

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
Институт геозкологии им. Е.М. Сергеева РАН**

На правах рукописи

Макеев Владимир Михайлович

**СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УСТОЙЧИВОСТИ
ОСОБО ОПАСНЫХ И ТЕХНИЧЕСКИ СЛОЖНЫХ ОБЪЕКТОВ
НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ**

**Специальность 25.00.08 – Инженерная геология, мерзлотоведение и
грунтоведение**

**ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук**

Москва — 2014

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение_____	4
Глава 1. Обзор изученности условий формирования новейших структур и критериев оценки устойчивости территорий особо опасных и технически сложных объектов_____	17
1.1. Обзор представлений о геодинамических условиях формирования неотектонических структур_____	18
1.2. Обзор нормативных документов по оценке геодинамической устойчивости особо опасных и технически сложных объектов _____	33
Глава 2. Докайнозойские (древние) вещественно-структурные условия и их геодинамическая оценка_____	47
2.1. Оценка вещественно-структурных условий кристаллического фундамента и осадочного чехла_____	49
2.2. Метод выявления структурной рассогласованности опорных горизонтов осадочного чехла_____	86
2.3. Рассогласованность деформаций опорных горизонтов и ее геодинамическая оценка_____	90
Глава 3. Структурно-геоморфологические условия: их качественная и количественная оценка_____	111
3.1. Методика составления структурно-геоморфологических карт_____	111
3.2. Цикличность, поэтапные амплитуды и скорости поднятий и неотектонические структуры_____	113
3.2.1. Дочетвертичный, четвертичный рельеф и отложения Островецкого района (среднее течение р. Виляя)_____	113
3.2.2. Рельеф, отложения и экзогенные процессы Монаковского района (нижнее течение р. Ока)_____	149
3.2.3. Рельеф и отложения Курчатовского района (среднее течение р.	

Сейм) _____	184
Глава 4. Геодинамические условия формирования неотектонических структур _____	230
4.1. Геодинамические системы, геодинамически активные зоны, линейные элементы и современное поле напряжений _____	232
4.2. Сейсмичность платформенных территорий _____	309
Глава 5. Структурно-геодинамическая устойчивость территорий особо опасных и технически сложных объектов _____	323
5.1. Оценка структурно-геодинамической устойчивости _____	325
5.2. Концепция структурно-геодинамической устойчивости _____	353
ЗАКЛЮЧЕНИЕ _____	358
СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ _____	374
ЛИТЕРАТУРА _____	376

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Актуальность исследований платформенных территорий обусловлена следующими фундаментальными и практическими проблемами.

Фундаментальные исследования направлены на выявление закономерностей и причин пространственно-временного формирования неотектонических структур.

Выявление неотектонических структур (морфологии), оценка и прогноз их современной активности представляют большую трудность. Незначительность амплитуд, скоростей и градиентов деформаций с трудом устанавливаются обычными методами. Часто не ясны геодинамические условия формирования неотектонических структур. Изучение этих процессов, особенно в ограниченных строительством районах, может быть актуализировано на основе структурно-геоморфологического метода, признающего прерывистость неотектонических движений во времени. Разновозрастные и разнородные поверхности с циклическим характером развития являются реперами для качественной и количественной оценки этих структур. Исследование деформаций этих поверхностей позволяет установить морфологию структур, их амплитуды и скорости за суммарный новейший этап и за отдельные стадии четвертичного времени. Одновременно осуществляется исследование вещественно-структурных условий и геодинамических условий формирования неотектонических структур.

Практические проблемы решаются на основе структурно-геодинамических исследований (структурно-геоморфологических и структурно-геодинамических), входящих в состав инженерно-геологических изысканий. Они направлены на обеспечение рационального размещения особо опасных и технически сложных объектов и имеют решающее значение для безопасного использования территорий, защиты окружающей среды и населения. Изыскания направлены на исключение непригодных и ограниченно непригодных территорий во избежание негативных последствий из-за аварий на особо опасных объектах. Отрицательным примером таких последствий является событие на Чернобыльской АЭС, Ровенской АЭС, закрытие строящейся Крымской АЭС, авария на АЭС Фукусима, раз-

рушение плотины на территории Тайваня при землетрясении Chi-Chi в 1999 г. и т.д. Плотина была построена в зоне ВОЗ на активном разломе. Авария на Чернобыльской АЭС не была связана с опасными геодинамическими процессами, но ошибка в расположении станции, построенной на водопроницаемых грунтах, привела к необходимости срочного и дорогостоящего строительства после аварии противофльтрационных завес, дамб ограждения реки Припять и экранов под реакторным отделением.

Положительный пример – Армянская АЭС, которая построена в зоне высокой геодинамической и сейсмичности. Благодаря высокому уровню изысканий и верных проектных решений она выдержала мощное Спитакское землетрясение и продолжает работать в штатном режиме. На Ново-Воронежской АЭС для обоснования проектных решений успешно решены задачи физического моделирования карстово-суффозионных процессов. Имеются и другие примеры реальных оценок геодинамического фактора.

Развитие особо опасных технологий производства энергии (крупные атомные и тепловые электростанции, гидроузлы, плотины и т.д.) и строительство других инженерных объектов приводят к ужесточению требований к оценке геодинамической устойчивости территорий размещения этих объектов как на равнинах, так и в горных областях. В этой связи опасность аварии на энергетически важных объектах, приводящая к экономическому ущербу, невозможным потерям и к тяжелым экологическим последствиям, обуславливает необходимость обеспечивать высокие уровни устойчивости территорий их размещения.

Для обеспечения геодинамической (инженерно-технической) устойчивости больших и малых территорий важны не столько реконструкция геологических событий новейшего, четвертичного и даже современного этапов, сколько прогноз геодинамической активности на ближайшее будущее. В работе это осуществляется на основе постадийной оценки неотектонических деформаций. Подобного типа исследования требуют иных подходов к пространственному охвату изучаемых территорий, принципиально иной и значительно более высокой детальности исследований и необходимости структурно-геодинамического районирования. Как

правило, это малые или относительно небольшие территории, предназначенные для строительства.

Многие вопросы, так или иначе, связаны с оценкой геодинамических условий нахождения проектируемых особо опасных инженерных объектов. Геодинамические условия, особенно современные, предопределяющие весьма значимые особенности и закономерности строения и развития геологической среды, ответственны за обеспечение инженерно-геологической, геодинамической и экологической безопасности. Знание этих условий позволяет осуществлять более эффективные и целенаправленные изыскания, обеспечить эффективный мониторинг негативных геологических процессов, расширить и оптимизировать комплекс мероприятий по профилактике и упреждающим мерам защиты объектов от негативного воздействия геологической среды и таким образом минимизировать последствия эксплуатации этих объектов.

Наиболее сложны проблемы выявления и оценки активных дислокаций, включая геодинамически активные зоны, в платформенных условиях. Эти дислокации и закономерно связанные с ними опасные эндогенные и экзогенные процессы способны неожиданно нарушить устойчивость массивов горных пород или оснований особо ответственных сооружений. Если технологии выявления активных разломов, в том числе и сейсмогенерирующего характера, в горных областях отработаны достаточно надежно, то выявление геодинамически активных зон в условиях платформы представляет до сих пор серьезную проблему. С целью снижения субъективизма в их выявлении и оценке, а также в связи с сокращением сроков изысканий и дороговизной строительства особо опасных и технически сложных объектов насущным стала разработка концепции геодинамической устойчивости размещения инженерных объектов.

Степень научной разработанности темы. В.И. Макаровым, С.А. Несмеяновым, Н.В. Макаровой, Н.И. Корчугановой, М.Л. Коппом, Л.А. Сим, В.Г. Трифоновым, В.И. Уломовым, А.К. Карабановым, А.И. Трегубом, А.И. Кожуриным, В.М. Макеевым и мн. др. разработаны различные методологические подходы в изучении геодинамических условий. Авторы по разному исследуют

платформенную территорию, но качественные и количественные показатели, такие как морфология структур, их размеры, ориентация и знак движений с учетом современных амплитуд, скоростей и градиентов деформаций остается неисследованным на должном уровне.

В.И. Макаровым и С.А. Несмеяновым сформулированы новые научные направления исследований: структурно-геодинамическое и инженерной геотектоники. Данная диссертация развивает их исследования применительно к особо опасным и технически сложным объектам.

В.Г. Трифоновым, А.А. Никоновым, В.И. Уломовым, А.И. Кожуриным разработаны технологии выявления и изучения активных разломов, включая их количественную оценку. В частности оцениваются смещения по разломам, выявляется время последней активизации и проч. Но ими не оцениваются изгибные деформации платформ, часто интенсивные и поэтому опасные.

Проблемы исследований.

Определение геодинамических условий формирования неотектонических структур в связи с обеспечением устойчивости особо опасных и технически сложных объектов. Картографирование неотектонических структур и оценка их современной активности обусловлены необходимостью освоения платформенных территорий, в частности в связи с расширением строительства атомных электростанций (АЭС) на Восточно-Европейской платформе. Эти объекты согласно ФЗ № 384 относятся к категории особо опасных и технически сложных объектов, т.е. к радиационно опасным.

Структурно-геодинамическое районирование платформ относительно неотектонических сил и процессов в связи с выявлением геодинамически активных зон, линеаментов, зон повышенной трещиноватости и проч. Эти зоны являются концентраторами повышенных напряжений и их разрядки, что приводит к активизации опасных экзогенных и эндогенных процессов, влияющих на устойчивость инженерного объекта.

Структурно-геоморфологическое районирование территорий в связи с выявлением неотектонических структур, определения степени их согласованности с

докайнозойскими структурами, оценкой амплитуд, скоростей и градиентов деформаций, как за весь неотектонический этап, так и за отдельные его стадии. На основании этих данных оценивается эндогенный фактор с точки зрения его негативности, относительно нормативно заданных значений.

Цель исследований. Определение пространственно-временных закономерностей формирования неотектонических структур и оценка их современной активности в связи с обеспечением устойчивости особо опасных и технически сложных объектов.

Задачи исследований.

1) Анализ и оценка вещественно-структурных условий, включая зоны дислокаций, как возможных очагов повышенных концентраций и разрядки напряжений.

2) Выявление структурно-геоморфологических (неотектонических) условий, определение возраста неотектонических структур, суммарных (новейших) и阶段性 скоростей и амплитуд деформаций.

3) Определение соотношения неотектонических структур с древними докайнозойскими в связи с выявлением зон повышенных напряжений и их разрядки.

4) Определение геодинамических условий формирования неотектонических поднятий и прогибов, районирование неотектонических структур относительно современных сил и процессов.

5) Анализ линеаментов для определения современных геодинамических условий.

6) Выявление геодинамически активных зон, с точки зрения активизации в них эндогенных и экзогенных процессов.

7) Оценка структурно-геодинамической устойчивости особо опасных и технически сложных объектов и разработка концепции геодинамической устойчивости

Объекты исследований: Островецкий, Монаковский и Курчатовский районы, расположенные соответственно в пределах Белорусского, Токмовского и Воронежского устойчиво развивающихся сводовых поднятий Восточно-

Европейской платформы. Предмет исследований – структуры и их качественная и количественная оценка.

Методология и методы исследований связываются с признанием формирования в платформах неотектонических деформаций изгибного типа, сгруппированных по принципу однородности в геодинамические системы или зональность. Работа строится на основе структурно-геодинамических исследований, включающих следующие методы: 1) структурно-геоморфологический (неотектонический) и дистанционный, 2) структурно-кинематический и 3) методы полевых маршрутных исследований. В основу исследований положен принцип прерывистого развития земной коры и формирования разноплановых, разномасштабных (разноранговых, разноглубинных) и разновозрастных структур.

Структурно-геоморфологический метод нацелен на исследование рельефа, новейших отложений и неотектонических структур. Новейшие отложения рассматриваются с точки зрения возраста, состава, мощности и т.п. Картографируются сопряженные с ними геоморфологические ступени с целью выявления цикличности их образования. В предполевой период на ключевые участки исследований строятся структурно-геоморфологические профили и разрезы с целью установления неотектонических структур и оценки поэтапных амплитуд и скоростей движений. Эти данные нужны для определения возраста структур, определения условий их формирования и тенденций развития. В полевых условиях исследуются экзогенные процессы и формы рельефа, измеряются трещиноватость и разрывы.

Работы проводятся с учетом всего комплекса структурных, геоморфологических, неотектонических и геодинамических исследований с привлечением разномасштабных топографических карт, космо- и аэрофотосъемок, геолого-геофизических и гидрогеологических материалов.

Структурно-кинематический метод применяется для восстановления поля современных напряжений по системам сопряжено развивающихся трещин рисунка линеаментов.

Структурно-геодинамические исследования проводятся в широком временном диапазоне: от рассмотрения древних структурных этажей (тектоно-

магматических циклов) и их наполнения до современных условий их нахождения, с выявлением закономерностей их развития. Последовательный анализ эволюции геодинамических систем, отвечающих разным тектоно-магматическим циклам, позволяет оценить древние вещественно-структурные неоднородности (условно пассивные структуры) в изменяющихся геодинамических условиях, включая их композицию (позицию) относительно современных источников тектонических сил и процессов. В современном поле напряжений они могут стать потенциальными концентраторами повышенных напряжений и деформаций.

Научная новизна.

