОВЗ в верхней мантии отмечается четко выраженный в волновом поле сейсмический горизонт, находящийся на 7—8 км глубже ее кровли, в рельефе повторяющий поверхность Мохо. Эта граница зачастую в волновом поле проявляется даже лучше, чем поверхность Мохоровичича. Она является одним из горизонтов в переходной зоне земная кора-верхняя мантия (М1). Граница М1 погружается от Пай-Хоя в сторону Карского моря с 50,3 до 52,7 км. Средние скорости в верхней мантии в пределах изучаемой территории имеют значения 8,0—8,2.

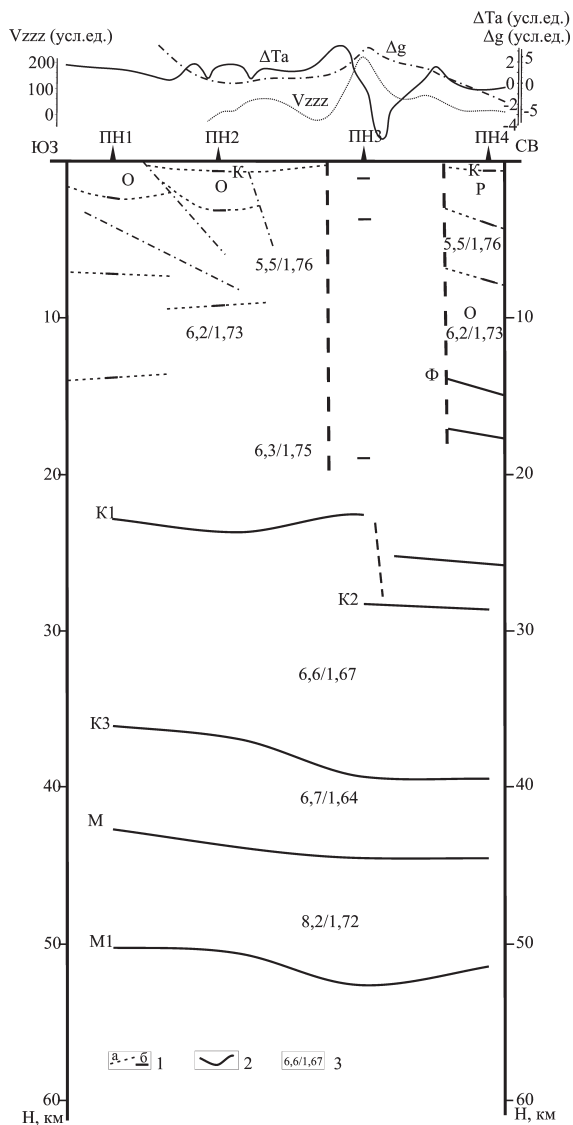


Рис. 4.4.2. Глубинный геолого-геофизический разрез через Карскую кольцевую структуру (по: Удоратин, 2010)

1 — границы в осадочном чехле: а — по данным МОГТ, б — по данным МОВЗ;
 2 — границы в консолидированной коре по данным МОВЗ; 3 — средние скорости продольных и поперечных волн.

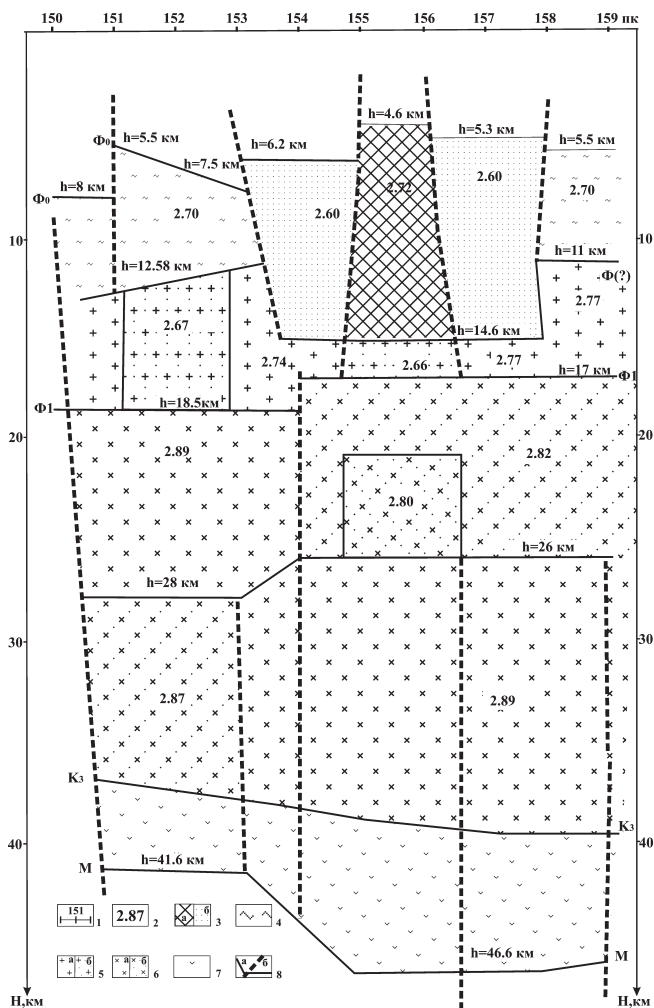


Рис. 4.4.3. Геоплотностная модель земной коры района Карской астро-
блемы.

1 — линия профиля с пикетами (пк) гравиметрических (пк через 1 км) точек наблюдения; 2 — значения эффективной плотности; 3 — внутреннее строение Карской структуры: а — уплотненные, б — разуплотненные породы; 4 — верхнепротерозойский сланцевый комплекс; 5 — гранито-гнейсовый слой: а — уплотненные, б — разуплотненные породы; 6 — диорито-гнейсовый слой: а — уплотненные, б — разуплотненные породы; 7 — гранулитобазитовый слой; 8 — основные геоплотностные границы (а) и разломы (б)

Граница Мохо, в пределах профиля, залегает на глубинах 42,7—44,7 км, незначительно погружаясь на северо-восток с Пай-Хоя в Карскую впадину. Внутренняя структура земной коры выше границы М неоднородна, она разделяется как отчетливыми, так и невыразительными сейсмическими границами, не имеющими повсеместного распространения. Так восточный блок, относящийся к Карской впадине, характеризуется большим числом выразительных обменных площадок. В консолидированной части земной коры нами выделяются границы К3, К2 и К1. Горизонт К3 прослеживается на всех пунктах наблюдения и аналогично поверхности М погружается в Карскую впадину с 36 до 39 км, при этом мощность слоя сокращается.

Если нижняя часть консолидированной земной коры выдержана по простиранию, и границы прослеживаются уверенно и трассируются на всех пунктах наблюдения, то в верхней части коры горизонты выделяются фрагментарно, что говорит о различной степени вертикальной расслоенности. Границу в верхней части консолидированной коры К1 прослеживается вдоль всего профиля исследования. В северо-восточной части профиля она испытывает резкое погружение, что дает основание для выделения в этом районе на глубинах 25—28 км разломной зоны, которая, вероятно, прослеживается выше по разрезу и в осадочном чехле.

При рассмотрении и привязки границ в осадочном чехле использовались данные ранее проведенных в этом районе сейсморазведочных работ МОГТ. В волновых полях четко отражается кольцевая структура, хорошо виден резкий подъем границ осадочного чехла Карской впадины в районе кольцевой структуры и очень сложная картина характеризует зону сочленения Карской впадины и Пай-Хоя. Осадочный чехол в пределах Карской впадины в районе исследований, по данным сейсморазведочных работ, имеет мощность порядка 13—14 км. На глубине 14,7 км также выделяется граница обмена, связываемая с кровлей рифейско-вендского промежуточного комплекса. В разрезе осадочного чехла отмечается ряд границ, которые сложно трассировать и отождествить с каким-

либо одним горизонтом. Надежно, с наибольшим числом повторов обменных волн выделяется граница на глубине 3,6—3,8 км. Если в пределах Карской — впадины это, скорее всего, подошва пермских отложений, то в Карской кольцевой структуре обменные площадки можно связать с интрузивными телами (Удоротин, 2010).

Гравитационная модель (рис. 4.4.3). Первая гравиактивная граница с аномальной плотностью 100 кг/м^3 , ассоциируемая нами с поверхностью *сланцевого комплекса* рифейского фундамента (Φ_0), располагается в западной части гравиметрического профиля на глубине 5—8 км, а в северо-восточной его части по мере приближения к побережью Карского моря она не прослеживается из-за достаточно резкого погружения до глубины 11—14 км, где плотностные параметры рифейских и архейско-раннепротерозойских пород становятся практически одинаковыми. Плотность сланцевых пород исследуемого региона достигает 2700 кг/м^3 , а в пределах Карской кольцевой структуры (астроблемы) варьирует от 2600 кг/м^3 в периферической части структуры до 2720 кг/м^3 в ее центральной части. Степень дифференциации по плотности пород низов осадочного чехла в районе Карской кольцевой структуры уменьшается, а плотность пород максимальна в ее центре. В северо-восточной части гравиметрического профиля поверхность рифейского фундамента (Φ_0) по гравиметрическим данным не прослеживается, а на глубине 5,5 км, вероятно, фиксируется поверхность сланцевого батимального комплекса Карской структурно-формационной зоны Пай-Хоя, обладающего более высокими плотностными характеристиками.

Вторая гравиактивная граница с аномальной плотностью $\pm 130 \div 30 \text{ кг/м}^3$, отождествляемая нами с поверхностью консолидированной коры (Φ), находится на глубине от 11 до 14 км. Прослеживание *архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента* в пределах Карской структуры оказалось весьма затруднено и потребовало специальных исследований, в результате проведенных исследований нами получены новые данные о его глубинном строении. Эта поверхность по данным интерпретации гравиметрического поля имеет в пределах

Карской кольцевой структуры вид изометрической депрессии (впадины), глубина которой составляет около 3,5 км. В сторону Карского моря и Байдарацкой губы степень дифференциации по плотности пород кристаллического фундамента увеличивается, также в этом направлении увеличивается и плотность пород гранито-гнейсового слоя. Внутри *гранито-гнейсового слоя* никаких гравиактивных границ больше не обнаружено. Наибольшая толщина гранито-гнейсового подкомплекса (до 8 км) фиксируется в районе Пайхойского антиклинория, а ее резкое утонение до 2 км происходит в пределах исследуемой структуры. Наименьшие значения (2660—2670 кг/м³) плотности гранито-гнейсового слоя отмечены под эпицентральной частью Карской кольцевой структуры (астроблемы) и под Пай-Хоем, наибольшие — по мере приближения к Байдарацкому глубинному разлому. Расположение областей разуплотненных пород данного структурно-вещественного подкомплекса в разрезе совпадает с блоками отсутствия границ обмена на сейсмологическом профиле.

Следующая гравиактивная граница с аномальной плотностью 50—120 кг/м³, отождествляемая нами с кровлей *диоритово-гнейсового* подкомплекса (подошвой гранито-гнейсового подкомплекса), наблюдается по гравиметрическим данным на глубине 17—18 км. Диоритово-гнейсовый структурно-вещественный подкомплекс верхней коры не имеет перерывов сплошности своего распространения в пределах исследуемой территории, наоборот, по мощности слагающих его отложений он имеет сдвоенный разрез. Наиболее приближен к поверхности данный комплекс в пределах Карской впадины, наименее — Пай-Хойского антиклинория. Внутри диоритового слоя прослеживается еще одна гравиактивная граница инверсионного характера под Пай-Хойским шарьяж-антиклинорием и не инверсионного — под Карской впадиной. Влияние Карской астроблемы на особенности строения комплекса мы уже не наблюдаем. Глубина залегания кровли диоритово-гнейсового слоя составляет 18,5 км под Пай-Хоем и 17 км — Карской впадиной. Минимальные (до 2820 кг/м³) значения плотности пород данного комплекса фиксируются в районе Карской впадины.

Кровля *гранулито-базитового* структурно-вещественного комплекса является наиболее «капризной» гравиактивной границей с точки зрения неоднозначности геологической интерпретации гравиметрического поля, поэтому ее характеристики следует принимать с определенной степенью условности. Кровля гнейсо-гранулитового слоя залегает на глубине 36,5 км по гравиметрическим данным в районе Пай-Хойского поднятия, а в районе Карского прогиба — на глубине 39,5 км.

Поверхность *Мохоровичича* по гравиметрическим данным залегает на глубине 41,6—46,6 км в пределах исследуемой территории. Максимальный (до 41,6 км) подъем данной поверхности наблюдается в пределах Пай-Хойского антиклинория, а наиболее погружена поверхность Мохо (до 46,6 км) в пределах Карской впадины. Имеется тенденция ее подъема в сторону Карского моря.

Выводы по 4.4. Результаты интерпретации геофизических данных свидетельствуют о том, что в пределах сложно построенной Карской кольцевой структуры, нам удалось обнаружить глубинные границы всех основных структурно-вещественных комплексов и подкомплексов земной коры и верхней мантии — сланцевого (граница Φ_0), гранито-гнейсового (граница Φ), диорито-гнейсового (граница K_1 , граница K_2) и гранулито-базитового (граница K_3). Сопоставление сейсмического и плотностного разрезов показали хорошую сходимость результатов. Глубина залегания и рельеф поверхности Мохоровичича и вышележащего горизонта КЗ полностью совпадают по данным обоих методов. Наилучшим образом особенности глубинного строения Карской кольцевой структуры выражены на глубине от 4,6 км 14,6 км. Влияние кольцевой структуры на особенности глубинного геологического строения исследуемой территории ограничивается интервалом глубин в 20—25 км.

Выявленные особенности глубинного строения исследуемой территории Карской кольцевой структуры позволяют нам заключить, что ее происхождение связано с падением крупного астероида, затронувшего осадочный чехол и консолидированную земную кору до глубин порядка 20—25 км, поскольку

ку следов присутствия глубинных очагов частичного плавления горных пород и каналов поставки глубинного вещества в нижних этажах земной коры и в верхней мантии нами не обнаружено.

4.5. Взаимосвязь плотностных неоднородностей консолидированной коры Европейского Северо-Востока России с эпицентрами землетрясений

В данном подразделе показано, что расчетные модели плотностных неоднородностей гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий характеризуют особенности глубинного строения исследуемой территории на разных уровнях-срезах (до 20 и 50 км) и отражают границы различных блоков. Прилагается схема сопоставления плотностных неоднородностей и эпицентров землетрясений, составленная для средней и нижней консолидированной коры. Установлено, что эпицентры известных землетрясений распределены не хаотично, а весьма упорядоченно, они располагались в пределах плотных блоков горных пород или в приграничной области, где происходит релаксация температуры, давления и напряжения (Конанова, Удоратин, 2014).

Тимано-Североуральский регион северо-востока европейской части России относится к числу асейсмичных, однако по результатам инструментальных наблюдений и на основании исторических данных был зафиксирован ряд землетрясений с магнитудами до 4. Поэтому одной из важнейших проблем региональной геофизики в Республике Коми является создание достоверной геолого-геофизической основы для уточнения модели строения земной коры и верхней мантии территории в связи с постановкой задач по оценке ее сейсмичности (Сейсмический потенциал..., 2012; Блинова, 2015). На одном из этапов их решения нами были построены схемы плотностных неоднородностей верхней, средней и нижней коры, а на их основе уточнены схемы блокового строения территории северо-восточной части Русской плиты, Тимана, севера Урала.

Распределение плотностных неоднородностей средней и нижней коры отражает особенности геологического строения территории европейского северо-востока России приблизительно на глубинах до 20 и до 50 км соответственно (Типизация ..., 2009). Так, Тиманская гряда и Восточно-Уральская структурно-формационная зона Урала характеризуются повышенными значениями локальных аномалий гравиметрического поля. Достаточно уверенно прослеживаются также Предуральский и Предтиманский прогибы, которые заполнены разуплотненными горными породами на этих уровнях-срезах земной коры. Тимано-Печорская плита представлена чередованием структур северо-западных (тиманских) и северо-восточных (уральских) простираний. Дифференциация массивов горных пород по плотностным характеристикам усложняется в северо-восточном направлении, достигая максимальных значений в Чернышева-Варандей-Воркутском регионе. Западно-Сибирский регион отличается линейно вытянутыми в субмеридиональном направлении плотностными неоднородностями.

Тиманская зона протягивается с северо-запада на юго-восток к Уралу в поле развития пород повышенной плотности, а Уральская — в северо-восточном направлении под Восточно-Уральской и Осовой структурно-формационными зонами Урала. На северо-востоке Уральская зона граничит с Пайхойско-Новоземельской зоной северо-западного простирания, также заполненной породами повышенной плотности. Полярный Урал на данной глубине имеет разрыв в поле развития плотностных неоднородностей северо-восточнее Кожымского поднятия. Высокоградиентные аномалии плотностных неоднородностей Тимано-Печорской плиты наблюдаются в районе Вяткинской депрессии Большесынинской впадины, в поднадвиговой зоне Лемвинского аллохтона и в прилегающей к ней части Косью-Роговской впадины. Корни Уральских гор оказываются несколько смещенными на восток на уровне нижней коры. Выявлено, что Коротаихинская зона отрицательных значений силы тяжести расширяется за счет присоединения к ней юго-западной части Пайхойской зоны, а восточная часть Косью-Роговской зоны — за счет поднадви-

говой части Лемвинской зоны, на юге она укорачивается в связи с появлением интенсивной мозаичной плотностной неоднородности. Воркутинская зона мозаичного поля с преимущественно повышенными значениями плотностных параметров соответствует Воркутинской ступени. Вторая такая область, отображаемая положительной региональной аномалией мозаичного характера на глубинах до 20 и до 50 км, наблюдается на юге Косью-Роговской впадины и охватывает часть территории Кожымского поднятия.

Мы провели сопоставление (рис. 4.5.1) данных гравиметрического зондирования на разных глубинных уровнях-срезах земной коры Тимано-Североуральского региона, отражающих строение гранито-гнейсового и гранулит-метабазитового структурно-вещественных комплексов консолидированной земной коры исследуемого региона с эпицентрами известных землетрясений (Землетрясения..., 2007). Выяснилось, что указанные эпицентры землетрясений распределены не хаотично, а весьма упорядоченно, располагаясь в пределах плотных блоков горных пород нижней коры ближе к их приграничной области (рис. 4.5.1, А).

Установлено, что эпицентры практически всех известных природных землетрясений приурочены к зонам контакта плотных и разуплотненных блоков и к блокам горных пород, которые обладают повышенными значениями плотности заполняющих их пород. Плотные глубинные горные породы, обладающие повышенными значениями акустической жесткости, видимо, отвечают за накопление различного рода деформаций и их разгрузку в пограничных зонах глубинных блоков консолидированной коры, где и происходит релаксация температуры, давления и накопленного напряжения.

Исключение из этого общего правила составляет положение воркутинского эпицентра пяти балльного землетрясения, произошедшего в 2005 г. Для объяснения «неправильного» его расположения, мы привели фрагмент (рис. 4.5.1, Б) плотностных неоднородностей средней коры. Согласно этому фрагменту очаг данного землетрясения находился выше по разрезу на глубине приблизительно до 20 км, также в зоне контакта бло-

ков пород с разными значениями плотностных характеристик средней коры.

Выводы по подразделу 4.5. Установлены взаимосвязи между распределением плотностных неоднородностей и эпицентрами наиболее значимых землетрясений Тимано-Североуральского региона, что дает основание для использования приграничных зон плотностных неоднородностей на разных глубинных уровнях земной коры, являющихся, видимо, зонами разгрузки давления, температуры и напряжения, в качестве одного из признаков сейсмической активности при составлении схемы сеймотектонического районирования исследуемой территории.

Глава 5. ГЛУБИННЫЕ КРИТЕРИИ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Кимберлиты и алмазосодержащие породы обязаны своим происхождением процессам, происходящим в литосферной мантии. Одной из наиболее хорошо разработанных моделей образования кимберлитовых магм является модель частичного плавления мантийных пород. Согласно этой модели, кимберлитовые магмы образуются в областях под платформами на различных глубинах вследствие плавления пород мантии и земной коры. Реликты материнских пород выносятся в верхние части земной коры в виде ксенолитов (Афанасьев, 2001, Доусон, 1983, Кимберлиты, 1990, Милашев, 1990, Соболев, 1974, 1989, Харьков, 1998, Шкодзинский, 1995 и др.). Кимберлитовые породы найдены на всех континентах. Наиболее известны кимберлитовые провинции в Африке. В Азии также открыты Якутская, Китайская и Индийская провинции. Кимберлиты установлены в Австралии, США, Канаде, Бразилии и Европе (Архангельская и Приазовская провинции).