1) Впервые на основе качественной и количественной оценки древних (докайнозойских) и новейших геодинамических условий создана концепция геодинамической устойчивости, нацеленная на обеспечение безопасности особо опасных и технически сложных объектов.

2) Впервые разработан метод построения карт азимутальной и угловой расогласованности опорных осадочных горизонтов (структурной расогласованности) с целью выявления современной активности древних дислокаций на платформах.

3) Впервые произведено картографирование погребенных и приповерхностных эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных (опорных) поверхностей для выявления изгибных деформаций и их качественной и количественной оценки в сводовых поднятиях.

4) С целью оценок устойчивости особо опасных объектов впервые созданы структурно-геоморфологические карты и разрезы к ним, карты структурно-геодинамического районирования. Определены геодинамические условия формирования неотектонических структур и установлены ранее не выделявшиеся в пределах сводовых поднятий специфические геодинамически активные зоны, как опасные с точки зрения активизации в них эндогенных и экзогенных процессов.

5) На исследуемые районы созданы базы данных буровых скважин, позволяющие строить разновозрастные поверхности, исследовать состав и мощности отложений и выявлять признаки неотектонической активности.

Защищаемые положения:

1. Впервые установлены докайнозойские (древние) дислокации, способные концентрировать современные напряжения и деформации в зависимости от их близости к источнику тектонических сил и позиции (ориентации) этих дислокаций. Древние дислокации и связанные с ними вторичные неотектонические деформации относятся к категории принципиально важных, активных вещественно-структурных неоднородностей, требующих учета и контроля, поскольку являются опасными для инженерных объектов.

2. По деформациям опорных структурно-геоморфологических поверхностей и цикличности развития рельефа (цикловых ступеней), впервые качественно и количественно оцениваются неотектонические поднятия и прогибы изгибного типа. На основе постадийных (позтапных) оценок возраста, амплитуды и скорости неотектонических поднятий устанавливается закономерное увеличение интенсивности движений от ранних неотектонических стадий к поздним.

3. На основе структурно-геодинамического метода и с учетом структурно-вещественных и структурно-геоморфологических исследований впервые определены геодинамические условия формирования неотектонических (новейших) структур. Геодинамическое районирование сводовых поднятий относительно современных сил и процессов позволило установить специфические геодинамически активные зоны, как опасные относительно активизации эндогенных и экзогенных процессов.

4. Установлены вещественно-структурные, неотектонические (структурно-геоморфологические) и геодинамические условия, определяющие устойчивость территорий особо опасных и технически сложных объектов. На основе оценок этих условий впервые разработана концепция геодинамической устойчивости. Методологическая основа концепции – геодинамические системы разного типа.

Достоверность результатов исследований и защищаемых положений определяется высоким качеством и детальностью исходного фактического материала. В основу работы положены базы данных по буровым скважинам и данные более чем 25-летних полевых исследований платформенных территорий. Обобщение

огромного фактического материала выполнено на основе структурно-геодинамического подхода, разработанного в рамках концепции глубинных геодинамических систем в лаборатории эндогенной геодинамики и неотектоники ИГЭ РАН. Методологическая база этих систем апробирована в ходе 20-летнего использования разными исследователями. Результаты структурно-геодинамических исследований регулярно докладывались на международных конференциях в течение длительного времени.

Практическая значимость связывается с локализацией, оценкой и прогнозом опасностей структурно-геодинамической природы: дислокаций, геодинамически активных зон, вторичных дислокаций, связанных с активизацией древних неоднородностей, линеаментов, кольцевых структур, зон повышенной трещиноватости и проч. Влияние неотектонических структур на устойчивость территорий размещения особо опасных и технически сложных объектов может быть в разных аспектах.

Дислокации могут быть опасны в связи с превышением амплитуд, скоростей и градиентов деформаций и проч. относительно нормативно установленных для особо опасных и технически сложных объектов. Геодинамически активные зоны, как концентраторы повышенных напряжений и их разрядки, могут быть опасными на сейсмопроявления, выраженные повышенной сейсмической активностью (зоны ВОЗ). Линеаменты и их зоны опасны на интенсивное развитие в их пределах овражной и балочной сети, в связи с формированием оползневых склонов, развития повышенной трещиноватости и водно-флюидной проницаемости. Эти структуры в целом опасны с точки зрения развития вторичных экзогенных процессов – карста, суффозии, оползней, на проявление повышенной деформируемости и водно-газовой проницаемости грунтов, формирования пониженной устойчивости и прочности и т.д.

Полученные результаты могут быть использованы:

1) при проектировании объектов особого экономического значения и экологической ответственности (АЭС, высокоточные ускорители заряженных частиц, высоконапорные плотины, магистральные трубопроводы и т.д.);

2) при геоэкологических изысканиях для выявления геологических аномалий, геопатогенности, радиационной опасности, для оценки степени геоэкологической защищенности (проницаемости);

3) при повышении качества исследований грунтов, интенсификации инженерно-геологических и геоэкологических исследований на предпроектной стадии изысканий, при инженерной защите территорий, зданий и сооружений от опасных экзогенных явлений (наводнения, оползней, суффозии и карста);

3) при сейсмомикрорайонировании площадок для уточнения приращения балльности, создания эффективных измерительных сетей, выбора района строительства и места размещения инженерного сооружения и т. п.;

4) при разработке (на основе структурно-геодинамического районирования) рекомендаций по режиму природопользования с оценкой возможных изменений геологической среды.

5) при организации систем мониторинга эндогенных и экзогенных процессов на малых и больших территориях, ограниченных строительством этих объектов.

Фактический материал. В основу работы положены базы данных по буровым скважинам и данные более чем 25-летних полевых исследований платформенных территорий, отчетные фондовые материалы, касающиеся государственных геологических съемок и инженерно-геологических изысканий.

На все три исследуемых района созданы базы данных по буровым скважинам. В Монаковском районе Нижегородской АЭС обработано около 100 скважин, в Островецком районе около 600 скважин, в Курчатовском районе около 450 скважин. Эти базы характеризуют вещественно-структурные условия, включая новейшие отложения, их возраст, мощность, глубину залегания погребенных поверхностей и проч.

Полевые работы, проводимые регулярно с 1996 на территории Восточно-Европейской платформы, позволили собрать обширный материал по неотектоническим деформациям (ориентация трещин, описание разрезов, картирование про-

явлений экзогенных процессов, описание форм рельефа с определением абсолютных и относительных высот по GPS и проч.).

При проведении структурно-геодинамических исследований привлекались данные из смежных дисциплин – геофизических, геодезических и других. Использовались данные лидарных дистанционных съемок.

Личный вклад автора.

1. Организация и проведение ежегодных полевых работ с 1996 г. и поныне. Работы проводились исключительно на платформенных территориях.

2. Создание базы данных буровых скважин и сбор фактического литературного и фондового материала с целью построения детальных структурно-геоморфологических карт, профилей и разрезов.

3. Разработка метода выявления азимутальной и угловой рассогласованности опорных горизонтов осадочного чехла.

4. Картографирование приповерхностных и погребенных разновозрастных геоморфологических уровней с целью выявления и оценки неотектонических структур.

5. Создание листов крупномасштабных структурно-геоморфологической и структурно-геодинамических карт.

6. Создание региональных структурно-геодинамических карт, отражающих условия формирования неотектонических структур.

7. Разработка концепции геодинамической устойчивости особо опасных и технически сложных объектов.

Апробация работы. Результаты исследований докладывались на различных научных конференциях и совещаниях: Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы / Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых. 4-6 апреля 2013 г. Минск, Беларусь; Новейшая тектоника Нижнеокского района (Русская плита) / Проблемы природопользования. Итоги и перспективы. Минск, 21-23 ноября 2012 г.; Опыт сравнительной оценки сейсмического потенциала и районирования платформенной территории Северной Евразии / Проблемы сейсмотектоники. Материалы XVII Всерос. конфе-

ренции с межд. участием. Воронеж-Москва. 2011; Новейшие и современные структурно-геодинамические условия территорий Восточно-Европейской платформы в связи с захоронением вредных промышленных отходов / Сергеевские чтения, Москва, 2005; Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы, их ранги и типы / VII Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле”, посвященная 85-летию Моск. госуд. геологоразвед. ун-та (МГРИ-МГГРУ), 2005; Приволжская система новейших геодинамически активных зон / 11-я Международная конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы литосфере». Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ Уро РАН, сентябрь 2005; Неотектонические основы геодинамической безопасности / Оценка и управление природными рисками. Всероссийская конференция «Риск – 2003». Москва. 2003; Новейшая и современная геодинамическая активность платформенных территорий / Инженерные изыскания в XXI веке. Научно производственная конференция. Москва, ФГУП ПНИИС, Москва. 2003; Оценка новейшей активности платформенных территорий по структурно-геодинамическим факторам / Роль геодинамики в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса. С. Петербург. ВНИМИ, 2003; и на мн. др. конференциях.

Публикации. По теме диссертации лично и в соавторстве опубликовано более 100 работ. Из них две монографии. В рецензируемых журналах согласно перечню, рекомендованному ВАК Минобрнауки РФ опубликовано 15 статей и 1 в иностранном журнале. Остальные опубликованы в качестве статей в различных журналах, сборниках и в виде тезисов российских и международных конференций.

Структура и состав работы. Работа состоит из введения, пяти глав и заключения, изложенных на 415 страницах машинописного текста. Содержит 9 таблиц, 82 рисунка и список литературы, включающий 395 наименований. Диссертационная работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геоэкологии им. Е.М.Сергеева РАН.

Благодарности. Автор глубоко признателен первому заведующему лабораторией эндогенной геодинамики и неотектоники ИГЭ РАН дгмн В.И. Макарову,

наставнику, научному руководителю, определившему направление и цель исследований много лет назад.

Автор благодарит главного научного сотрудника лаборатории эндогенной геодинамики и неотектоники ИГЭ РАН дгмн С.А. Несмеянова и доцентов кафедры динамической геологии МГУ кгмн Н.В. Макарову и кгмн Т.В. Суханову за плодотворную совместную работу, помощь и советы.

Автор выражает благодарность директору ИГЭ РАН академику В.И. Осипову, зам. директоров по науке дгн А.С. Викторову, дгмн С.В. Козловскому, ученому секретарю кгмн Н.А. Румянцевой и кгмн Г.И. Батраку за доброжелательное отношение, постоянное внимание, помощь.

Автор благодарит коллектив лаборатории эндогенной геодинамики и неотектоники кгмн А.Л. Дорожко, В.С. Крылову, В.Г. Синчук, кгмн С.В. Григорьеву, кгмн П.С. Микляева, О.А. Воейкову, И.В. Коробову, А.А. Мурого за работу, помощь, советы и поддержку.

Автор благодарен коллективу лаборатории геоинформатики и компьютерного картографирования: кгмн О.К. Миронову, кгн Е.А. Карфидовой, С.Н. Полевой, М.Н. Комаревской и К.И. Фесселю за помощь в работе.

Автор благодарен дгмн кхн В.С. Путилиной, дгмн Г.П. Постоеву, кгмн В.Г. Заиканову, кгмн А.Д. Жигалину, С.Ф. Васютинской, М.А. Андрианову за поддержку и советы и наставления.

Я благодарен АО Нижегородской инжиниринговой компании «Атомэнергопроект» и зав. отделом инженерных изысканий В.Н. Леденеву за поддержку и финансирование исследований.

Глава 1. ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР И КРИТЕРИЕВ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ ОСОБО ОПАСНЫХ И ТЕХНИЧЕСКИ СЛОЖНЫХ ОБЪЕКТОВ

Структурно-геодинамическим и др. проблемам, рассматриваемым в диссертации, посвящены работы многочисленных исследователей, таких как Е.В. Артюшков [Артюшков, 1993 и др.], А.Д. Архангельский [Архангельский, 1940], Р.Е. Айзберг [Айзберг, 2009, 2002], Т.П. Белоусов [Белоусов, 2006, 1997], В.В. Бронгулеев [Бронгулеев, 1979], Е.Г. Бугаев [Бугаев, 1999], И.П. Варламов, О.А. Воейкова [Воейкова и др., 2007], Р.Г. Гарецкий [Гарецкий и др., 2003, 1999, 1996, 1994], М.А. Гончаров [Гончаров, 2003 и мн. др.], А.Ф. Грачев [Грачев, 1996], С.В. Григорьева [Григорьева, Макеев, 2013, 2015; Григорьева и др., 2015], О.И. Гущенко [Гущенко и др., 2003], А.Л. Дорожко [Дорожко, Макеев, 2014; Dogozhko, Макеев, 2013], А.В. Егоркин, В.А. Зайцев, А.Г. Золотарев, Д.С. Зыков, А.И. Иванов [Иванов, Макеев, 1999], А.К. Карабанов [Карабанов, 2003; Карабанов, Айзберг, 2008; Карабанов и др., 2009], А.П. Карпинский [Карпинский, 1917-1921, 1984], Н.В. Короновский [Короновский, Панина и др., 1994 и др.], А.И. Кожурин [Кожурин, Ттрифонов, 1997], М.Л. Копп [Копп, 2011, 2010, 2004; Копп и др., 2002], Н.И. Корчуганова [Корчуганова, 2000, 1998], Н.П. Костенко [Костенко и др., 1999], П.Н. Кропоткин [Кропоткин, Макеев, 1998, 1987; Кропоткин и др. 1987], М.Г. Леонов [Леонов, 1998, 1997 и др.], Ю.Г. Леонов [Леонов, 2001 и др.], М.Г. Леонов [Леонов, 1997; Леонов, Зыков, Колодяжный, 1998 и др.], В.И. Макаров [Макаров, Макеев, 2002, 2000, 1998, 1995, 1994; Макаров и др., 2005, 2004, 1994; Макаров и др., 2011, 2004], Н.В. Макарова [Макарова, 2000; Макарова и др., 2014, 2012, 2007, 2005, 2001; Макарова и др., 2012 и др.], В.М. Макеев [Макеев и др., 2014; Макеев, 1996а,б; Макеев, 1995-2007, 2005, 2003, 2002, 1999, 1996, 1995; Макеев, Макаров, 2003; Макеев, Дорожко, 2003; Макеев, Родкин, 2003; Макеев, Иванов, 1996, 1994; Макеев, Пустовалов, 2010; Макеев, Рамазанова, 2006; Макеев и др., 1987-2014], П.С. Микляев [Микляев и др., 2014, 2012, 2009, 2013 и мн. др.], Е.Е. Милановский [Милановский, 1979, 1968 и др.], С.А. Несмеянов [Несмеянов, 2012, Несмеянов и др., 1995, 2011, 1971 и др.], А.М. Никишин [Никишин, 1996],