В основе представлений о коренной алмазонасности лежат эмпирически установленные закономерности, что алмазонасные кимберлиты встречаются только в пределах участков архейско-раннепротерозойской консолидации (правило Клиффорда), а кимберлитовые поля и их группы располагаются по линейным зонам протяженностью в сотни и тысячи километров. Механизм алмазонасной минерализации может осуществляться путем выжимания текучих (вязких) мантийных флюидонасыщенных тел в сторону меньших литостатических давлений по наиболее ослабленным (проницаемым) зонам консолидированной коры к поверхности. По мере приближения флюидизата к земной поверхности, флюидонасыщенная, высокоподвижная, агрессивная масса образует дайки, силлы и диаатремы с глубины 1—1,5 км по разломным зонам.

Нами проведены работы на предмет приуроченности топ—15 крупнейших по запасам минерального сырья кимберлитовых трубок мира к аномалиям магнитного поля (рис. 5.1, цв. вклад-

ка). Подтверждаются установленные закономерности о локализации алмазоносных кимберлитов в пределах архейско-раннепротерозойской консолидации с мозаичным типом геофизических аномалий и их предрасположенности к линейным зонам тектонической активизации.

5.1. Алмазоносность Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий

В пределах европейского северо-востока России существуют три алмазоносные субпровинции: Восточной части Балтийского щита, Московско-Мезенская, Волго-Уральской антеклизы, а также две минерагенические алмазоносные зоны: Тиманская и Приуральская (рис. 5.1.1, цв. вкладка). Алмазоносные породы на территории Восточно-Европейской платформы представлены кимберлитами, лампроитами, лампрофирами, ладогалитами, магматическими туффизитами и импактитами. Промышленная алмазоносность установлена в герцинских кимберлитах в Архангельской области и магматических «туффизитах» в Красновишерском районе на Урале. Природа алмазоносных «туффизитов» дискуссионна, а месторождения данного вида выделяются в «уральский» тип. На крайнем северо-востоке европейской части России расположены импактные проявления алмазов Карской астроблемы мезозойского возраста. Рудные тела сложены там тагамитами и зювитами, алмазы мелкие, ювелирные разновидности отсутствуют (Недра..., 2003).

Алмазоносная субпровинция восточной части Балтийского щита по общим запасам алмазов в месторождениях Архангельской области сопоставима с крупнейшими провинциями стран-поставщиков алмазов на международный рынок. Месторождения им. В. Гриба и им. Ломоносова по своим запасам входят в первую десятку алмазных месторождений-гигантов. Продуктивный на алмазы магматизм контролируется тектоно-магматической активизацией карельского, байкальского, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов (Недра..., 2003).

При районировании Архангельской алмазоносной провинции рассматриваются проблемы локализации кимберлитово-

го магматизма по комплексу геолого-геофизических признаков, заключающиеся в типизации форм структурного контроля кимберлитов Зимнебережного района (Кутинов, 2004). Отмечается, что *региональные критерии* алмазоносности заключаются в приуроченности алмазоносной субпровинции к древнейшему выступу континентальной коры с тенденцией воздымания в течение всей истории своего развития. Зимнебережное кимберлитовое поле размещается в рифейском авлакогене северо-западного простиранья в зоне сопряжения Кольского кратона с Мезенской синеклизой. Гравитационное поле авлакогена линейное, среднечастотное, слабоотрицательное с переходом к положительным значениям, магнитное поле характеризуется повышенными значениями. *Среднемасштабные критерии алмазоносности* Зимнебережного района выявляются в приуроченности полей кимберлитового магматизма к региональным разломам и узлам пересечения зон тектонических нарушений, к участкам с повышенной плотностью речной сети. Поля кимберлитового магматизма Зимнебережного района характеризуются геохимическими аномалиями по потокам рассеяния (Ni, Mn, Cr, Co, Zn), а также проявляются в геофизических полях в виде деформаций, разрывов, затяжек и крутых поворотов изолиний гравиметрического и магнитного полей (Кутинов, 2004).

Тиманская алмазоносная минерагеническая зона прослеживается на 1100 км от мыса Канин Нос на северо-западе до Полюдовского поднятия на юго-востоке. На всем протяжении Тимана от Чешской губы Баренцева моря до Урала установлены россыпи алмазов девонского и кайнозойского возрастов. На Среднем Тимане в пределах палеороссыпи Ичет-Ю установлена «туффизитовая» алмазоносная Сидоровская трубка. Возраст трубки мезозойский. Специалистами ЦНИГРИ, ИГЕМ РАН природа туффизитов подвергается сомнению и оценивается как осадочная порода, интенсивно деформированная и переработанная метасоматическими процессами в зоне глубинного разлома. На Среднем Тимане установлены кимберлитовые трубки Умбинского поля раннегерцинского возраста. Геофизические аномалии «трубчатого» типа обнаружены и на Обдырском участке. На этой же территории в четвертичных отложениях от-

мечаются единичные обломки алмазов и минералов-спутников. Отмечается высокая вероятность выявления промышленной раннегерцинской алмазоносности зимнебережного и мезозойского «уральского» красновишерского типов (Недра..., 2003).

Совершенно не изучена в плане оценки перспектив алмазоносности в своей северной части *алмазоносная субпровинция Волго-Уральской антеклизы* (рис. 5.1.1). Специалисты-геологи Вычегодской ГРЭ и Института Геологии Коми НЦ УрО РАН отмечают, что в северной части Волго-Уральской антеклизы Русской плиты в зоне сочленения Сысольского свода и Кировско-Кажимского авлакогена обнаружены фрагменты алмаз-золотоносных россыпей в районе д. Бездубово. В. Г. Оловянишников считал, что наиболее перспективные объекты для поисков коренных источников алмазов расположены в районе Вашкинской зоны мезозойских дислокаций Мезенской синеклизы и на северо-восточных склонах Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов Волго-Уральской антеклизы (Оловянишников, 2004). Б. А. Мальков неоднократно высказывал мнение, что реальные перспективы коренной алмазоносности Республики Коми связаны с юго-западным Притиманьем, Сысольским и Коми-Пермяцким сводами Волго-Уральской антеклизы. Он утверждал, что все признаки алмазоносного кимберлитового магматизма тяготеют к периферии Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов, рекомендовал постановку широкомасштабных геолого-геофизических поисковых работ именно в пределах кратона (Мальков, 1998).

Нами было проведено региональное сопоставление схем глубинного строения разных авторов для территории европейского северо-востока России, в том числе и наших, с вынесенными на них месторождениями и находками алмазов (рис. 5.1.2). Из этих региональных сопоставлений после наложения системы протяженных ортогональных глубинных разломов (см. подраздел 3.3) следует, что на северо-востоке Русской плиты есть еще один перспективный участок в плане обнаружения кимберлитового магматизма, который располагается на северо-востоке Волго-Уральской антеклизы вблизи Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов вдоль северной ча-

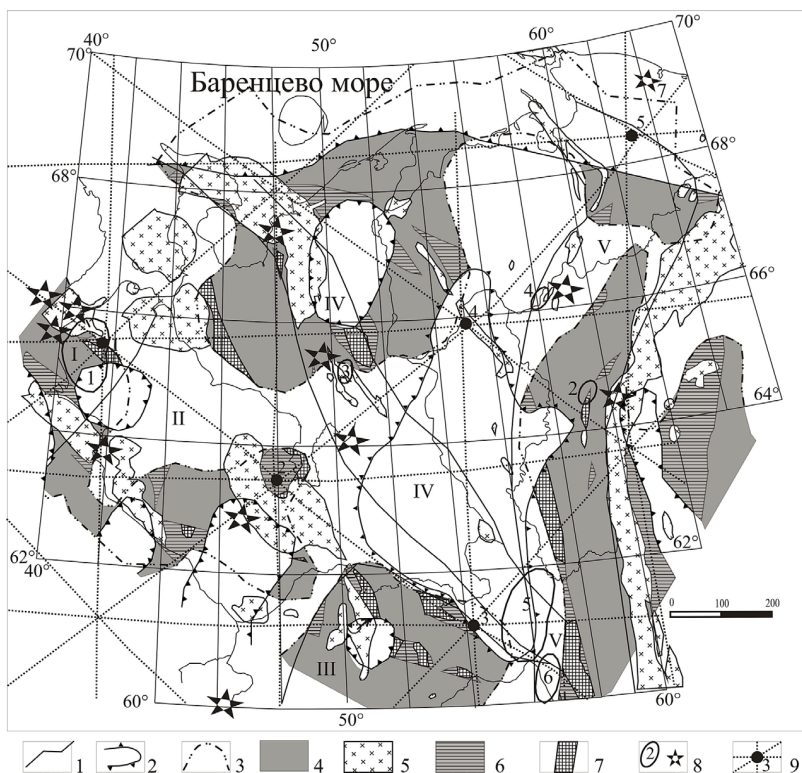


Рис. 5.1.2. Глубинные критерии коренной алмазности европейского севера России.

1 — границы алмазоносных субпровинций (по: Недра..., 2003): I — Балтийского щита, II — Московско-Мезенской синеклизы, III — Волго-Камской антеклизы; минерогенические зоны: IV — Тиманская, V — Приуральская; 2 — повышенная (пониженная) мощность нижней коры (по: Краснопецева, 2000); 3 — повышенная мощность верхней коры (по: Краснопецева, 2000); 4 — области с пониженной толщиной нижней коры и повышенной мощностью верхней коры; 5 — плотные породы земной коры; 6 — зоны насыщения глубинного флюидизата в областях (4); 7 — повышенные значения магнитного поля в зонах (6); 8 — кимберлитовые поля и находки алмазов в четвертичных отложениях: 1 — Зимнего берега, 2 — Урала (Хартесское), 3 — Тимана; 4 — лампроитовое поле гряды Чернышева; «туффизитовые» поля «уральского» типа: 5 — Красновишерское, 6 — Чикманское, 7 — алмазы Карской астроблемы; 9 — узлы пересечения ортогональных разломов: 1 — Зимнебережный, 2 — Вашкинский, 3 — Зимостанский, 4 — Изжа-Печорский, 5 — Кортаихинский

сти зоны сочленения Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов с Кировско-Кажимским авлакогеном и Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы.