А.А. Никонов [Никонов, 1997, 1977], М.Ю. Никитин, Н.И. Николаев [Николаев, 1988, 1962], П.Н. Николаев [1988, 1977], Л.В. Панина [Панина, 1998], В.П. Палиенко [Палиенко, 1981], Ю.Е. Погребницкий [Погребницкий, 1976] А.И. Полетаев [Полетаев, 1992], А.А. Рассказов [Рассказов, 2008аb], Л.М. Расцветаев [Расцветаев, 1989], Е.А. Рогожин [Рогожин, Горбатиков, 2010; Рогожин и др., 2009], Л.А. Сим [Сим, 1996, 1991; Сим, Сергеев, 1996; Сим, Зайцев, 1994, Сим и др., 2003], А.Л. Стром [Стром, 1993], Т.В. Суханова [Суханова, 2000, Суханова, Макаров, 2007], Ал. В. Тевелев и Арк. В. Тевелев [Тевелев, 2005, 1992], А.И. Трегуб [Трегуб, 2005, 2000, 2001], В.Г. Трифонов [Трифонов, 1999; Трифонов и др., 1993], В.И. Уломов [Уломов, 1995], В.Е. Хаин [Хаин, Ломизе, 2005], Ю.К. Щукин [Щукин, 1996, 2002; Schukin 1994; Щукин, Копп, 2006], Н.С. Шатский [Шатский, 1947], С.В. Шварев, С.С. Шульц [Шульц, 1973], Ф.Н. Юдахин [Юдахин и др., 2003], М. Heller [Heller, 1986], W. Hobbs [Hobbs, 1904], J. Jenness, [Jenness, 2004] и мн. др. исследователей.

Геодинамические условия формирования неотектонических структур и их оценка рассматриваются с точки зрения влияние этих условий (происхождения и механизма) на устойчивость особо опасных и технически сложных объектов.

1.1. Обзор представлений о геодинамических условиях формирования неотектонических структур

На формирование новейших (неотектонических) структур существует главным образом две точки зрения: 1) традиционная, изучающая структуры штампового (клавишного) типа и 2) современная, основанная на тектонике литосферных плит и блоков.

Формирование платформенных структур традиционно рассматривается с позиции штамповой тектоники доныне. Подобный подход впервые широко был применен к платформенным территориям Н.И. Николаевым, В.И. Бабаком и их учениками в начале 70-х годов прошлого столетия. Их исследования впервые показали, что земная кора платформ подвергается деформациям, несмотря на относительно короткий новейший этап ее развития. В ней главную роль играют древ-

ние отмершие разломы, активизированные на новейшем тектоническом этапе. С ними согласуются блокоразделы, способные накапливать большие напряжения.

Созданные ими структурно-геоморфологические и неотектонико-геоморфологические карты отражают представления о существовании разнопорядковых блоков и разломов, корни которых находятся на разных срезах земной коры, включая осадочный чехол. В них блокоразделы и линеаменты рассматриваются как разломные зоны. Наряду с разрывами рассматриваются линеаменты, именуемыми структурными линиями [Бабак, Николаев, 1983; Николаев, 1962, 1988; Бабак, 1984]. Традиционная точка зрения на платформенную неотектонику принимается и сейчас. При этом до сих пор не объясняется причина повышенной подвижности земной коры платформ на разных ее глубинах. Известно, что разнопорядковые блоки, а их может быть огромное количество, на участках их выделения должны отвечать разноглубинным источникам тектонических сил при этом масштаб их должен быть разным, согласно порядку блоков и блокоразделов.

В последние десятилетия неотектонические структуры платформ рассматриваются с точки зрения их формирования в условиях латерально действующих напряжений. Принимается, что под их влиянием формируются неотектонические структуры разного типа: пликативные и дизъюнктивные. Дизъюнктивные структуры, выделяемые на платформах, часто не объясняются с точки зрения причин появления больших напряжений в узко локализованных местах земной коры платформ и, особенно, в их центральных частях. Сейсмичность платформенного типа, как индикатор активности, не подтверждает их наличие. Наоборот, она имеет рассеянный характер распространения.

По этой и др. причинам в последние годы распространяется точка зрения о преимущественном формировании изгибных неотектонических структур над разломами в условиях платформы (В.И. Макаров, Ю.К. Щукин, Ф.Н. Юдахин, Э. Арган и др.).

Идея изгибности платформенных структур впервые была высказана А.П. Карпинским в его концепции о «волнах земной коры» [Карпинский, 1894, 1917-1921]. Им указывалось, что у этих волн есть участки, откуда они начинают разви-

ваться и участки, где они заканчиваются, т.е. они конечны и характеризуются длиной, периодом и амплитудой. Они характеризуются последовательностью, направленностью и размахом развития, что выражается режимом накопления и сохранностью осадков. А.Д. Архангельский также рассматривает образование валов платформы в связи с волновыми движениями, наведенными со стороны геосинклиналей [Архангельский, 1940; 1919]. По его мнению, валы – это класс тектонических волн, которые характеризуются продолжительностью, измеряемой историческим или геологическим временем.

Эти исследования нашли свое продолжение в работах В.И.Макарова [Макаров, 1996, 2001, 2003], Ю.К. Щукина [Щукин, 1996 и мн. др. работы], Ф.Н. Юдахина [Макаров, Щукин, Юдахин, 2003], Н.В. Макаровой [1999, 2008], В.М. Макеева [Макеев, Макаров, 2003 и др.] и др. Исследования завершились разработкой концепции глубинных геодинамических систем, главным принципом которой является признание преимущественно изгибных деформаций над разломными.

Учитывая особенности платформенной тектоники, незначительность скоростей движений, пространственных и временных градиентов изменений этих скоростей, перспективными объектами их изучения считаются зоны повышенных тектонических напряжений и деформаций – геодинамически активные зоны (ГДАЗ). Они характеризуются аномальным состоянием геологической среды в т.ч. напряженным состоянием, повышенной подвижностью, трещиноватостью, флюидо- и газопроницаемостью, аномалиями гравитационного, теплового и других геофизических полей. Такие зоны могут рассматриваться как сейсмически активные, проявляться спецификой развития в них экзогенных процессов, форм рельефа, особенностями инженерно-геологических свойств. Они определяются в качестве геодинамически активных [Макаров, Макарова, 2003; Новейшая ..., 2006].

Различаются глобальные, региональные и локальные геодинамические системы, корни которых могут отвечать определенному структурному этажу литосферы. Структуры считаются разнородными, что означает не имеющие общих границ друг с другом – каждая геодинамическая область, являющаяся некоторым образом автономной, формирует свой собственный структурный рисунок. Всякий

раз, исследуя территорию от мелкого масштаба к крупному, рассматриваются причины формирования больших (региональных глубинных) и малых (локальных приповерхностных) структур [Макаров 1996, 2003; Пушаровский, 1998].

Н.В. Макаровой детально исследуются четвертичные отложения с точки зрения их возраста, генезиса и условий формирования. Рассматриваются геоморфологические поверхности разного возраста и происхождения на принципах цикличности их формирования. Исследования проводятся с учетом истории развития рельефа, новейших отложений и экзогенных процессов. На этой основе проводится корреляция возраста отложений и поверхностей выравнивания с целью выявления и оценки новейших и современных деформаций. Неотектонические структуры, включая линеаменты, рассматриваются с точки зрения геодинамических условий их формирования. Трещиноватость исследуется в коренных и четвертичных породах в полевых условиях. На этой основе производится восстановления современного поля напряжений, что важно для платформенных условий, в которых неотектоническая составляющая крайне мала, и трудно определяется ее происхождение. В этой связи исследуется состав, мощность и структура четвертичных отложений, включая покровные лессовидные сунглинки [Макарова, 2000; Макарова и др., 2014, 2007, 2005, 2001; Макарова и др., 2012 и мн. др. работы].

Т.В. Сухановой проводится исследование неотектонических структур, трещиноватости и линеаментов. Трещиноватость рассматривается с точки зрения возраста формирования и происхождения и наследования ее линеаментами. На ее основе и с учетом линеаментов устанавливается современное поле напряжений. Особенно это важно для платформ. В частности, поле напряжений анализировалось в двух геодинамически активных зонах: Сальской и Северско-Донецкой. Они имеют важное фундаментальное значение, поскольку разграничивают две плиты: Скифскую и Русскую. При этом устанавливается угол падения осей напряжений сжатия и растяжения. Залегание трещин показывает, что в разновозрастных породах азимуты простирания плоскостей трещин разворачиваются от наиболее древних отложений к молодым [Суханова, 2004; Суханова и др., 2007 и др. работы].

С.А. Несмеяновым и О.А. Воейковой исследованы платформенные территории с точки зрения геодинамических систем. Устанавливается, что геодинамические системы зондируют территорию по степени близости типов землетрясений и приповерхностных активных дислокаций со смещениями опасными для строительства. Согласно неотектоническим картам и текстам к ним, выявляются и прогнозируются активные дислокации, способные генерировать сейсмогенную активность (являться зонами вероятного возникновения очагов землетрясений – зонами ВОЗ) [Несмеянов и др., 1995].

С.А. Несмеяновым, В.И. Макаровым и др. установлено последовательное снижение скоростей гляциоизостатических движений, сопровождающееся снижением общего уровня сейсмической активности на северо-западе Восточно-Европейской платформы. С этим фактором связывается голоценовое оживление погребенных разрывных зон кристаллического фундамента с амплитудой в десятки метров. Данное обстоятельство объясняет локализацию современной сейсмичности, опасной для инженерных сооружений [Несмеянов и др., 2011].

С.А. Несмеяновым впервые разработано новое научное направление «Инженерная геотектоника» – раздел инженерной геологии, связанного с оценкой тектонических условий строительства. В рамках этого направления изучается влияние тектонических структур и процессов на условия строительства разных по категориям инженерных объектов; проводятся геолого-геофизическое изучение разрывных нарушений, геолого-геоморфологический анализ новейших тектонических движений, построение количественных палеотектонических и палеогеографических реконструкций, выявление активных структур. Рассматриваются различные классификации, составленные с учетом современной нормативной базы и опыта инженерных изысканий. Исследуется опасность активного и пассивного влияния тектоники на условия строительства сооружений разного уровня ответственности и различного заглубления. В этой связи для платформенных структур специально выделен другой тип подвижности – диаклазовые швы и крип (трещины без смещений) [Несмеянов, 2004, 2005].

П.Н. Николаев, справедливо считал, что важнейшим условием получения объективных результатов при анализе геологических процессов является соблюдение принципа системности, учитывающего иерархичность. Эмпирическое соблюдение этого принципа наиболее ярко проявляется при ранжировании тектонических структур и генетически связанных с ними полей напряжений [Николаев, 1977, 1992].

М.А. Гончаровым исследована конвекция в литосфере и астеносфере, которая рассматривается как компенсация восходящего и нисходящего потоков двумя горизонтальными потоками противоположного направления. Исследователь определяет геологическое пространство этого процесса как некую конвентирующую геосферу, состоящую из геодинамических тел – конвективных ячеек с противоположным направлением вращения вещества в смежных ячейках по принципу смежных шестерен. Сам процесс называется конвективной геодинамической системой. С учетом иерархии геосфер, выделяются геодинамические системы разного ранга.

Адвекция – это вертикальный подъем ограниченного объема более легкого вещества (плюмов, астенолитов и т.п.). В процессе всплывания этот объем немного раздвигает в стороны окружающую среду, а по достижении некоторого горизонтального уровня он может растекаться и уплощаться, но во всех случаях происходящие при этом горизонтальные перемещения и деформации ограничены размерами всплывающего тела. Вся остальная часть геосферы остается инертной. Нисходящий поток – это холодная мантия, восходящий поток – горячая мантия. Наибольшая адвекция имеет место в областях восходящего конвективного потока в обстановке горизонтального сжатия внизу и компенсационного горизонтального растяжения наверху. Проседание земной коры происходит над мантийным куполом в обстановке фиксированного положения древних континентальных структур. Воздымание – над сжимающейся мантийной депрессией [Гончаров, 2003].