Таким образом, глубинные критерии коренной алмазности (рис. 5.1.2) европейского севера России по нашему мнению определяются наличием:

- узлов пересечения ортогональных разломов различных направлений;
- областей с пониженной толщиной нижней коры и повышенной мощностью верхней коры;
- плотных пород верхней мантии, испытавших процессы дифференциации вещества;
- присутствием локализованных участков с аномальными плотностными характеристиками в земной коре на разных ее уровнях близ узлов пересечения ортогональных разломов.

На основе ревизии геолого-геофизического материала северной части Волго-Уральской антеклизы, представленной съемками магнитного и гравиметрического полей 200000 масштаба, были выявлены Фроловская, Четдинская и др. (рис. 3.3.3) локальные аномалии поля силы тяжести изометрично-овальной формы с размерами в плане $\sim 2 \times 3$ км и намечены участки для проведения рекогносцировочных геолого-геофизических полевых работ на предмет обнаружения изометричных локальных аномалий магнитного поля предположительно обусловленных основными (ультраосновными) породами. Результаты рекогносцировочных геолого-геофизических работ представлены в подразделе 5.2.

5.2. Локальные магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба

На этапе выбора объекта исследований на территории северо-восточной окраины Русской плиты и сопредельных регионов нами проводились работы по трассированию протяженных разломов, пересекающих структуры Русской, Печорской, Западно-Сибирской плит, Тимана и Урала, с использованием ге-

офизических данных (см. подраздел 3.3) и выявлению глубинных критериев коренной алмазности (см. подраздел 5.1). Проведенные работы позволили нам выявить узлы пересечения системы ортогональных глубинных разломов на территории северо-восточной окраины Русской плиты. Наименее изученный геолого-разведочными работами район Зимстанского узла пересечения ортогональной системы разломов стал объектом наших рекогносцировочных геолого-геофизических исследований.

На основе ревизии съемок магнитного и гравиметрического полей масштаба 1:200000 по локальным аномальным значениям поля силы тяжести в редукциях Буге и Фая в пределах Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов намечены участки для проведения рекогносцировочных полевых магниторазведочных работ. Намеченные участки располагались в градиентных зонах на периферии региональных максимумов гравиметрического и магнитного полей, предположительно обусловленных телами основного (ультраосновного (?)) состава, на предмет обнаружения изометричных локальных аномалий магнитного поля в ходе проведения наземной магнитометрической съемки (рис. 5.2.1, цв. вкладка). Шлиховое опробование отрабатывалось по стандартной методике вблизи выявленных локальных магнитных аномалий в руслах ручьев Луктырнаель, Пармаель, Седъель. Объем проб составлял 35—40 л.

Фроловский участок располагается вблизи Зимстанского узла пересечения систем ортогональных глубинных разломов в области тройного сочленения Кировско-Кажимского авлакогена и Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, осложненной присутствием высоконамагниченных пород Локчимского траппового поля. В блоковой структуре архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента Русской плиты площадь Зимстанского узла расположена в зоне краевых дислокаций северо-восточной оконечности Волго-Уральской антеклизы. В структуре осадочного чехла она приурочена к северо-восточному борту Кировско-Кажимского авлакогена или к склону Коми-Пермяцкого свода, находясь в области сочленения с расположенным северо-восточнее Вычегодским прогибом Мезенской

синеклизы (рис. 3.3.2). Граница между этими структурами проводится условно по резкому увеличению мощности осадочного чехла. В геологическом строении принимают участие два структурно-формационных этажа, различающихся характером распространения, мощностью, вещественным составом и другими признаками. Нижний отвечает кристаллическому фундаменту платформы. Он сложен (по имеющимся представлениям) метаморфогенными породами архея и нижнего протерозоя. Глубина залегания кристаллического фундамента составляет 2.5—3.5 км, а в Вычегодском прогибе поверхность кристаллического фундамента погружается до глубин 3.5—4.5 км и более. Верхний структурно-формационный этаж представлен образованиями осадочного чехла рифейско-вендского, девонского, каменноугольного и пермского возрастов, перекрытыми покровом четвертичных отложений.

В рамках полевых сезонов 2016—2018 гг. наземные магниторазведочные работы Фроловского участка проводились как по системе региональных рекогносцировочных профилей с шагом наблюдений 50 м, так и в виде детальной площадной магнитометрической съемки масштаба 1:5000 с целью локализации выявленных в процессе рекогносцировочных маршрутов аномалий. На первом этапе при помощи компьютерной программы Surfer Golden Software по результатам полевых работ была построена схематическая карта аномального магнитного поля (рис. 5.2.2, цв. вкладка), отражающая общее представление о характере поведения магнитного поля на исследуемом участке, которое в принципе не отличается от опубликованных магнитометрических данных 1:200000 масштаба. Но в градиентной зоне перехода от пониженных значений аномального магнитного поля к повышенным нам впервые удалось обнаружить куст локальных магнитных аномалий, состоящий по крайней мере из трех изолированных локальных аномалий с повышенными значениями магнитного поля небольшой интенсивности (12—15 нТл) и размерами в поперечнике от 100 × 200 м до 300 × 500 м (Конанова, Удоратин, Магомедова, 2017).

На карте первая положительная аномалия (АН1) представлена в виде отдельно стоящей изолированной аномалии с ин-

тенсивностью 15 нТл. Она имеет эллипсовидную форму размером 200×300 м. Вторая магнитная аномалия (АН2) интенсивностью 12 нТл имеет также слегка вытянутую форму с размерами 100×200 м. Третья локальная аномалия (АН3) с размерами 300×500 м представлена также в виде овала интенсивностью до 14 нТл. Аномалеобразующие объекты расположены на глубине 50—100 м и представлены в виде штоков (трубок) субвертикального заложения (Конанова, Удоратин, Магомедова, 2017).

О присутствии близ поверхностных тел основного (ультраосновного(?)) состава свидетельствуют многочисленные находки не окатанных хромшпинелидов идеального октаэдрического габитуса (см. таблицу) при шлиховом опробовании. Первые результаты микрозондового экспресс-анализа хромшпинелидов свидетельствуют о том, что, в них содержание Cr_2O_3 превышает 64 %.

На бинарной диаграмме в координатах Cr_2O_3 — Al_2O_3 фроловские хромшпинелиды располагаются в поле развития дунитов и гарцбургитов, а соотношение хромистости, рассчитанное по формуле: $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \times 100$, также указывает, что эти высокохромистые хромшпинелиды сформировались в глубинных высоко термодинамических условиях верхней мантии (Эволюция..., 2005. с. 941—950).

Минерагенические особенности Фроловской магнитометрической аномалии района Зимстанского узла пересечения систем ортогональных разломов позволили нам сделать предположение о присутствии здесь производных основных или щелочно-ультраосновных мантийных магм. Совершенно очевидно, что данный регион требует дальнейших детальных геолого-геофизических исследований. Кроме этого, при исследовании минерального состава тяжелой фракции Фроловского участка отмечалось, что широкий спектр минералов характерен как для метаморфических, так и для магматических пород, что, вероятно, может свидетельствовать о наличии в регионе долгоживущих активных зон тектонических нарушений, которые могут служить подводящими каналами для формирования полезных ископаемых (Типоморфные особенности..., 2019), что еще раз показывает необходимость постановки специализиро-

Состав хромшпинелидов из района Фроловской аномалии

	Тип линии	Сигма вес. %		Атом. %		Оксид	Вес. % оксида		Сигма вес. % оксида	
		т. н. 1	т. н. 2	т. н. 1	т. н. 2		т. н. 1	т. н. 2	т. н. 1	т. н. 2
O				57,88	58,1					
Mg	К серия	0,17	0,17	5,01	4,32	MgO	7,16	6,05	0,28	0,27
Al	К серия	0,17	0,15	6,75	4,39	Al ₂ O ₃	12,2	7,76	0,32	0,29
Si	К серия	0,08	0,09	0,47	0,84	SiO ₂	1	1,75	0,18	0,19
Cr	К серия	0,35	0,39	23,81	26,33	Cr ₂ O ₃	64,14	69,43	0,51	0,58
Fe	К серия	0,28	0,31	6,08	6,02	FeO	15,49	15,02	0,35	0,4
Сумма:				100	100		100	100		

ванных комплексных научно-исследовательских работ в районе Зимстанского узла.

Выводы по гл. 5. На основе интерпретации карт магнитных и гравиметрических полей различных масштабов, космогеологических карт и карт разломной тектоники, а также результатов работ по изучению особенностей глубинного строения консолидированной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий Русской и Западно-Сибирской плит в объеме гранито-гнейсового и гранулитометабазитового структурно-вещественных комплексов по геофизическим данным, удалось выявить Зимнебрежный, Вашкинский и Зимстанский узлы пересечения ортогональных глубинных разломов на территории северо-восточной окраины Русской плиты, а в пределах Тимано-Печорской — Ижма-Печорский и Коротаихинский.

В результате проведенных детализационных работ на северо-восточной окраине Русской плиты (юг Республики Коми) локализовано местоположение Зимстанского узла пересечения глубинных ортогональных разломов и выявлены в его окрестностях интенсивные локальные гравиметрические аномалии (Фроловская, Четдинская и другие), перспективные на предмет обнаружения тел основного (ультраосновного (?)) состава при производстве детальных геолого-геофизических работ.

В результате проведенных полевых рекогносцировочных геолого-геофизических работ на Фроловском участке близ Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов нами выявлен куст локальных магнитных аномалий, размеры в поперечнике которого достигают 200 м, обогащенный не окатанными хромшпинелидами идеального октаэдрического габитуса, содержание Cr_2O_3 в некоторых из них превышает 64 %. Минерагеническая специфика района Зимстанского узла пересечения ортогональных межрегиональных разломов нами предварительно оценивалась как производная основных (щелочно-ультраосновных (?)) мантийных магм.

Глава 6. ГЛУБИННЫЕ КРИТЕРИИ МАНТИЙНОЙ ГАЗОНОСНОСТИ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция (ТПП) — один из нефтегазодобывающих регионов России. В административном отношении территория ТПП расположена в пределах Республики Коми и Ненецкого автономного округа Архангельской области. Первое письменное упоминание о тиманской нефти относится к 1692 г., а в 1964 г. Вуктыльское газоконденсатное месторождение приобрело статус крупнейшего на европейском севере. В настоящее время на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции насчитывается свыше 200 месторождений углеводородного сырья. Близость ТПП к основным внутренним энергетическим потребителям России и наличие развитой системы нефте- и газопроводов обуславливают экономическую привлекательность для энергетических компаний и инвестиций.

Исследование глубинного строения Тимано-Североуральского сегмента и сопредельных территорий подтолкнуло автора к изучению взаимосвязей глубинного строения и газоносности этого региона. В данной главе освещаются вопросы только с точки зрения критериев региональной глубинной мантийной газоносности исследуемого региона, что составляет лишь сотые доли одного процента от всего объема нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции.

6.1. Региональные критерии мантийной газоносности Тимано-Североуральского региона по глубинным геофизическим данным

В мантии, обладающей низким окислительным потенциалом, в первую очередь водород и гелий, метан и его гомологи, фтор, окись углерода и азот будут первыми компонентами флюидных систем. Из верхней мантии происходит миграция этих компонентов в земную кору по имеющимся каналам (глубинным разломам) или проницаемым блокам консолидированной коры

в осадочный чехол. Преимущественно «кислый» состав пород консолидированной земной коры с низким окислительным потенциалом на пути миграции флюидного потока предопределяет достаточно высокий уровень сохранения первичного состава флюида, и наоборот, безграничные участки земной коры, обладающие высоким окислительным потенциалом, способствуют вытеснению гелия, водорода, метана и его гомологов водой и углекислотой (Флюидный..., 1977). Поскольку гелий обладает высокой удельной теплоемкостью, то он должен испытывать тенденцию к накоплению в высокотемпературной области (Якуцени, 1983). По проницаемым разломам гелий и другие газы мигрируют к поверхности Земли, вместе с растворами, циркулирующими в зоне разломов. Ввиду большой проникающей способности гелия гелиевые аномалии всегда являются индикаторами глубинных разломов. Гелий отличается большой химической инертностью, легкостью, подвижностью, усиливающейся при тектонических разрядах недр и наличии областей повышенной проницаемости (трещиноватости), которые способствуют более активному выделению газа и повышенному стоку его в области пониженных давлений. Тектоническая активизация территории сопровождается изменениями в содержании и изотопном составе гелия. Следует полагать, что восходящие по зонам дробления ювенильные летучие компоненты смешиваются с газами, входящими в кристаллическую структуру минералов и находящимися в межзерновом пространстве пород и далее вверх по разрезу — с газами осадочных толщ. Тектоническая активность недр обеспечивает подпитку существующих залежей не только углеводородами, но и, прежде всего, гелием, выравнивая в нем изотопные отношения газов. Однако, отмечается, что при изучении изотопных составов гелия в нефтяных скоплениях трудно учесть его потери с начальными соотношениями изотопов, которые могут изменяться при повторной тектонической активизации региона, но ожидать наличия в залежах мантийных изотопных меток не приходится (Термодинамическая устойчивость..., 2000).

Все эти глубинные признаки отражены на рисунках 6.1.1. и 6.1.2. На них вынесены области, оконтуривающие следующие глубинные геологические признаки:

- разуплотненные (проницаемые) породы верхней коры,
- разуплотненные породы нижней коры,
- проницаемые породы верхней мантии,
- верхняя кора повышенной мощности (по: Краснопевцева, 2000).

С этих позиций можно предположить повышенную концентрацию мантийного гелия в нефтегазовых месторождениях Тимано-Печорской провинции в районе Коротаихинской и Косью-Роговской впадин. В этих областях наблюдаются наложение исключительно благоприятных глубинных условий для обнаружения высоких концентраций мантийного гелия — наличие восходящей ветви мантийной конвекции, уменьшение мощности консолидированной земной коры с наличием гранито-гнейсового подкомплекса (верхней коры) увеличенной мощности и сокращенной мощностью гранулито-базитового комплекса (нижней коры) для формирования и сохранности гелиевых потоков.

В результате проведенных исследований выявлены перспективные участки на обнаружение мантийного гелия, представленные на прогнозной схеме 6.1.2. В этих областях соотношение He^3/He^4 должно быть несколько повышенным. С учетом глубинных критериев мантийной газоносности Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий можно предположить повышенную концентрацию мантийного гелия и газов мантийного генезиса в нефтегазовых месторождениях Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в районе Косью-Роговской впадины и в прилегающих к ней поднадвиговых участках Западно-Уральской структурно-формационной зоны Урала, в акваториальной части Коротаихинской впадины, в восточной части Ижемской впадины, а также в северной притиманской части Печорской синеклизы (Конанова, Газоносность..., 2007). В пределах северо-востока Русской плиты в северной части Волго-Уральской антеклизы также отмечается перспективная по глубинным критериям область для обнаружения глубинных газовых составляющих, приуроченная к северной оконечности Кировско-Кажимского прогиба, на которую также указывают и данные глубинного сейсмического зон-

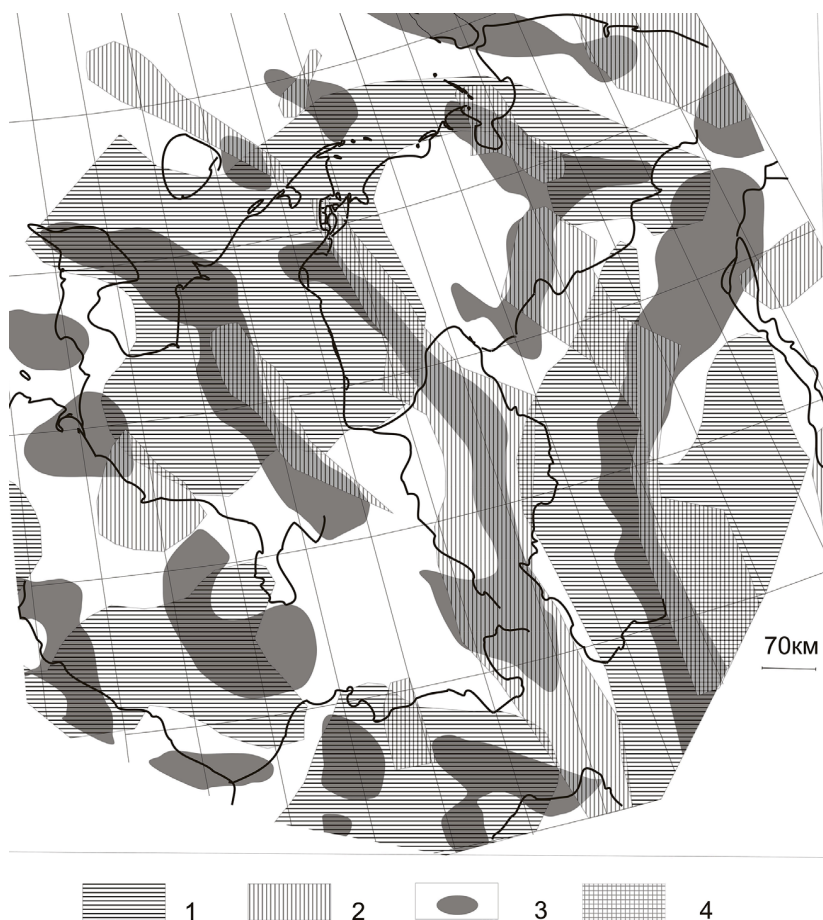


Рис. 6.1.1. Прогнозная схема мантийной газоносности Тимано-Северо-уральского региона (часть 1).

1 — верхняя кора (гранитный слой) повышенной мощности по данным ГСЗ,
 2 — верхняя мантия повышенной проницаемости (пониженной плотности), 3 — непроницаемые породы консолидированной части земной коры,
 4 — перспективные участки по глубинным признакам

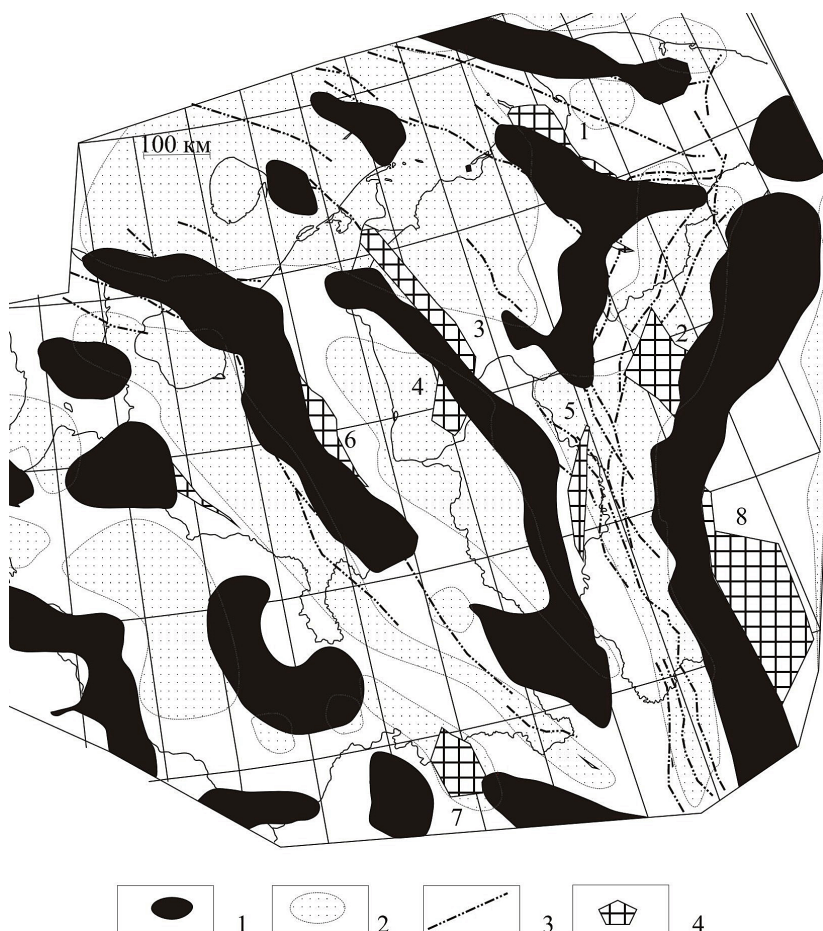


Рис. 6.1.2. Прогнозная схема мантийной газоносности Тимано-Северо-уральского региона (часть 2).