Е.В. Артюшков считает, что крупные положительные формы рельефа, включая щиты, формируются за счет разрушения нижней части мантийной литосферы астеносферой (конвективное замещение) вместе с разуплотнением (размяг-

чением) пород в коре вследствие поступления в литосферу мантийного флюида (превращение эцлогитов в базальт). Крупные отрицательные формы образуются за счет превращения базальтов в эцлогит. В стабильных областях под влиянием поверхностных или глубинных нагрузок такая литосфера изгибается на больших расстояниях ~ 100-200 км [Артюшков, 1993].

М.Л. Копп исследует образование деформаций на платформах с позиции тектоники литосферных плит. Кайнозойская геодинамика Восточно-Европейской платформы основывается на влиянии изменяющихся движений в оси-спрединга в Атлантике-Арктике и событий происходящих в Периаравийском коллизионном сегменте. Исследование горизонтальной составляющей внутриплитных движений кайнозойского, особенно новейшего этапа показало, что события в Периаравийском (Кавказско-Иранском) коллизионном сегменте вызвали внутриплитную деформацию соседних платформ. Давление происходит со стороны Аравийской плиты с юга на север. Поля деформаций (динамо-кинематическая зональность платформ, создаваемая плитами-инденторами) обладают общими чертами регионального структурного рисунка, одновременностью тектонических фаз и одинаковостью южной вергентности зон сжатия [Копп, 2004].

М.Л. Коппом рассматриваются меридиональные структуры растяжения Западно-Перикаспийского и Окско-Донского бассейнов в качестве развивающихся рифтов, которые занимают ту же структурную позицию по отношению к Периаравийской коллизионной области, что Байкальский и Рейнский грабены к Периндийской и Периапулийской областям (метод аналогии), т.е. они расположены в сходной структурной позиции на периферии плит-инденторов. Еще дальше к северу динамо-кинематическая зональность Аравии полностью замыкается широтными структурами растяжения, имеющими компенсационную природу (Общий Сырт, Московский регион, широтный участок Волги) [Копп, Егоров, Никонов, 2002]. Автором развивается точка зрения, что глубинное горизонтальное давление на платформах постепенно затухает к северу по причине неспособности преодолеть вес осадочного чехла.

О.И. Гущенко, М.Л. Копп, В.А. Корчемагин, Ю.Г. Ленов, В.И. Макаров, Л.М. Расцветаев, Т.Ю. Тверитинова и др. на основании данных наблюдений за разными типами структур и текстур скольжения на поверхностях нарушений в разновозрастных породах Восточно-Европейской платформы установили, что структуры поля дизъюнктивных деформаций можно описать продольно волновой моделью механизма внутриплитного деформационного процесса, связывающего этот процесс с воздействием на подошву Русской плиты двух встречных потоков мантийных волн подвиговых деформаций, которые накатываются на нее со стороны Средиземноморского подвижного пояса и со стороны области Арктического спрединга и стягиваются вдоль ее южной границы к Южно-Каспийской глубоководной впадине с образованием вихревой структуры нисходящего потока в мантии с левосторонним направлением кручения. Движение мантийного потока происходит с формированием мантийных структур волочения и с образованием волн внутриплитных деформаций [Гущенко и др., 1999, 2003].

М.Л. Копп, исходя из представлений о динамическом влиянии плиты-индентора (Аравийской, Индийской), неотектонических стресс-режимов (коллизонных, компенсационных) напряжений, рассматривает плановую конфигурацию денудационных уступов как индикатор региональных неотектонических напряжений (на примере Русской равнины). Протяженные эрозионные и денудационные уступы связываются с трещинами разгрузки из-за необходимости дилатансии – снятие всестороннего сжатия приводит к релаксации сохраняющихся в породах стрессов. Видимая в обнажении расщепляемость пород возникает при растяжении как результат дилатации. Освобождение тектонических напряжений около широкой и пологой флексуры облегчается абразией или эрозией и берег разрушается не хаотически, а закономерно прямолинейно и стремится вытянуться вдоль силовых линий [Копп, 2010 и др. работы].

В.Г. Трифоновым и др. созданы карты активных разломов бывшего СССР, включая Восточно-Европейскую платформу. Их создание инициировано отсутствием изученности опасных тектонических движений и структур. С этой целью для территории бывшего СССР составлена карта (1:8 000 000) активных разломов

[Карта..., 1987], схема четвертичных разломов Восточно-Европейской платформы. Подавляющая часть активных разломов расположена в орогенных областях. На большей части платформенных территорий преобладают условия горизонтального сжатия. Многие активные разломы совпадают с зонами нарушения прошлого, при этом много разломов новообразованных. Амплитуды смещений по разломам не превышают первых метров, что дает скорость движений в малые доли миллиметра в год. При ничтожной трендовой составляющей движений разломы характеризуются значительными высокочастотными флуктуациями скоростей.

Разломы проявляют определенную упорядоченность по отношению к структурам обрамления – активным неотектоническим областям. Они окаймляют с юга и юго-востока Фенноскандинавский щит, с востока дуги Карпат, расположены вдоль Кавказских гор и Урала, окаймляют Прикаспийскую впадину. В последнем случае они связываются с внутриплатформенными процессами. Протяженные зоны платформенных разломов охватывают глубокие горизонты земной коры и служат каналами наиболее интенсивного распространения сейсмических волн от землетрясений в соседних подвижных поясах [Трифонов и др., 1999].

Н.И. Корчуганова исследует морфоструктуры, активно развивающиеся в четвертичное время и формирующие приповерхностный структурный план земной коры (10-15 до 25 км), на принципах их изгибности [Корчуганова, 2000, 1998; Костенко, Корчуганова, Макарова, 1999; Макаров, Макарова, Корчуганова, 2002]. Методы исследований – структурно-геоморфологический анализ, дешифрирование космических снимков и комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов. Исследования показали, что геоморфологические признаки могут служить самостоятельными индикаторами геодинамических обстановок. Платформенные территории также являются ареной развития изгибных деформаций.

А.М. Никишин, С.Н. Болотов, А.В. Ершов и др. считают, что Восточно-Европейская платформа на неотектоническом этапе испытывает общее сжатие, о чем свидетельствуют данные о характере современных напряжений. На основе математической модели изгиба литосферы проведены вычисления размеров Воронежского, Токмовского, Белорусского и др. общелитосферных поднятий, со-

пряженных с прогибами. Показано, что кайнозойские общелитосферные складки (изгибы большого радиуса кривизны) образуются в результате альпийского сжатия. При этом антеклизы испытывали воздымание, а синеклизы вдавливание [Никишин, Ершов, Болотов и др. 1996]. Подтверждением этой точки зрения является карта новейшей тектоники Северной Евразии, которая раскрывает характер неотектонических деформаций с мобилистических позиций [Грачев, 1996].

Л.А. Сим анализирует взаимосвязь неотектонических деформаций Восточно-Европейской платформы с глобальным рифтогенезом (Атлантико-Арктическим) и орогенезом с помощью реконструкции неотектонических напряжений структурно-геоморфологическим методом. Идея метода состоит в следующем. Разломы фундамента, перекрытые отложениями чехла, активизируются под воздействием слабых неотектонических напряжений. При этом они развиваются как сдвиги, т.к. две из осей главных нормальных напряжений ориентированы субгоризонтально, а третья субвертикально. При сжимающем типе нормального к плоскости разлома ось напряжений сжатия составляет с плоскостью разлома угол более 45° , а при растягивающем – менее 45° . На поверхности разломов вертикальная компонента равна нулю. Для реконструкции неотектонических напряжений структурно-геоморфологическим методом дешифрируются все трещины по прямолинейным элементам рельефа. Прослежена иерархия полей напряжений в пространстве и во времени [Сим, 1996, 1991; Сим, Жиров, Маринин, 2012; Сим и др. 2003].

Л.А.Сим и П.Н.Николаев провели исследования, которые показали, что на ориентацию напряжений не влияет время консолидации фундамента платформы. Орогенические процессы на Кавказе и Карпатах обуславливают деформационные процессы на обширной части юга платформы. Орогенез Урала имеет ограниченное влияние на восточный сегмент Восточно-Европейской платформы [Сим, 1991; Сим, Зайцев, 1994; 1996; Николаев, 1977, 1992].

Л.А. Сим, Р.Р. Сероглазов, А.Г. Аронов, Д. Грюнталь, Ш.А. Мухамедиев и др. для территории запада Восточно-Европейской платформы установили субме-

ридиональное сжатие, источником которого является Карпатский ороген. Возраст структур оценивается поздним мелом-плейстоценом [Карабанов и др., 2009].

А.С. Викторов, Макаров В.И. выявили новые возможности использования материалов дистанционных съемок для решения инженерно-геологических проблем, в частности для прогноза активности экзогенных процессов, условий загрязнения геологической среды и, что важно, для установления современных тектонических движений. Исследования проводятся на основе моделей математической морфологии ландшафта. Материалы дистанционных съемок позволили выявить перестройку эрозионной сети и процессы ее отмирания, связанные с неотектоническими движениями в районе Лыткаринского поднятия. Скрытые фильтрационные неоднородности могут быть связаны с погребенными руслами, имеющими отличные от фона характеристики или с тектонически ослабленными зонами, повышающими проницаемость водоупора [Викторов, Макаров, 1999; Космогеологическая..., 1984].

Т.П. Белоусов, С.Ф. Куртасов, Ш.А. Мухамедиев на основе изучения палеоиндикаторов напряжений и структур разрушения рассматривают напряженное состояние земной коры. Тектонофизические и геодинамические исследования направлены на познание закономерностей трещинообразования. Данные замеров 130 000 трещин занесены в компьютерную базу данных и проанализированы для различных регионов Восточно-Европейской платформы. На этом основании производится реконструкция палеонапряжений. Т.П. Белоусовым проведено исследование Южно-Татарского сводового поднятия Восточно-Европейской платформы относительно трещиноватости и разрывов и сделаны выводы об условиях формирования неотектонических структур [Белоусов и др. 1997; 2006].

Т.П. Белоусов, А.К. Карабанов, Р.Е. Айзберг, Т.И. Аронова, С.Ф. Куртасов установили, что основные черты новейшего этапа Евразийской плиты определяются спредингом в Атлантическом океане, Северном Ледовитом океане, столкновением Африкано-Аравийских и Индийских плит с Евроазиатской. На происхождение Восточно-Балтийской системе грабенов рассматривается две точки зрения: экзарационное и тектоническое. Главным аргументом в пользу тектонического

происхождения это наличие рисунка типа тройного сочленения. В пользу экзарационной точки зрения – плейстоценовые ледниковые оледенения и их нагрузки, обуславливающие гляциоизостатические колебательные вертикальные перемещения земной коры с амплитудой до нескольких десятков метров или первых сотен метров, и изостатическое поднятие блоков по периферии древних оледенений.

Арк. В. Тевелев рассмотрел особенности геологического строения, морфологии и сейсмичности крупных сдвиговых зон континентов и океанов с анализом общих проблем сдвиговой тектоники, включая механику сдвигов. В результате сформулированы принципы классификации сдвиговых структур в связи с тектоническими и геодинамическими обстановками их развития, проведен кинематический анализ всех сдвиговых зон. Рассмотрено строение и структурная эволюция присдвиговых структур различного типа, дана оценка степени геологического риска, связанного с процессами тектонического сдвигания.

Р.Г. Гарецким и др. согласно проекту МПГК 346 «Неогеодинамика депрессии Балтийского моря и прилегающих областей» 1994-1998 гг. акватория Ботнического и Финского заливов отнесена к Восточно-Балтийской системе грабенов (0,4 млн. лет). Она характеризуется рисунком типа «Тройного сочленения» - зарождающаяся система континентальных рифтов. Считается, что три фактора определяют характер неотектоники и современной геодинамики запада Восточно-Европейской платформы: 1) зарождающаяся система рифтов в Восточной Балтике, 2) мощное тангенциальное давление со стороны Альпийско-Карпатского орогена и 3) древнематериковое оледенение [Гарецкий и др. 2003].

А.К. Карабанов, Р.Е. Айзберг исследовали влияние окраинно- и внутриплитных геодинамических процессов на инверсионный характер неотектонической эволюции Припятского прогиба и Брагинско-Лосевской седловины. Считается, что сжатие, наведенное со стороны Альп и Карпат, привело к инверсии Припятского прогиба и образованию моноклиналиного перекоса территории Беларуси с юго-востока на северо-запад. Перекос усилился вследствие заложения в среднем плейстоцене Восточно-Балтийской системы грабенов. В олигоцене произошло поднятие и инверсия Припятского прогиба и Украинского щита и формирование

наклонной с юга на север Припятской ступени. На месте сочленения Припятского и Днепровского прогибов заложилась Десненская неотектоническая седловина. В новейшее время в условиях усиления напряжений сжатия в районе седловины устанавливаются инверсионные движения. Над ней формируется Десненская седловина, которая разделяет Днепровский прогиб с одной стороны и Белорусско-Балтийскую синеклизу (Припятский прогиб) с другой. Десненская седловина – резко несогласна по отношению среднепалеозойскими и мезозойскими структурами, но унаследовала Брагинскую-Лосевскую девонскую седловину. Активизация древних разломов в пределах седловины приходится на средне-поздний плейстоцен [Карабанов, Айзберг, 2008].