Условные обозначения: 1 — породы нижней коры повышенной плотности (пониженной проницаемости), 2 — породы верхней коры пониженной плотности (повышенной проницаемости), 3 — основные глубинные разломы, 4 — перспективные участки: 1 — Кортаихинский, 2 — Косью-Роговский, 3 — Печоро-Колвинский, 4 — Ижемский, 5 — Печорогородский, 6 — Притиманский, 7 — Кировско-Кажимский, 8 — Зауральский

дирования (Булин, 2000; Геодинамика..., 2006). На сопредельной территории Западной Сибири также имеется один такой перспективный участок, названный нами Приуральский.

При наличии в Тимано-Североуральском регионе и сопредельных территориях соответствующих поверхностных с точки зрения глубинной геофизики условий — разломов, высокоемких резервуаров, покрышек, структурных и прочих ловушек в разрезе осадочного чехла, которые являются классическими поисковыми объектами для геологов-нефтяников — в пределах выявленных нами перспективных площадей следует ожидать присутствия залежей нефти и газа с самым высоким содержанием мантийных газовых составляющих.

6.2. Схемы вероятной разгрузки глубинных газовых составляющих мантийных флюидизатов

В этом разделе приводится три фрагмента глубинных разрезов ГСЗ (рис. 6.2.1, 6.2.2, 6.2.3, цв. вкладка) для Тимано-Североуральского региона и прилегающих территорий по Н. К. Булину и А. В. Егоркину (2000), на которые вынесены гравиметрические данные, полученные в результате гравитационного зондирования и показаны возможные схемы разгрузки газовых составляющих мантийного флюидизата в осадочный чехол ТПП.

Н. К. Булиным и В. А. Егоркиным (Булин, 2000) выделены два типа доменов — высокоскоростные и низкоскоростные. Высокоскоростные (повышенной плотности) домены характеризуются повышенной жесткостью, консолидированностью, развитием трещиноватости горных пород, а ослабленные (пониженной плотности) — пониженной жесткостью пород, повышенной флюидонасыщенностью. В работе приводятся сейсмические данные, которые свидетельствуют о наличии в консолидированной коре экранов, регулирующих процессы вертикальной миграции флюидно-газовых компонентов, содержащих разнообразные углеводородные соединения (Булин, 2000).

Лузское и Сотчемюское скопления углеводородов, представленные на фрагменте геотраверса Мурманск-Кызыл (рис. 6.2.1) располагаются над выступом высокоскоростной

верхней мантии (8,53 км/с), над толщей с аномально низкими значениями аномалии отношения скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн в верхней и средней коре. Для Западно-Соплесского скопления углеводородов характерны присутствие на глубинах 9—16 км волновода для S-волн, наличие радиогеохимической аномалии Th, высокие значения поглощения Р-волн и низкие значения добротности. В блоке, где расположено Лузское нефтяное скопление, поглощение Р-волн повышенное, а добротность близка к фону (Булин, 2000). Гравиметрические данные по нижней части литосферы и верхней мантии, полученные в результате интерпретации поля силы тяжести, позволили выявить в средней части представленного разреза зону разуплотнения, ассоциирующую с проницаемыми породами литосферной мантии, распространяющихся до глубин приблизительно 100 км. Зона контакта «холодных» и «горячих» литосферных блоков в пространственном отношении, видимо, отвечает за возникновение флюидизата с пониженными значениями скорости в консолидированной коре. Градиент изменения скоростных параметров в консолидированной коре максимален в восточной части представленного разреза.

В створе геотраверса Белое море — г. Воркута, проходящего через Печоро-Кожвинский, Колвинский, Хорейверский нефтегазоносные районы (рис. 6.2.2), расположены Возейские скопления углеводородов. Здесь выделены толща с низкими значениями V_p/V_s в базальном слое коры, домен на глубинах 24—33 км с пониженной скоростью V_s в западных и в восточных районах фрагмента сейсмического разреза. Слой с повышенными значениями скорости V_s на глубинах 16—24 км прослеживается между ПК 66—95. В пределах Хорейверского нефтеносного района присутствуют среднекоровый «слой» с высокими значениями V_s , среднекоровый волновод для Р- и S-волн и базальный слой с пониженными значениями V_p/V_s и высокой скоростью V_s (Булин, 2000). Гравиметрические данные свидетельствуют о наличии зон релаксации температур, давлений и напряжений в створе геотраверса, расположенные на различных глубинах литосферы и подлитосферной мантии. Совместный анализ

сейсмических и гравиметрических данных позволяет сделать заключение, что максимальные градиенты изменения физических свойств горных пород по вертикали и латерали отмечаются в центральной части фрагмента профиля, в районе Возейских месторождений углеводородов (пк 75), где наблюдается субвертикальное расположение скоростных и плотностных контактов с глубины 100 км до поверхности консолидированного фундамента.

В створе геотраверса Чешская Губа — Пай-Хой (рис. 6.2.3) отмечается четырехслойное строение консолидированной коры, контрастные скоростные контакты занимают субвертикальное положение. Увеличена вертикальная протяженность скоростных межблоковых контактов, более высокие значения V_p/V_s в двух верхних слоях коры и повышенная латеральная изменчивость скоростных характеристик отдельных «слоев». Крупные скопления углеводородов Шапкина-Юрьяхинского нефтегазоносного района располагаются в пределах блока земной коры с мощным базальным волноводом и перекрывающим его доменом с высокими значениями скорости прохождения продольных сейсмических волн. В смежном блоке (ПК 23—36) присутствуют исключительно нефтяные скопления и отмечен базальный волновод для Р — волн (Булин, 2000). По гравиметрическим данным плотностные контакты также отмечаются на разных уровнях литосферы с глубины 300 км. Плотностные неоднородности нижних слоев литосферы и подлитосферной мантии находят отражение и в консолидированной коре фрагмента геотраверса, что выражается в размещении границ блоков земной коры с разными физическими свойствами горных пород над границами верхнемантийных блоков. Отмечается расположение флюидонасыщенных горных пород консолидированной коры региона, обладающих пониженными значениями скоростей прохождения продольных и поперечных сейсмических волн, над границами мантийных плотностных неоднородностей, где наблюдается релаксация температур, давлений и, вероятно, происходит дегазация верхнемантийных пород.

Выводы по гл.6. Зона релаксации температур, давлений и напряжений, образующаяся на границах разнородных блоков ли-

тосферы от ее подошвы до кровли, оказывает значительное влияние на формирование геофизических неоднородностей с аномальными характеристиками по сравнению с вмещающими породами. Очевидно, что отвергать мантийную составляющую газоносности в качестве дополнительного источника тепла и энергии в зонах релаксации температур, давлений и напряжений в мантийной и нижнекоровых частях литосферы при формировании агрессивной геохимической среды дефлюидизата в верхнекоровых частях геологического разреза нефтегазоносных провинций не следует.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Информацию об особенностях глубинного строения литосферной и подлитосферной мантии слабо изученных Тимано-Печорской и сопредельных плит можно извлечь в результате интерпретации поля силы тяжести по принципу гравитационного зондирования в комплексе с другими геолого-геофизическими данными. По результатам расчетов гравиметрического поля созданы первые плотностные разрезы мантии Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий. При этом удалось при минимуме априорных данных (поле силы тяжести) извлечь абсолютно новую информацию о строении литосферы и подлитосферной мантии данного региона, причем точность построения плотностных разрезов мантийной части сопоставима с результатами сейсмической томографии, а построенные плотностные разрезы отражают реальное физическое состояние вещества мантии и являются весьма информативными.

В результате проведенных исследований выделены границы блоков пород с разными физическими свойствами (плотностью) в пределах Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий. С учетом того факта, что более плотные породы мантии являются менее проницаемыми для глубинных флюидов, а разуплотненные породы являются флюидо- и газонасыщенными, изучена проницаемость литосферы и подлитосферной мантии территории.

Региональные гравиметрические исследования выявили существенные отличия строения литосферы Печорской плиты от районов ее обрамления и позволили оконтурить ее границы по глубинным признакам. Литосфера Печорской плиты отличается от сопредельных плит значениями мощности и степенью консолидированности горных пород. Нижняя граница литосферы Тимано-Печорской плиты устанавливается на глубине 160—300 км, Западно-Сибирская плита отличается пониженными значениями мощности, которая не превышает 150 км. Границы Печорской плиты проходят по шовным зонам, характеризующимся линейно-вытянутыми аномалиями

плотностных параметров на уровне консолидированной коры и верхней мантии. Степень консолидированности литосферы на территории Европейского Северо-Востока России максимальна для Русской плиты, минимальна для Западно-Сибирской, а для Печорской плиты занимает промежуточное положение.

Отчетливо и достаточно однозначно фиксируется шовная зона стыка Русской и Тимано-Печорской плит, которая с северо-запада протягивается широкой (100—200 км) полосой на юго-восток вдоль Тиманской гряды, соединяясь на юге с Уральской шовной зоной стыка Русской и Западно-Сибирской плит. Уральская шовная зона по размерам в поперечнике достигает 300—400 км и прослеживается в субмеридиональном направлении с юга на север до района Байдарацкой губы. Северо-восточную границу Тимано-Печорской плиты с достаточной долей уверенности следует проводить по Вайгачско-Пайхойской зоне стыка. Северо-западная граница Печорской плиты проводится условно по Куренцовской ступени по резкому изменению мощности консолидированной коры, а в поле развития плотностных неоднородностей она носит не столь явный характер.

Исследование структуры плотностных неоднородностей гнейсо-гранулитового и гранулито-метабазитового комплексов консолидированной части земной коры Тимано-Североуральского региона свидетельствует о том, что основные надпорядковые структуры территории исследований имеют корни до глубины 15—25 км, характеризующиеся различиями плотностей слагающих их пород. Повышенные значения температур приурочены к тем участкам консолидированной земной коры, где наблюдаются пониженные значения плотности горных пород, а холодные аномальные участки свидетельствуют о наличии пород избыточной плотности.

Выявлено, что современный тектонический план рассматриваемого региона связан со структурами верхней и нижней консолидированной коры. Нижне- и верхнекоровые плотностные неоднородности имеют северо-западную («тиманскую») ориентировку в западной (платформенной) и крайней север-

ной (Пай-Хой) части территории и субмеридиональную и северо-восточную — в восточной (Приуралье и Урал) ее части.