В.В. Бадяй, А.К.Карабанов отмечают, что начало формирования Черноморского бассейна относится к позднему олигоцену, когда произошли отступления раннеолигоценового (харьковского, рюпельского) моря и окончательное установление на территории Беларуси континентальных условий. Формирование Черноморско-Балтийского водораздела связывается с воздыманием Центрально-Европейской зоны поднятий и Украинского щита вследствие динамического воздействия Альпийско-Карпатского орогена и опусканием Восточно-Балтийской системы грабенов. Отмечается миграция водораздела в юго-восточном направлении. Гляциотектонические процессы активно влияли на формирование рельефа. В позднеледниковье и в голоцене на территории недавно оставленной ледником у рек возникло до 7-11 уровней, на юге за его пределом помимо поймы выделяется всего 2-3 надпойменные террасы. Когда реки впадали в приледные водоемы со стороны ледника, врезание доминировало над аккумуляцией, продвигаясь вслед за отступающим ледником. Когда реки вытекали из приледных водоемов, в долинах преобладала аккумуляция. По направлению к области последнего ледника высота террас в долинах рр. Днепра и Немана возрастала, хотя эти реки текут в разных направлениях. При этом высота поймы и террас в долине р. Днепр заметно увеличивается вверх по течению, достигая максимальных значений на границе последнего оледенения (поозерского). В долинах рр. Западная Двина, Неман, Вилия голоценовые террасы достигают высоты 6-10 м, тогда как в долинах Днепра

и его притоков примерно 100 км южнее одновозрастные им поймы иногда достигают 3-4 м. Таким образом, разница составляет 3-6 м. Подобные различия объясняются гляциоизостатическим воздыманием территории, происходящем в раннем голоцене [Бадяй, Карабанов, 2010].

А.К. Карабанов и др. считают, что гляциоизостатические движения на территории Беларуси сейчас (в современную эпоху) не происходят, вследствие быстрой компенсации прогибаний поднятиями. Анализ гипсометрии залегания одновозрастных террасовых образований Полоцкого озерно-ледниковых отложений выявил перекося их залегания с амплитудой 40 м. Продольный профиль р. Неман при пересечении Гродненской возвышенности проявляет явную выпуклость до 80 м от предполагаемого профиля равновесия. Воздымание возвышенности произошло после максимума поозерского оледенения. Остаточные деформации гляциоизостатической природы имеют размах до 40 м [Губин, Карабанов, 2005].

А.А. Никонов исследует проблему активных разломов Восточно-Европейской платформы в связи с их прикладной значимостью в инженерно-геологическом, сейсмотектоническом и экологическом отношениях [Никонов, 1996, 2001]. Речь идет о выделении участков криповых и импульсных по преимуществу движений, о неравномерности скорости смещений на разных участках одного разлома при разных режимах. Вслед за Н.С. Шатским, С.К. Гореловым М.Л. и М.Л. Коппом между Камышиным и Волгоградом им выделяются Балыклейский и Александровский позднемиоценовые субмеридиональные грабены (5-6 млн. лет). А.А. Никонов отрицает существование рифтогенной структуры в Финском заливе. Считается, что Фенноскандинавский щит и Восточно-Европейская платформа имеют флексурно-разрывное сочленение, выраженное зоной Полканова.

А.А. Никонов, исследуя молодую тектоническую активизацию юго-восточной периферии Фенноскандинавского кратона, пришел к выводу, что в структуре А.А. Полканова с приуроченными к ней Кандалакшским, Онежским и Ладожским поперечными грабенами, отсутствуют признаки оживления в новейшее время в связи с тектоническими причинами и с гляциоизостазией [Никонов, 1977, 2006]. А.А. Никонов и Г.С. Золотарев, классифицируют зоны активных тек-

тонических движений (разрывные, пликативные и инъективные структуры), как неблагоприятные (опасные) для строительства. Поэтому традиционным является стремление удалить инженерное сооружение от разрывного нарушения [Золотарев, 1983; Никонов, 1977]. А.А. Никонов изучает проблемы, решение которых направлено на совершенствование уровня обеспечения безопасного строительства [Никонов, 1977; Несмеянов, 2004].

Е.А. Рогожиным и А.В. Горбатиковым исследованы древние структуры фундамента в центральной части Восточно-Европейской платформы. Они изучили строение Теплостанского грабена Московского авлакогена в юго-западной части Москвы геофизическими (недавно разработанным методом микросейсмического зондирования), геологическими и дистанционными методами. Ими установлено, что Теплостанский грабен имеет корни, вертикально прослеживающиеся в верхнюю мантию. Отмечается смещение терригенных горизонтов девона в чехле, и фрагментарно выраженный уступ в рельефе высотой 50 м. Ему соответствует близширотный линеамент в центральной части города [Рогожин и др., 2009; Рогожин, Горбатиков, 2010].

В.И. Уломовым в основу карты общего сейсмического районирования Северной Евразии положена линеаментно-доменно-фокальная модель (ЛДФ) сейсмогенерирующих структур (СГС) (карта ОСР-97). Исследования основаны на трассировках линеаментов, полученных по фотоизображениям, топокартам и геофизическим полям (аномалиям), которые заверены геолого-геофизическими исследованиями [Уломов, 1992].

А.С. Алешинным изучаются проблемы, связанные с сейсмической и геологической опасностью тектонических разрывов, пересекающих площадку строительства особо ответственных объектов, и нелинейные эффекты, возникающие при сильных динамических воздействиях. В его исследованиях фундаментальными являются проблемы, посвященные физическим основам сейсмического микрорайонирования, обоснованию и проектированию геофизического мониторинга склоновых процессов и др. [Алешин, 2010].

Е.Г. Бугаев предложил методику выделения локальных зон возможных очагов землетрясений (зон ВОЗ) и оценки максимальных магнитуд для территории Восточно-Европейской платформы. Методика основана на анализе имеющихся геолого-геофизических, геодинамических и сейсмологических данных по региону, ближнему району и материалов полевых исследований по площадке Калининской АС (КАС). В качестве зон ВОЗ рассматриваются геодинамические зоны, активные на четвертичном этапе. Сформулированы критерии выделения локальных зон ВОЗ территории Восточно-Европейской платформы и предложена методика формализованной оценки M_{\max} [Бугаев, 1999].

А.Д. Жигалин и А.В. Николаев, рассмотрев Восточно-Европейскую платформу с точки зрения сейсмичности, считают, что она характеризуется низким уровнем сейсмичности – до 5 баллов по шкале MSK-64. Установлено, что тектонические землетрясения в центральной части Восточно-Европейской платформы наводятся со стороны Фенноскандии, Центральной Азии и Карпатского региона. Эти землетрясения не несут с собой значительный разрушительный потенциал [Жигалин, Николаев, 2012; Попова и др., 2013].

Таким образом, неотектонические структуры Восточно-Европейской платформы характеризуются с различных точек зрения. Их формирование связывается с внешними и внутриплатформенными источниками тектонических сил и процессов. При этом исследования концентрируются на выявление интенсивно развивающихся специфических зон: геодинамически активных зон, диаклазовых швов, крипа и проч. Они рассматриваются как ключевые объекты для разработки теории платформенных деформаций. В то же время эти зоны являются неблагоприятными для особо опасных и технически сложных объектов, поскольку с ними связывается активизация эндогенных и экзогенных процессов. В то же время следует отметить, что работ, относящихся к качественной и количественной оценке геодинамически активных зон, публикуется очень мало.

1.2. Обзор нормативных документов по оценке геодинамической устойчивости особо опасных и технически сложных объектов

Структурно-геодинамическая оценка устойчивости районов размещения АЭС (ЯУ ЯТЦ), основывается на инженерно-геологической изученности районов размещения, достижениях в структурно-геодинамических исследованиях и на критериях оценки устойчивости (безопасности), согласно нормативно-методическим документам.

Инженерно-геологические изыскания обеспечивают рациональное размещение особо опасных и технически сложных объектов, имеющее решающее значение для защиты окружающей среды и обеспечения безопасности населения. Подобные изыскания направлены на исключение непригодных и ограниченно непригодных территорий во избежание негативных последствий возможных аварий. Отрицательным примером этого является событие на Ровенской АЭС, закрытие строящейся Крымская АЭС, авария на Чернобыльской АЭС, катастрофическое событие в Японии (Фукусима АЭС-2), разрушение плотины в Тайване. Авария на Чернобыльской АЭС не была связана с опасными геодинамическими процессами, но ошибка в расположении станции в зоне связи грунтовых и межпластовых вод привела к необходимости срочного строительства после аварии противодиффузионной завесы (помимо устройства дамб ограждения реки Припять) и сооружения дополнительного подземного фундамента – экрана под корпусом реакторного отделения станции. Плотина в Тайване разрушилась при землетрясении Chi-Chi в 1999 г., поскольку была построена в зоне активного разлома.

Положительный пример – Армянская АЭС, которая построена в зоне высокой сейсмичности. Благодаря высокому уровню изысканий и верных проектных решений она выдержала мощное Спитакское землетрясение и продолжает работать в штатном режиме поныне.

Безопасность строительства особо опасных и технически сложных и уникальных объектов обеспечивается совершенствованием (актуализацией) адекватной нормативно-правовой и нормативно-методической документации, поскольку положительные примеры возведения АЭС входят в практику изысканий только в том случае, когда они становятся нормой.

Сложность (строительство прецизионных сооружений с высокими требованиями к деформациям пород) и специфика (размер строительства ограничен по площади) строительства объектов вынуждает расширять и детализировать знания об неотектонических структурах. Наибольшее внимание уделяется структурам и процессам, проявляющимся в течение позднечетвертичного времени [Макаров, 203б; Макеев, Дорожко, 2003; Макеев, Макаров, 2003] и в рамках приповерхностной зоны [Осипов, 2005, Осипов и др., 1999; Сергеев, 1978; Попов, 1973].

Оценка неотектонических структур платформенных территорий, ограниченных районом строительства, очень проблематична. Она осложняется еще тем, что разные типы инженерных сооружений характеризуются неодинаковыми допустимыми деформациями и особенностями размещения. В то же время к проведению структурно-геодинамических и структурно-геоморфологических исследований предъявляются высокие требования, но в нормативных документах эти требования изложены часто неполно. Нет стандартной типизации объектов строительства применительно к структурно-геодинамическим исследованиям и особенностям неотектонических условий. Нередко типовая застройка и атомные станции характеризуются в целом сходными величинами допустимых значений [Несмеянов, 2004а,б; 2005]. Методология (система и последовательность конкретных методов вещественно-структурных, структурно-геоморфологических, геодинамических) исследований активных дислокаций до конца не разработана для условий ограниченных территорий, или, точнее, малых территорий.

Известно, что стандартизация неотектонических и структурно-геодинамических изысканий и совершенствование нормативно-методической базы инженерных изысканий в неотектоническом аспекте позволяет повысить безопасность инженерных сооружений, включая особо опасные объекты, а также расширяет возможности получения научно-прикладной структурно-геодинамической информации. Однако внедрение неотектоники в обеспечение безопасного строительства не находит должного отражения в соответствующей научной и нормативно-методической литературе. Например, при инженерных изысканиях реально существующие геодинамически активные зоны в понимании В.И. Макарова и др.,

как специфические структуры, выделяемые на основании структурно-геодинамического метода, не рассматриваются, поскольку их изучение не отражается в соответствующей нормативно-методической документации [Инженерная..., 2013; Оценка..., 2001].

Согласно пункту 7 статьи 4 Федерального закона от 23.12.2009 № 384 «Технический регламент о безопасности зданий и сооружений» (ФЗ № 384), все здания и сооружения относятся к трем уровням ответственности: 1) пониженному, 2) нормальному и 3) повышенному [Технический..., 2009].

1) К зданиям и сооружениям пониженного уровня ответственности относятся здания и сооружения временного (сезонного) назначения, а также здания и сооружения вспомогательного использования, связанные с осуществлением строительства или реконструкции здания или сооружения либо расположенные на земельных участках, предоставленных для индивидуального жилищного строительства. Степень ответственности сооружений зависит от размеров материального и социального ущерба, возможного при достижении конструкциями предельных состояний и определяются коэффициентом надежности.

2) К зданиям и сооружениям нормального уровня ответственности относятся все здания и сооружения (гражданского и промышленного типового строительства), за исключением зданий и сооружений повышенного и пониженного уровней ответственности.

Для объектов нормального уровня ответственности предельно допустимые деформации в основании объектов за весь срок службы не должны превышать относительное горизонтальное сжатие или растяжение (отрыв) – 1 мм/м, радиус кривизны поднятия или прогибания – 20 км, наклон – 3 мм/м (градиент наклона $3/1000=0.003$), уступ – 1 см, относительная неравномерность осадок – 0,006, крен фундамента (основания) сооружения – 0,005. Смещения, превышающие перечисленные значения, считаются опасными для сооружений, а сами смещения активными [Инженерно-геодезические..., 1997; Здания..., 1992; Основания..., 1995].