Прочностные свойства верхнемантийных пород, характеризующие степень консолидации пород верхней мантии, максимальны в пределах северо-восточной окраины Русской плиты, минимальны — в пределах Западно-Сибирской, а у Печорской плиты занимают среднее положение. Данные гравиметрического зондирования по верхней мантии не противоречат опубликованным материалам ГСЗ для данной территории и позволяют обоснованно оконтурить Тимано-Печорскую плиту, отличающуюся от соседних территорий особенностями размещения глубинных плотностных неоднородностей.

Выявлено, что литосферная мантия несет в себе информацию о геодинамической активности недр (утоненная литосфера), или об ее отсутствии (утолщенная литосфера) на современном этапе развития геосферы в более доступном виде, изобавленном в значительной степени от влияния палеозойских структур. Утоненная литосферная мантия Западно-Сибирской плиты вследствие незначительной глубины залегания ее подошвы в значительной степени подвержена влиянию молодых (современных, с учетом геологического возраста Земли) мантийных плюмов, обладающих пониженными значениями плотностных параметров, изометричными формами залегания и характеризующихся геохимической активностью содержащихся в них флюидов.

Для Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий составлена прогнозная схема мантийной газоносности. Очевидно также, что мантийная составляющая газоносности, образующаяся при релаксации температур, давлений и напряжений на границах разнородных блоков литосферной и подлитосферной мантии, может оказывать значительное влияние на формирование агрессивной геохимической среды в коровых частях геологического разреза нефтегазоносных провинций в качестве дополнительного источника энергии.

В результате проведенных исследований глубинного строения литосферы и подлитосферной мантии Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий Русской

и Западно-Сибирской плит выявлены перспективные участки на севере Волго-Уральской антеклизы в зоне сочленения Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов и Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы на предмет коренной алмазности, которые рекомендованы для проведения комплекса рекогносцировочных геолого-геофизических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксаментова Н. В. Тектоническая корреляция структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента Русской плиты // Литосфера. 2002. № 1. С. 31—47.
2. Аксаментова Н. В. Структурно-вещественные комплексы и тектоническое районирование кристаллического фундамента Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 1. С. 3—13.
3. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала (Науч. докл. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 413). Сыктывкар, 1999. 48 с.
4. Андреичев В. Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7—12.
5. Андреичев В. Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронометрическим данным // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 2. С. 16—21
6. Аномалии гравиметрического поля <https://openmap.mineral.ru/Standard>
7. Аномалии магнитного поля ΔT_a <http://geomag.org/models/emag2.htm>
8. Аномалии магнитного поля ΔT_a <https://openmap.mineral.ru/Standard>
9. Артемьев М. Е. Гравиметрия и изостазия: современное состояние и новые задачи // Комплексные исследования по физике Земли (Ин-ту физ. Земли 60 лет). М., 1989. С. 53—69.
10. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Изд-во СО РАН; Филиал Гео, 2001. 276 с.
11. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И. С. Гамберга. Л.: Недра, 1988. 263 с. (Тр./ ВНИИокеангеология; Т. 196).
12. Башилов В. И. Разломы и эндогенные режимы Тимано-Печорского бассейна. Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ИОФЗ РАН, 1997. С. 126—146.
13. Башилов В. И. Разломы фундамента севера Восточно-Европейской платформы, их тектоническое значение и мето-

ды выявления. Геология и геохимия севера европейской части СССР. М. МГПИ. 1983. С. 105—119.

14. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя // Геотектоника. 1984. №2. С. 51—57.

15. Берлянд Н. Г. Глубинное строение литосферы Урала. СПб.: Из-во ВСЕГЕИ, 2007. 255 с.

16. Блинова Т. С., Удоратин В. В., Дягилев Р. А., Баранов Ю. В., Носкова Н. Н., Конанова Н. В. Сейсмичность и сейсмическое районирование слабоактивных территорий. Пермь: ГИ УрО РАН, 2015. 178 с.

17. Богацкий В. И., Богданов Б. П. Уточнение геологического строения и перспектив нефтегазоносности Казанско-Кажимского авлакогена и его обрамления. Ухта: ТП НИЦ-2, 2003.

18. Богданов Н. А., Хаин В. Е. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части европейской России масштаба 1:2500000. М., 1996. 24 с.

19. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

20. Буш В. А., Калмыков Б. А. Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. № 5. 2015. С. 43—61.

21. Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных аномалий древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская). М.: Наука, 1976. 270 с.

22. Генштафт Ю. С. Геофизика, геология, петрофизика — итоги и перспективы // Вопросы Петрофизика. Справочник в трех книгах / Ред. Н. Б. Дортман. М., 1992. Кн. I, 391 с; Кн. 2, 256 с.

23. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Отв. ред. С. В. Аплонов, Д. Л. Федоров. СПб.: Наука, 2006. 319 с. 102 ил.

24. Геодинамическая эволюция и геолого-геофизические межгеосферные взаимосвязи литосферы северо-восточной окраины Европейского кратона / А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, Н. Н. Носкова, Ю. И. Пыстина, Н. И. Тимонин, В. В. Удоратин,

В. Г. Оловянишников, В. А. Лютое, Т. А. Пономарева. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 125 с.

25. Геологические предпосылки выявления месторождений алмазов в Тимано-Уральском регионе / Юшкин Н. П., Пыстин А. М., Кононова Н. В. и др. // Региональная геология и металлогения. СПб.: Из-во ВСЕГЕИ, 2005. № 26. С. 115—120.

26. Геология СССР. Т. II. Ч. I. Геологическое строение. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР / Гл. ред. А. В. Сидоренко. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1079 с.

27. Геолого-геофизические межгеосферные взаимосвязи литосферы северо-восточной окраины Европейского кратона / А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, Т. А. Пономарева, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 24 с.

28. Глубинное строение и возможные геодинамические обстановки при формировании земной коры севера восточной окраины Европейского кратона в протерозое / А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, В. Г. Оловянишников, Ю. Б. Пыстина, В. В. Удоратин. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 20 с.

29. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / А. М. Пыстин, В. Л. Андреичев, О. В. Удоратина и др. / Отв. ред. А. М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.

30. Гравиметрическая карта России, увязанная с картами по территории стран СНГ. М.: 1:2500 000/ Гл. ред. О. В. ПЕТРОВ. Федеральное агентство по недропользованию. Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»). 2008.

31. Данилевский С. А., Склярова З. П., Трифачев Ю. М. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Т. 2. Атлас карт. Ухта: 2001.

32. Данилевский С. А., Склярова З. П., Трифачев Ю. М. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта, 2003. 298 с.

33. Дараган-Суцова Л. А., Петров Е. О., Дараган-Суцов Ю. И. К вопросу о возрасте фундамента Баренцево-Карского региона // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 21—27.

34. Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 275 с.

35. Дедеев В. А., Юдин В. В., Богацкий В. И. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Сыктывкар, 1989. С. 18—20

36. Дембовский Б. Я. Структурно-формационная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 22 с.

37. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.

38. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

39. Еномян В. С. Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1971. 26 с.

40. Енцова Ф. И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом // Геотектоника. 1981. № 1. С. 58—69.

41. Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемым источником поля. Л.: Наука, 1990. 150 с.

42. Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб: Наука, 1994. 112 с.

43. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Н. В. Шаров, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукин ... Удоратин В. В. и др.: в 2 кн: Петрозаводск, 2007. 477 с.

44. Изостатическая модель литосферы северной Евразии / М. Е. Артемьев, В. А. Кучериненко, М. К. Кабан и др. Физика Земли № 3. 1992. С. 3—15.

45. Карта аномального магнитного поля (ΔT_a) территории СССР и некоторых прилегающих акваторий, масштаб 1:10 000 000 / под ред. З. А. Макаровой, Н. Т. Шмияровой, МинГео СССР, ВСЕГЕИ, 1978

46. Кимберлиты и кимберлитовые породы: кимберлиты — ультраосновная формация древних платформ / Б. М. Влади-

миров, Л. В. Соловьева, А. И. Киселев и др. Новосибирск: Наука, 1990. 264 с.

47. Конанова Н. В. Глубинное строение Пай-Хоя и сопредельных территорий. Сыктывкар, 1997. 96 с.

48. Конанова Н. В. Газоносность Тимано-Североуральского региона (глубинные критерии) / Международный научно-технический журнал ГЕОРЕСУРСЫ. № 4 (23). 2007. С.37—39

49. Конанова Н. В. Плотностные неоднородности литосферы Тимано-Североуральского региона // Отечественная геология. № 6. 2007. С. 28—33.

50. Конанова Н. В. Перспективы коренной алмазности зоны стыка Сысольского свода и Кировско-Кажимского авлакогена севера Волго-Уральской антеклизы // ДАН. 2008. Вып. 423. № 4. С. 498—501.

51. Конанова Н. В. Объемные модели гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 9. С.3—5

52. Конанова Н. В. Узлы пересечения ортогональных разломов европейского севера России по геофизическим данным // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 7. С. 8—14.

53. Конанова Н. В., Льюрова Т. А. Геоплотностные модели литосферы Печорской и севера Западно-Сибирской плит. Сыктывкар, 1993. 20 с. (Научные доклады / Коми научный центр УрО Российской Академии наук; Вып. 324).

54. Конанова Н. В, Удоратин В. В. Взаимосвязь плотностных неоднородностей консолидированной коры европейского северо-востока России с эпицентрами землетрясений // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 4. С. 2—4

55. Конанова Н. В, Удоратин В. В. Районирование кристаллического фундамента Тимано-Северокральского сегмента литосферы и сопредельных территорий по геофизическим данным // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014. № 6. С. 7—13.

56. Конанова Н. В., Удоратин В. В., Магомедова А. Ш. Магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 12. С. 25—30.

57. Космогеологическая карта <https://openmap.mineral.ru/Standard>

58. Костюченко С. Л. Морозов А. Ф., Кременецкий А. А. Тимано-Урало-Пайхойская коллизационная область: строение, эволюция, геодинамика. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований. М.: Геокарт-ГЕОС (Роснедра, ГФУП «ВНИИГеофизика», ФГУП ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2012. 210 с

59. Краснопевцева Г. В., Щукин Ю. К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Глубинное строение литосферы по результатам сейсмических исследований / Региональная геология и металлогения. №10. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. 2000. С. 75—85.

60. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В. и др. Формирование коллизионного орогена протоуралид-Тиманид // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 21—23.

61. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск, 2004. 285 с.

62. Латеральные и вертикальные неоднородности и позднедокембрийская геодинамика северо-восточной окраины Европейского кратона / А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, В. Г. Оловянишников, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 24 с.

63. Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минералогия / А. М. Пыстин, В. Л. Андреев, А. И. Антошкина, ..., Н. В. Конанова и др // Отв. ред. А. М. Пыстин, А. И. Антошкина, Л. В. Махлаев. Сыктывкар: Геопринт. 2008. 240 с.

64. Маловичко А. К., Костицын В. И. Гравиразведка: Учебн. для вузов. М.: Недра, 1992. 357 с.: ил.

65. Маловичко А. К., Тарунина О. Л. Использование высших производных при обработке и интерпретации результатов геофизических наблюдений. М.: Недра, 1981. 186 с.

66. Малышев Н. А. Разломы европейского Северо-Востока СССР в связи с нефтегазоносностью. Л., 1986. 112 с.

67. Мальков Б. А. Алмазоносные «вишериты» Урала и их геологи: информация к размышлению // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 1998. № 4. С. 5—7.

68. Мальков Б. А., Андреичев В. Л. Алмазаноносные тагамиты Карской астроблемы // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2010. № 3. С. 5—11.

69. Мещеряков Г. А., Фыс М. М. Трехмерная плотностная модель Земли. Ч. II // Геофиз. журн. 1990. 12. № 5. С. 11—21.

70. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.

71. Модель докембрия Тимано-Печорского геоблока / В. С. Дружинин, П. С. Мартышко, Н. И. Начапкин и др. // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 9 (225). С. 2—9.

72. Недра Северо-Запада Российской Федерации / В. А. Коронин, Л. В. Турылева, Д. Г. Руденко, Г. Н. Ключникова. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

73. Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

74. Оловянишников В. Г. Геологическое развитие Северного Тимана и п-ва Канин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.

75. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности / А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев и др. Сыктывкар, 1984. 50 с. (Сер. препринтов сообщ. «Науч. реком. нар. хозяйству» / АН СССР. Коми фил.; вып. 48).

76. Особенности дизъюнктивной тектоники севера Урала в свете новейших геолого-геофизических данных / Б. И. Тарбаев, Л. Н. Беляков, А. С. Воинов и др. // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 126—134.

77. Покровное строение Пай-Хоя / Л. Н. Беляков, Б. Я. Дембовский, Н. В. Кишка и др. // ДАН СССР. 1985. Т. 282. № 1. С. 151—154.

78. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

79. Пучков В. Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной косо ориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66—75.

80. Сейсмический потенциал Тимано-Североуральского региона / Блинова Т. С., Удоратин В. В., Конанова Н. В., Носкова Н. Н., Баранов Ю. В. // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, январь. 2012. № 1. С. 18—21

81. Семенов Б. Г. Зависимость плотность-скорость и учет термодинамических условий при построении плотностной модели земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 1983. С. 90—98.

82. Соболев В. С. Петрология верхней мантии и происхождение алмазов: Избр. тр. Новосибирск: Наука, 1989. 252 с.

83. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

84. Соколов Б. А., Хаин В. Е. Геофлюидодинамическая модель нефтегазообразования в осадочных бассейнах // Геодинамическая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1997. С. 5—9.

85. Строение и эволюция литосферы северо-восточной окраины Европейского кратона / А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, Н. Н. Носкова, Н. И. Тимонин, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин, Т. А. Пономарева. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 16 с.

86. Строение и условия формирования верхней части консолидированной коры северо-восточной окраины Европейского кратона / А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, В. Г. Оловянишников, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 24 с.

87. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.

88. Тарунина О. Л. Применение численного дифференцирования при интерпретации гравитационных аномалий: Уч. пос. по спецкурсу Пермь: Изд.-во ПГУ, 1987. 88 с.

89. Тектоника севера Русской плиты / Под ред. В. А. Дедеева, С. М. Домрачева, Л. Н. Розанова. Л.: Недра, 1969. 167 с.

90. Тектоническая карта Печорской плиты (Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции) / Гл. ред. В. И. Богацкий, В. А. Дедеев, редакционная коллегия: А. С. Головань, В. И. Громека, Н. И. Лисин, В. Б. Ростовщиков, А. К. Цехмейстрюк, В. В. Юдин, Б. А. Яралов. Сыктывкар, 1985.

91. Тектоническая карта Печорской плиты / В. А. Дедеев, В. В. Юдин, В. И. Богацкий и др. Сыктывкар, 1985. 12 с.

92. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных / П. С. Мартышко, И. В. Ладовский, Н. В. Федорова и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. 94 с.

93. Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя / А. А. Беляев, А. А. Иевлев, В. В. Юдин и др. Сыктывкар, 1989. 24 с. (Сер. препринтов «Науч. докл.» УрО АН СССР. Коми научный центр; вып. 224.).

94. Термодинамическая устойчивость мантийных углеводородов / В. С. Зубков, В. А. Бычинский, И. К. Карпов, А. Н. Степанов // Геология нефти и газа. 2000. 2. С. 59—63.

95. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 240 с.

96. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона // А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, Н. В. Конанова, И. Л. Потапов. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.

97. Типоморфные особенности золота аллювиальных отложений Фроловского участка (Усть-Куломский район, Республика Коми) / Н. С. Ковальчук, С. И. Исаенко, Н. В. Конанова, Т. Г. Шумилова, Ю. В. Данилова // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. № 1. С. 35—44.

98. Томографический разрез литосферы Урала / Л. П. Винник, Е. Е. Золотов, Г. Л. Косарев и др. // ДАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 668—671.

99. Удоратин В. В., Конанова Н. В. Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPECH // Отечественная геология. № 1. 2000. С. 15—23.

100. Удоратин В. В., Конанова Н. В., Попов И. В. Глубинное строение Карской кольцевой структуры // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2010. № 4. С. 47—53

101. Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 51—61.

102. Физические поля Карской кольцевой структуры и ее окружения / Удоратин В. В., Попов И. В., Магомедова А. Ш., Лысюк А. Ю., Юшкин Н. П. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 25 с. (Отчетная серия, № 9 (58)).

103. Флюидный режим земной коры и мантии / Ф. А. Летников и др. М.: Наука, 1977. 216 с.

104. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л. Т. Белякова, В. И. Богацкий, Б. П. Богданов, Е. Г. Довжикова, В. М. Ласкин. Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. 288 с.

105. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 554 с.

106. Хуторской М. Д., Поляк Б. Г., Кононов В. И. Современные проблемы геотермии // Труды Геологического института. Вып. 565: Современные проблемы геологии; отв. ред.: Ю. О. Гаврилов, М. Д. Хуторской. М.: Наука, 2004. С. 142—186.

107. Цыганов В. А. Новые данные о геологическом строении территории Мезенской синеклизы и ее перспективах на углеводороды (по результатам высокоточной аэромагнитной съемки) // Георесурсы. 2006. № 1(18). С. 26—35.

108. Шаблинская Н. В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л., 1982. 155 с.

109. Шкодзинский В. С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.

110. Эволюция состава шпинелидов из кимберлитов / А. В. Бовкун, В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева, П. А. Самсонов // Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: ВГУ, 2005. С. 941—950.

111. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 285 с.

112. Юдин В. В., Дедеев В. А. Геодинамическая модель Печорской плиты. Сыктывкар, 1987. 12 с. (Серия препринтов «Науч. докл.» / АН СССР. Коми фил; вып. 171).

113. Якуцени В. П., Анищенко Л. А. Прогноз зон интенсивного газонакопления в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне. Серия препринтов сообщений «Научные рекомендации — народному хозяйству» Коми филиал АН СССР, 1983. 41 с.

114. Woollard G. P. Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. *Bur. Grav. Int. Bull. Inf.* 1975. № 36. p. 106—110.

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ.....	6
Глава 2. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ	17
Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ.....	29
3.1. Гравитационное поле	29
3.2. Магнитометрическое поле	36
3.3. Узлы пересечения ортогональных разломов Европейского Севера России по геофизическим данным	40
3.4. Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPESCH.....	48
3.5. Об уровне изостатической компенсации Печорской и Западно-Сибирской плит.....	55
3.6. Температурный режим литосферы Тимано-Североуральского региона.....	60
3.7. Плотностные неоднородности консолидированной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий.....	67
3.7.1. Плотностные неоднородности верхней коры	67
3.7.2. Плотностные неоднородности нижней коры	72
3.8. Районирование земной коры Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий.....	76
Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ	82
4.1. Плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий.....	83
4.2. Объемные модели плотностных неоднородностей земной коры	94
4.3. Районирование кристаллического фундамента Тимано-Североуральского сегмента литосферы и сопредельных территорий (по геофизическим данным)	97
4.4. Глубинное строение Карской кольцевой структуры	108

4.5. Взаимосвязь плотностных неоднородностей консолидированной коры Европейского Северо-Востока России с эпицентрами землетрясений	118
Глава 5. ГЛУБИННЫЕ КРИТЕРИИ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСТИ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	122
5.1. Алмазность Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий.....	123
5.2. Локальные магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба.....	127
Глава 6. ГЛУБИННЫЕ КРИТЕРИИ МАНТИЙНОЙ ГАЗОНОСТИ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА	133
6.1. Региональные критерии мантийной газности Тимано-Североуральского региона по глубинным геофизическим данным	133
6.2. Схемы вероятной разгрузки глубинных газовых составляющих мантийных флюидизатов	138
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	142
ЛИТЕРАТУРА.....	145

Научное издание

Надежда Витальевна Конанова

**Глубинное строение
Тимано-Североуральского региона
(по гравиметрическим данным)**

Рекомендовано к изданию
учёным советом Института геологии
им. академика Н. П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Редактор *Каблис Г. Н.*
Компьютерная верстка и дизайн обложки *Перетягин А. Ю.*

Усл. печ. л. 11. Уч.-изд. л. 10.8.
Тираж 80 экз. Заказ № 1120

Оригинал-макет подготовлен
издательско-информационным отделом
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.
geoprint@geo.komisc.ru