3) В соответствие с градостроительным кодексом Российской Федерации (статья 48.1) к зданиям и сооружениям (объектам) повышенного уровня ответст-

венности относятся особо опасные и технически сложные или уникальные объекты. В том числе: объекты использования атомной энергии (ядерные установки, пункты хранения ядерных материалов и радиоактивных веществ); гидротехнические сооружения первого и второго классов в соответствии с законодательством РФ о безопасности гидротехнических сооружений; сооружения связи, являющиеся особо опасными, технически сложными в соответствии с законодательством РФ о безопасности гидротехнических сооружений. А также сооружения связи, являющиеся особо опасными, технически сложными в соответствии с законодательством РФ в области связи; линии электропередачи и иные объекты электросетевого хозяйства напряжением 330 кВт и более; объекты космической инфраструктуры: аэропорты и иные объекты авиационной инфраструктуры; объекты инфраструктуры железнодорожного транспорта общего пользования; метрополитены; морские порты, за исключением морских специализированных портов, предназначенных для обслуживания спортивных и прогулочных судов; автомобильные дороги общего пользования федерального значения и относящиеся к ним транспортные инженерные сооружения; опасные производственные объекты, на которых: получают, используются, перерабатываются, образуются, хранятся, транспортируются и уничтожаются опасные вещества в количествах, превышающих предельные; используется оборудование, работающее под давлением или при высокой температуре нагрева воды; получают расплавы черных и цветных металлов и сплавы на основе этих расплавов; ведутся горные работы, работы по обогащению полезных ископаемых, а также работы в подземных условиях; используются стационарно установленные канатные дороги и фуникулеры.

К уникальным относятся объекты капитального строительства, в проектной документации которых предусмотрена хотя бы одна из следующих характеристик: высота более чем 100м; пролеты более чем 100 м; наличие консоли более чем 20 м; заглубление подземной части (полностью или частично) ниже планировочной отметки земли более чем на 15 м.

Перечисленные критерии не исчерпывают всего многообразия особо опасных и технически сложных и уникальных объектов. Общим для всех категорий

является индивидуальное проектирование, применение нестандартных конструкций и технологий, специфические условия взаимодействия с геологической средой, высокие и часто нестандартные нагрузки и воздействия, сжатые сроки возведения и высокая стоимость; повышенный риск аварийных ситуаций [Дудлер и др., 2013].

Подобного типа объекты соответствуют геотехнической категории 3, согласно ЕВРОКОДУ [Еврокод 7..., 1997]. Согласно требованиям МАГАТЭ, методология проведения изысканий должна быть научно обоснованной. Она акцентирует внимание изыскателя на соблюдение принципов нормативно-методического обеспечения инженерных изысканий, этапности изысканий, применение современных методов и технических средств проведения полевых и камеральных работ, научно-методическое сопровождение изысканий и проч. При изысканиях для строительства атомных станций важно гармонизировать их с требованиями и рекомендациями МАГАТЭ. В то же время эти принципы соблюдать сложно, поскольку Постановлением правительства РФ № 87 предпроектные изыскания официально отменены [Постановление... 2008]. Согласно ст. 47 Градостроительного кодекса РФ указывается, что инженерные изыскания выполняются для получения материалов о природных условиях территорий, материалов, необходимых для обоснования конструктивных и др. планировочных решений, материалов для проведения расчетов основания и проч. Поэтому проведение предпроектных изысканий постулируется.

На предпроектном этапе выполняется две стадии работ: 1) изучение региона и выбор пункта размещения АЭС из числа конкурентных (размер $\sim 10 \times 10$ км), 2) изыскания в пределах пункта и выбор оптимальной площадки размещения зданий и сооружений АЭС (размер $\sim 3 \times 3$ км).

1) Изучение региона (радиус исследований 300-400 км) проводится с целью выявления исключаяющих и ограничивающих природных условий, факторов и выбор оптимального размещения АЭС на основе благоприятных критериев (на основе системы критериев отбраковки непригодных условий). Выявляются потенциально активные тектонические дислокации, составляются схемы, карты де-

шифрования дистанционного зондирования Земли, историко-тектонического, неотектонического и экологического районирования, необходимые для выбора оптимальной площадки и отказа от непригодных и ограниченно природных территорий еще на предпроектных этапах. В частности исследуются сеймотектонические условия, современные движения земной коры и геологические условия основания и проч.

Критериями, исключающими размещение АЭС, являются МРЗ > 9 баллов по шкале MSK 64, критерием, ограничивающим размещение АЭС МРЗ 7-9 баллов. В целом не должно быть землетрясений 7 баллов и выше. Критерием исключающим являются активные разломы и геодинамические зоны на площадке, критерием ограничивающим размещение АЭС – геодинамические зоны с градиентами современных скоростей 10^{-6} - 10^{-9} (за четвертичное время – это 1 млн. лет). Критерием исключающим размещение АЭС являются современные вертикальные движения земной коры (СВДЗ) с градиентами скорости современных тектонических движений в геодинамически активных зонах $>10^{-6}$. Критерием, ограничивающим размещение АЭС, СДЗК со скоростями вертикальных движений 10 и горизонтальных 50 мм/год. Критерием исключающим является геологическое строение основания с крупными карстовыми полостями и пустотами, слабые грунты на участках размещения реакторного отделения. Критерием ограничивающим являются специфические грунты (просадочные, набухающие, засоленные, структурно-геодинамически неустойчивые) а также грунты с модулем деформации <20 МПа и др. факторы и условия.

На основе отчетных предпроектных материалов обосновывается получение лицензии на размещение АЭС, производится оценка воздействия АЭС на окружающую среду (ОВОС), принимается решение об отводе земель, открытия финансирования проектных работ. Результаты исследований являются основой для составления программы инженерно-геологических изысканий на этап проектирования, включающий программу мониторинга окружающей среды в пределах рассматриваемой территории. Она, как правило, ограничивается радиусом 30-50 км вокруг реакторного отделения.

Основная цель предпроектного этапа работ – это итерационная процедура выбора пункта и площадки размещения АЭС в намеченном регионе на основе системы критериев отбраковки непригодных вариантов из числа первоначально намеченных. Результат – классификация (ранжирование) альтернативных площадок АЭС.

2) На второй стадии предпроектного этапа инженерно-геологических изысканий при выборе площадки дополнительно изучаются и уточняются сейсмотектонические условия, детализируются опасные процессы и наличие специфических грунтов, грунтово-гидрогеологические условия и проч. при этом детальность исследований должны обеспечивать построение крупномасштабных карт на проектной стадии или на стадии исследования ближнего района АЭС.

На проектной стадии работа производится также в два этапа, но главное – это выбор промплощадки и изыскания на площадке на основе детализации всех видов факторов и условий: обоснование оптимальных компоновочных решений по природным условиям, уточнения количественных характеристик, мониторинг и проч. исследования.

Результат исследований – это выбор площадки, детальная характеристика факторов и условий и их подтверждение, как основы проекта зданий и сооружений. Здесь важным является последовательный переход от изучения значительно по площади района, начиная с территории радиусом 300-400 км, к изучению его в более крупном масштабе в радиусе 30 км. Затем проведение детальных изысканий в окрестностях площадки радиусом 3 км, на площадке размерами 3 км² и 1 км² с охватом зоны влияния АЭС, а также изучение геологической среды до глубины 120 м. Это делается для снижения масштабного эффекта: не зная истинных размеров дислокаций, их трудно угадать в произвольно выбранном масштабе.

Радиус исследований может варьировать в зависимости от сложности геодинамических и др. условий. Изыскания, проведенные в Островецком, Монаковском и Курчатовском районах, являются примерами соблюдения радиусов изысканий от мелкомасштабных (региональных), через крупномасштабные к детальным. В этих районах проведены структурно-геодинамические исследования в

масштабах 1:50 000, являющиеся крупномасштабными. Это положительный пример эффективного применения научно-методического сопровождения, поскольку произведена количественная оценка геодинамического (эндогенного) фактора на основе тонкого анализа территории структурно-геоморфологическим методом. Ни один из известных геологических методов не позволяет реально оценить этот фактор и построить прогноз его активности, используя для этого фактический материал в виде состава, строения и мощности четвертичных отложений. В их основу положен принцип прерывистости неотектонических движений во времени, выраженных геоморфологическими разновысотными ступенями, подвергающимися деформациям.

Для объектов повышенного уровня ответственности (особо ответственных сооружений: реакторных зданий АЭС, нефтепроводов и проч.) значения опасных дислокаций являются следующими: а) не допускается размещать сооружения непосредственно на активных разломах, в зонах любых тектонических нарушений, в районах развития карста (термокарста), активных оползневых и др. опасных склоновых процессов (т.е. независимо от количественных характеристик – запрещается); б) территории, на которых установлены современные дифференцированные движения земной коры: вертикальные со скоростью более 10 мм/год, горизонтальные – более 50 мм/год; в районах, где террасы рек, берега водоемов со скоростью перемещения линии среза и бровки уступа более 1 м/год; склоны рельефа с уклоном 15 град. и более [Размещение..., 2001; Учет..., 2005, Определение... 2000, Оценка.... 2001 и др. документы].

Для отдельных типов уникальных сооружений существуют унифицированные нормативы. Примером могут служить предельные (допустимые) значения деформаций в основании реакторных отделений АЭС: а) осадки до 30 см, в период эксплуатации до 10 см; б) уклон (крен) или градиент деформации 0,001-0,003. В районе размещения сооружений должны быть выполнены инженерные исследования процессов, явлений и факторов природного происхождения, способных оказать влияние на безопасность сооружений. Должны быть определены характеристики геодинамической активности, а именно: оценены амплитуды, скорости и

градиенты новейших и современных движений и параметры возможных подвижек; установлены характеристики активных разломных зон (геометрические, амплитуды и направленность смещений по разломам и время последней активизации [Учет..., 2005, Требования..., 1998 и др. документы]).

В нормативных документах значительное внимание уделяется активным разломам, понимая под ними разлом тектонического происхождения, а не любой другой, в зоне которого за четвертичный период произошло относительное перемещение примыкающих блоков земной коры на 0.3-0.5 м. Скорости современных движений не должны превышать 5мм/год. Максимальные значения параметров геологических и инженерно-геологических процессов и явлений должны определяться в интервале времени 1 млн. лет и 10 000 лет [Учет..., 2005; Основные..., 1987; Оценка..., 2001 и др.].

Нормативные документы нацеливают на исследование и оценку не только активных разломов, но и крипа. Современные дифференцированные движения земной коры, проявляющиеся в виде тектонического крипа с градиентом скорости более 10^{-9} – 10^{-6} , считаются опасными [Учет... 2005].

В некоторых нормативных документах площадка АЭС (ЯУ ЯТЦ) разделяется на 1) благоприятные и 2) неблагоприятные, 3) недопустимые [Учет..., 2005].

1) Площадка считается благоприятной для размещения ЯУ ЯТЦ (ядерная установка ядерного топливного цикла), если одновременно выполняются следующие условия: а) размещение площадки в пределах целикового тектонического блока, не нарушенного активными разломами и геодинамическими зонами; б) интенсивность МРЗ на площадке менее 6 баллов (МСК-64), т.е. с учетом грунтовых условий;

2) Площадка считается неблагоприятной для размещения ЯУ ЯТЦ, если в ней: а) сейсмичность площадки при МРЗ равна 6, 7 и 8 баллам (МСК-64); б) линейные геодинамические зоны, в пределах которых установлены дифференцированные тектонические движения за четвертичное время с градиентом скорости четвертичных движений 10^{-9} в год и более (без проявления активных разломов на земной поверхности); в) зоны тектонической трещиноватости; г) районы развития

активных оползневых и других опасных склоновых процессов; д) пойменные террасы рек и берега водоемов со скоростью перемещения бровки абразионного уступа более 1 м/год; е) склоны с уклоном 15° и более; ж) районы распространения структурно и динамически неустойчивых грунтов, многолетнемерзлых нескальных грунтов, а также грунтов с модулем деформации менее 20 МПа; з) площадки с грунтовыми водами на глубине менее 3 м от планировочной поверхности при мощности грунта 10 м и более с коэффициентом фильтрации 10 м/сут. и более.

3) Не допускается размещать ЯУ ЯТЦ: а) на площадках, расположенных непосредственно на активных разломах, б) на площадках, сейсмичность которых при МРЗ превышает 8 баллов (MSK-64); в) в районах развития карстовых (термокарстовых), суффозионных и карстово-суффозионных процессов.

Таким образом, критерии оценки устойчивости (опасности) территорий АЭС в целом ясны. В то же время, чтобы вычислить градиент скорости деформации в геодинамических зонах необходимо точно знать их ширину и разницу в скоростях движений на границах этих зон, что крайне проблематично в платформенных условиях. В этих документах не нормируется морфо-кинематический тип геодинамических зон, не предполагается анализ поля напряжений и его происхождения [Основания..., 2011; Инженерно-геодезические..., 1997]. Параметры структур (очертания, размеры, ориентировка и знак движений) также не нормируются.

В некоторых нормативных документах площадки АЭС не классифицируются на пригодные и непригодные или благоприятные и неблагоприятные. В районах (ближних районах АЭС) и на площадках размещения инженерных объектов в качестве критериев оценки устойчивости рассматриваются сеймотектонические смещения, сейсмодислокации, поднятия и опускания блоков, современные движения земной коры и тектонический крип [Учет..., 2005; Нормы..., 2001]. В основу оценки положены четвертичные движения и градиенты их скоростей. В результате все площадки считаются опасными и классифицируются на три степени: первой, второй и третьей. Первая степень опасности площадки – подвижка по разрыву равна 0.3 и более; в геодинамических зонах градиент скорости движений

за четвертичное время 10^{-6} . Вторая степень опасности – подвижка по разрыву составляет менее 0.3 м; градиент скорости современных движений $10^{-9} - 10^{-6}$. Третья степень опасности – градиент скорости движений за четвертичное время составляет менее 10^{-9} м/год.

Критериями устойчивости площадок АЭС являются деформации земной поверхности, выявленные геодезическими методами [Руководящий..., 1984]. Допустимый крен основания здания и сооружения АЭС не должен превышать $1 \cdot 10^{-4}$ за 30 лет или $3.3 \cdot 10^{-6}$. Здесь не совсем понятен выбор допустимых оценок устойчивости состояния территории. Эти градиенты сильно завышены относительно фоновой подвижности земной коры, даже в сравнении с допусками уникальных сооружений (высокие плотины, отдельные типы АЭС, ГАЭС, радиотелескопы следящих систем, синхрофазотронов), в т.ч. объектов, проектирование и эксплуатация которых требует проведения высокоточных (прецизионных) измерений. В технических заданиях этих инженерных объектов используются индивидуальные нормативы, где предполагается исследование микродеформаций.

Критерии пригодности и выбор безопасных площадок АЭС (I и II уровни ответственности в т.ч. атомные электростанции) регламентируются в общестроительном Своде правил [Инженерно-геодезические..., 1997]. Предельно допустимый крен (наклон) в основании реакторных отделов составляет 0.001 (1 мм/м), а при особых воздействиях 0.003 (3 мм/м), или градиент допустимых деформаций не должен превышать 0.001-0.003. Территории, на которых установлены современные дифференцированные движения земной коры, должны отвечать следующим допустимым значениям: вертикальные со скоростью более 10 мм/год, горизонтальные – более 50 мм/год [Размещение..., 2001].

Некоторые исследователи придерживаются точки зрения, что оценки устойчивости АЭС не должны быть ниже уровня требований общестроительных нормативов свода правил [Кузьмин, 1999, 2000; Сашурин, 2010; Концепция ..., 2000]. Если деформации превышают эти значения, они относятся к категории опасных.

Таким образом, в связи с прогрессом технических решений производства энергии сложность инженерно-геологических изысканий постепенно нарастает.

Неразработанность нормативно-методической базы в отношении тектонических и геодинамических исследований не способствует их прогрессу.

Несоблюдение этих требований или неверная оценка дислокаций может привести к авариям на особо ответственных сооружениях, последствия которых приводят к гибели людей, значительному материальному ущербу и тяжелым (нежелательным) экологическим последствиям. Проекты этих сооружений нуждаются в обеспечении повышенной надежности. Поэтому в СП11-104-97 специально оговаривается, что опасные значения смещений (дислокаций) для особо опасных (ответственных) и уникальных сооружений регламентируются производственно-отраслевыми (ведомственными) нормативными документами [Инженерно-геодезические... 1997].

С.А. Несмеянов с целью повышения надежности ответственных сооружений предлагает применять коэффициент Гзовского – увеличивать расчетную скорость движений вдвое при сокращении времени осреднения на порядок величин с учетом срока службы сооружений. С учетом прогрессирующей тектонической активности можно повышать на порядок величину скорости движений, оцененные совместно для плиоцена и четвертичного периода. Это позволяет повысить надежность принимаемых адекватных инженерных мероприятий. С учетом типов зданий сооружений разрабатывается классификация дислокаций, при этом отдельно для каждого типа дислокации. Оценка активности производится в соответствии с действующими нормативами [Несмеянов, 2004]. Срок службы АЭС обычно оценивается в 100 лет. Исследования соотносятся со сроком службы АЭС и стадийности проектирования: предпроектная (ОБИН), рабочего проектирования и постпроектная (строительство, эксплуатация и ликвидация объектов; реконструкция и техническое перевооружение предприятий, зданий и сооружений). Предвосхищаются эти исследования Декларацией о намерениях (ДОН).

Таким образом, нормативно-методические документы, регламентирующие выбор безопасных площадок АЭС, требуют гармонизации и корректировок. Практически отсутствует информация относительно оценок неотектонических структур, с точки зрения их параметризации относительно форм, размеров и ориенти-

ровки. Не учитываются уклоны, которые развиты по отложениям осадочным чехла, считая их древними и не новейшими. В этой связи затруднением является комплексная оценка геодинамической устойчивости особо опасных и технически сложных объектов. Нормативные документы не в полной мере отражают существа воздействия геодинамического фактора на инженерные объекты.

Основным документом, регламентирующим инженерные изыскания для строительства АЭС, является СППНАЭ-87. Предельно допустимый крен (наклон) в основании реакторных отделов или градиент допустимых деформаций не должен превышать 0.001-0.003. Относительные смещения со скоростями современных тектонических движений не должны превышать 5 мм/год и более. Градиент скорости современных движений в геодинамических зонах (ГдАЗ, крип) не должен быть выше $10^{-9} - 10^{-6}$. Максимальные значения параметров геологических и инженерно-геологических процессов и явлений определяются в интервале времени, равном 1млн. и 10 000 лет. Площадка АЭС должна размещаться в пределах целикового тектонического блока, не нарушенного различными зонами [Основные..., 1987; Учет..., 2005; Оценка..., 2001 и др.].

На основании этого и др. документов в диссертации производится оценка геодинамической устойчивости Островецкого, Монаковского и Курчатовского районов.

Глава 2. ДОКАЙНОЗОЙСКИЕ (ДРЕВНИЕ) ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА

Вещественно-структурные исследования посвящены анализу и оценке структур, развитых по поверхности кристаллического фундамента, и в осадочном чехле с целью выявления принципиальных латеральных и вертикальных дислокаций (повышенных градиентов деформаций, разломов и проч.). В новейшем и современном поле напряжений эти дислокации потенциальны на активизацию с образованием вторичных активных деформаций, опасных для инженерных сооружений. Активность выражается зонами повышенных напряжений и их разрядки, что может сопровождаться повышенной сейсмичностью и активизацией интенсивных экзогенных процессов.

Древний кристаллический фундамент платформ и его осадочный чехол характеризуются вещественно-структурной расслоенностью и неоднородностью [Тектоническая..., 1990], которые относительно действующих новейших и современных сил и процессов занимают разную позицию. В результате одни активизируются и становятся опасными, другие – индифферентны, т.е. геодинамически неактивны (пассивны). При инженерно-геологических изысканиях на особо опасных инженерных объектах, как правило, исследования проводятся по принципу, если не оценена активность разлома – он опасен. В итоге исследуются все дислокации, попавшие в ближний район АЭС, ограничиваемый, как правило, радиусом 30-50 км.

В рельефе признаком активизированных древних зон являются линеаменты, зоны возможных очагов землетрясений (зоны ВОЗ), концентрация (опасных) экзогенных процессов, согласных с древней зоной. Активизированные зоны предлагается рассматривать в качестве принципиально важных, требующих учета и контроля с точки зрения обеспечения геодинамической устойчивости инженерных объектов.

Древние вещественно-структурные условия исследуются в Островецком, Монаковском и Курчатковском районах, расположенных в пределах устойчиво

развивающихся сводовых поднятий Восточно-Европейской платформы: Островецкий район находится в пределах Белорусского сводового поднятия (Центрально-Белорусского поднятия), Монаковский район – в пределах Токмовского сводового поднятия, которое является частью Волго-Уральской антеклизы, Курчатовский район – в пределах Воронежского сводового поднятия (рис. 2.1). Сводовым поднятиям отвечают антеклизы: Белорусская, Волго-Уральская и Воронежская.

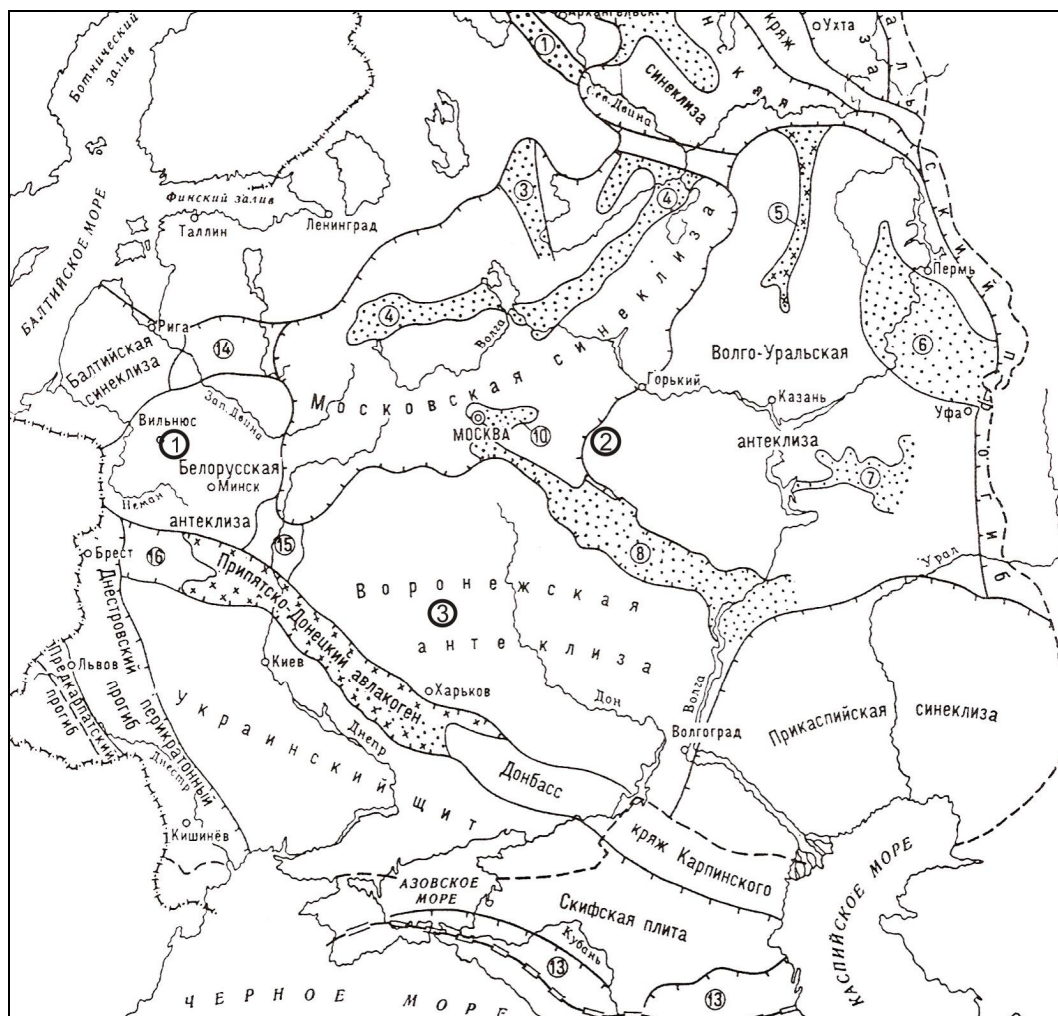


Рис. 2.1. Расположение районов исследований на схеме тектонического районирования Восточно-Европейской платформы [Юдахин и др., 2003; Структурно-вещественная..., 1989].

1 – Островецкий район, 2 – Монаковский район, 3 – Курчатовский район.

В этих районах осадочный чехол имеет разное строение и наполненность разреза осадочными отложениями. Островецкий район наиболее полно представлен разновозрастными отложениями, выполняющими байкальский, каледонский и герцинский структурные этажи. В Курчатовском районе осадочный чехол сильно сокращен. В нем развиты отложения преимущественно альпийского структурного

этажа и частично отложения герцинского. В Монаковском районе развиты отложения, которые отвечают байкальскому и герцинскому структурным этажам. В четвертичное время Островецкий район находился под непрерывным воздействием четырех четвертичных ледниковых покровов. Курчатовский район, напротив, находится во внеледниковой области. Монаковский район расположен в области единственного развивавшегося здесь донского покровного ледника, оставившего после себя отложения небольшой мощности (около 10 м).

2.1. Оценка вещественно-структурных условий кристаллического фундамента и осадочного чехла

Островецкий район расположен на западе Восточно-Европейской платформы и приурочен к северо-западному склону Вилейского докембрийского выступа Белорусского сводового поднятия. Склон – это сопряжение Белорусской антеклизы и Балтийской синеклизы. Он отвечает Прибалтийской моноклинали (рис. 2.2). В административном отношении он находится на северо-востоке Гродненской области Республики Беларусь, в 18 км на северо-восток от г. Островец.

С целью оценки вещественно-структурных условий исследованы деформации, отвечающие разным структурным этажам: каледонскому, герцинскому и альпийскому, включая новейший. Поверхность кристаллического фундамента также исследована (Разломы..., 2007). В результате построены гипсометрические карты четырех опорных горизонтов: 1) кровли кристаллического фундамента, 2) поверхности отложений силура и 3) девона. Оригинальный масштаб карт 1:100 000.

Вещественно-структурные условия, а также локализация, ориентировка, знак движений и градиенты деформаций являются следующими.

1) Кристаллические породы фундамента, вскрытые бурением, представлены осадочно-вулканогенными породами глубокометаморфизированными в гранулитовой и гранулит-амфиболитовой фациях архейского и раннепротерозойского возраста. В фундаменте локализованы различные габбро, габбро-нориты, эндер-

биты, чарнокиты, гранодиориты, граниты и др., интрузии, которые прорывают дислоцированные ультраметаморфические и метасоматические породы.

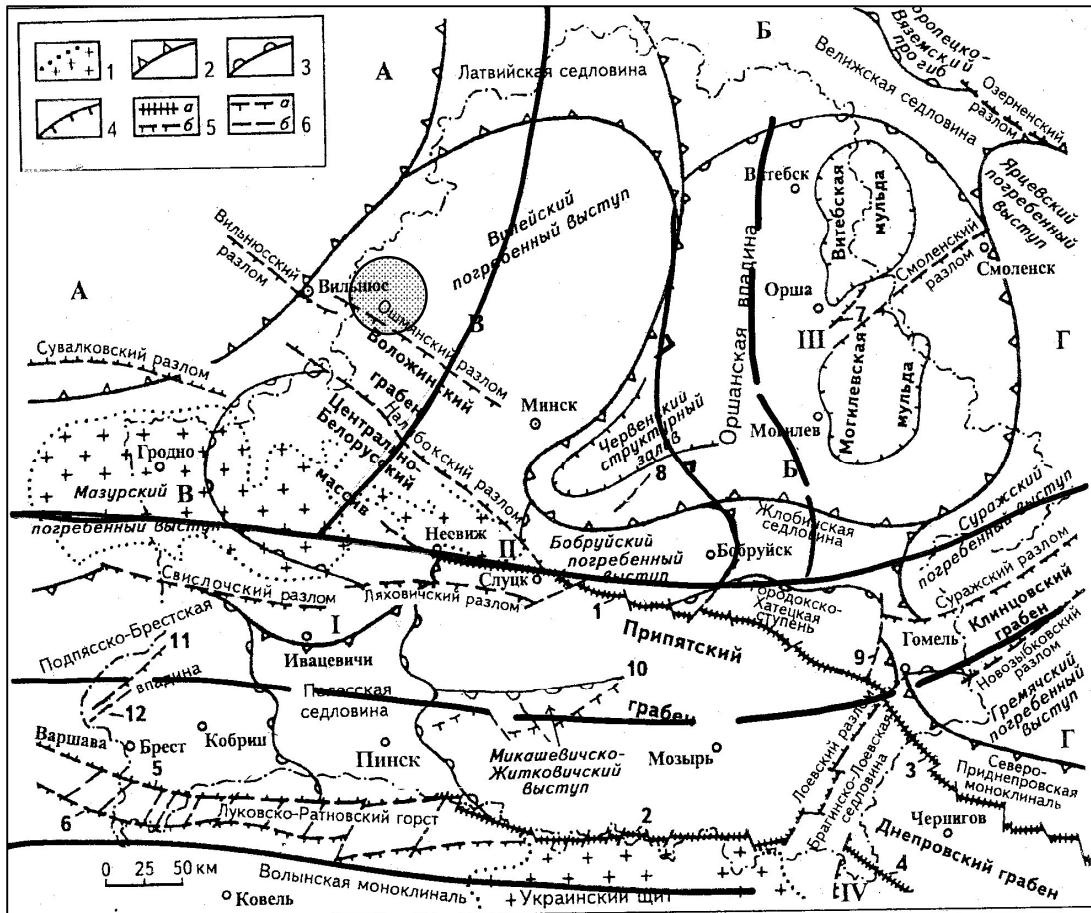


Рис. 2.2. Расположение Островецкого района на схеме тектонического районирования территории Беларуси [Тектоника ..., 1990; Геология Беларуси, 2001].

Границы: 1 – выходов фундамента по подошве юрско-антропогеновых отложений, 2 – структур I порядка, 3 – структур II порядка, 4 – структур III порядка. Разломы: 5 – суперрегиональные а) и региональные б), 6 – субрегиональные а) и локальные б); синеклизы: А – Балтийская, Б – Московская. Антеклизы: В – Белорусская, Г – Воронежская; погребенные выступы: I – Ивацевичский, II – Бобовнянский, III – Оршанский горст; IV – Южно-Приднепровская моноклинал. Разломы: 1 – Северо-Припятский, 2 – Южно-Припятский, 3 – Северо-Днепровский, 4 – Южно-Днепровский, 5 – Северо-Ратновский, 6 – Южно-Ратновский, 7 – Оршанский, 8 – Осиповичский, 9 – Гомельский, 10 – Житковичский, 11 – Высоковский, 12 – Прибугский.

Сплошные черные линии – оси новейших поднятий, пунктирные черные линии – оси новейших прогибов (по В.М.Макееву). Круг – Островецкий район.

В кристаллическом фундаменте на основании геофизических исследований выделено большое количество разломов [Разломы ..., 2007], разделенных на два типа: платформенные, проникающие в чехол, и доплатформенные разломы, локализованные внутри кристаллического фундамента (рис. 2.3). Платформенные разломы: Ошмянский, Западно-Островецкий, Рымдунский, Вилейский, Свирский, Озерный и южное звено Гервятского разлома. Западно-Островецкий, Рымдун-

ский и Ошмянский разломы имеют уступы по поверхности фундамента с амплитудой до 20 м. Доплатформенные разломы: Березовский, Островецкий, Леговецкий. Авенский, Михалишский, Гервятский и др.

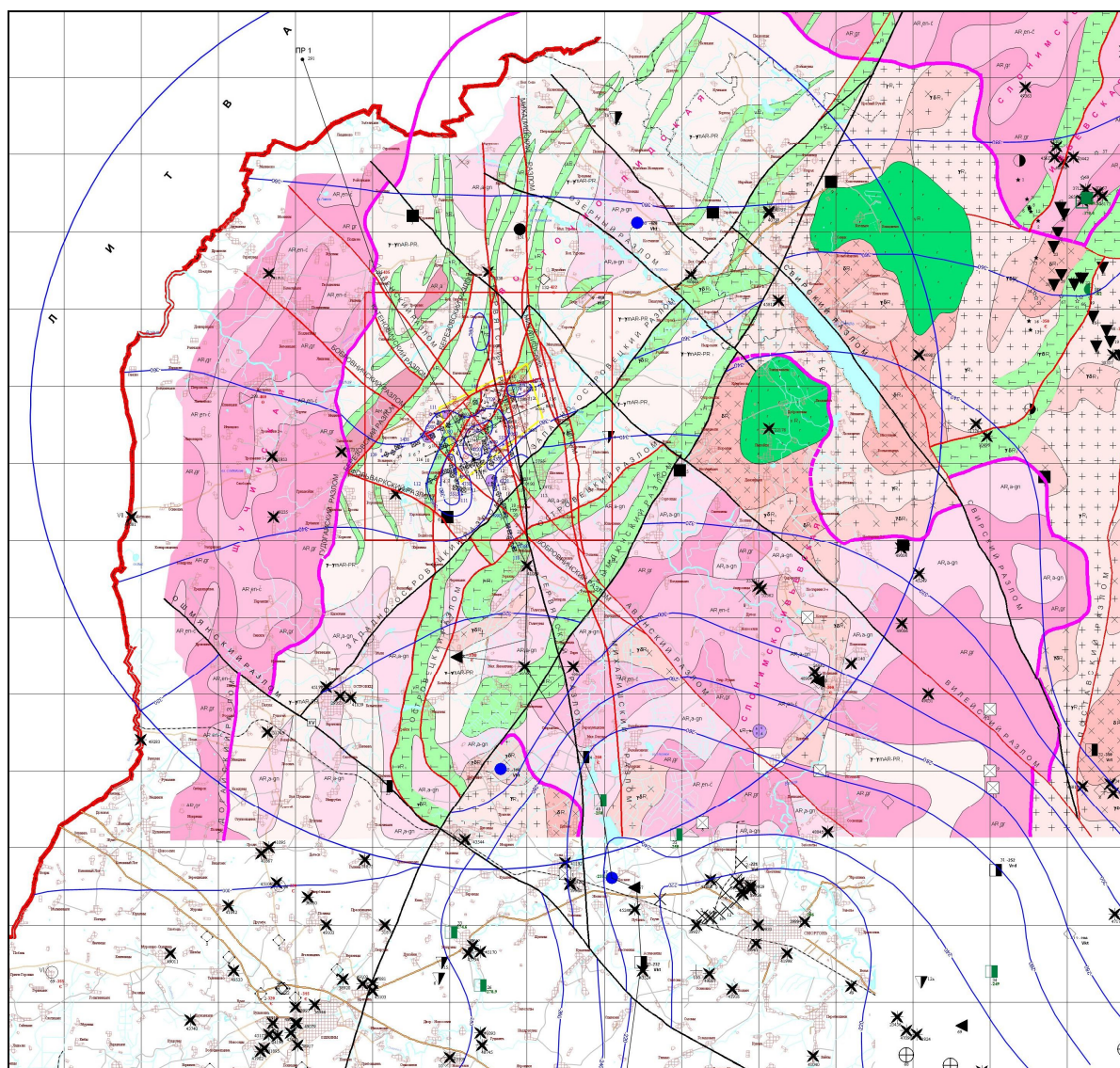


Рис. 2.3. Геолого-тектоническая схема поверхности кристаллического фундамента Островецкого района [Москалец, Ковалев, 2008].

Синие линии – изогипсы фундамента, линии красного и черного цвета – разломы; черного цвета разломы платформенные, красного доплатформенные; разными цветами показаны разновозрастные породы кристаллического фундамента: архей-нижнепротерозойские гранулиты, эндербит-чарнокиты и амфиболитовые гнейсы, пронизанные интрузиями верхнепротерозойских гранитов, гранодиоритов и диоритов, а также относительно крупными изометричными в плане телами габбро и габбро-норитов; черные знаки разного типа (крестики, точки и проч.) – буровые скважины, пробуренные в разное время разными геологическими службами. Круг – Островецкий район.

Перечисленные разломы практически все несейсмичны, кроме Ошмянского [Предварительная..., 2008]. С ним связывается историческое землетрясение с

эпицентром вблизи ст. Гудогай, которое произошло в 1908 г. (по другим источникам в 1909 г с ощутимым эффектом 6-7 баллов по шкале MSK-64). Кроме того, Центром геофизического мониторинга НАН Беларуси в октябре 1987 г. было инструментально зарегистрировано слабое землетрясение с эпицентром, расположенным в 10 км к востоку от Островца, что позволило отнести Ошмянский разлом к сейсмогенной зоне (зона ВОЗ).

Абсолютные отметки поверхности фундамента колеблются от минус 240 м в южной части Островецкого района до минус 380 м в северной его части. В поверхности фундамента южнее границы района исследований выделяется Сморгонское поднятие с абсолютными отметками минус 220 м. Ось поднятия в целом вытянута в меридиональном направлении. В районе д. Валеювичи поверхность фундамента имеет наибольшие абсолютные отметки минус 260–240 м. В юго-западной части поверхность осложняется крутым уклоном на северо-запад – уклон составляет 40 м/2 км (градиент 0.02). К востоку от д. Валеювичи поверхность плавно снижается на север до отметок минус 360–380 м.

В северо-западной части Островецкого района поверхность кристаллического фундамента, несмотря на ее разнородное строение, характеризуется общим плавным падением на север (градиент деформации 0,003).

2) Байкальский структурный этаж представлен верхневендскими отложениями, несогласно залегающими на высокометаморфизированных породах фундамента. Эти отложения расчленяются на волынскую и валдайскую серии. Первая представлена туфогенно-осадочными породами, вторая представлена циклически построенной глинисто-алевритово-песчаной толщей. Мощность верхневендских отложений 200 м.

3) Каледонский структурный этаж сложен ниже- и среднекембрийскими и ордовикско-силурийскими отложениями мощностью до 205 м. Ниже- и среднекембрийские отложения – сероцветные терригенно-кварцевые, ордовикско-силурийские отложения – терригенно-карбонатные и карбонатные.

Строение кровли среднекембрийскими отложений несколько отличается от поверхности кристаллического фундамента. Прежде всего, это проявляется в

том, что кровля кембрийских отложений снижается в северо-западном направлении, в сторону Балтийской синеклизы с отметок плюс 30–40 м в наиболее приподнятой юго-восточной части исследуемой территории до минус 120 м и ниже в северо-западной части, у границы с Литвой. Градиенты деформаций кровли изменяются от 0,004 на наиболее выположенных участках до 0,01 на более крутых склонах. В поверхности кембрия выделяется уступ (флексура с градиентом деформации до 0,01) юго-западного простирания с амплитудой до 20–30 м. Этот уступ согласуется с Березовским и, продолжающим его, Гудогайским разломами, локализованными в кристаллическом фундаменте (Разломы ..., 2007).

Кровля силурийских отложений полого падает на северо-запад. Градиент деформации 0,002–0,006. (рис. 2.4). В юго-восточной части Островецкого района мощность силура составляет первые метры (здесь они частично размыты). В северо-западной части она достигает 50 м. В юго-восточной части Островецкого района отложения силурийской системы размыты, причем площадь размыва несколько увеличивается, по сравнению с ордовиком. Наиболее приподнятая часть территории с абсолютными отметками до 70 м расположена в восток–юго-восточной части территории. Наиболее низкие абсолютные отметки поверхности силура, менее минус 30 м, наблюдаются в северо-западной части исследуемого района. Разломы, выделенные в кристаллическом фундаменте, никак не проявляются в поверхности ордовикских отложений.

4) Герцинский структурный этаж представлен ниже-верхнедевонскими отложениями. Снизу вверх по разрезу девон сложен песчано-глинистыми и песчано-глинисто-карбонатными отложениями. Мощность отложений увеличивается с первых метров (центральная часть района) до 100 м (у северной границы района). В районах развития древних долин мощность девона существенно сокращается. Она сокращена в центральной части района из-за более поздних, предчетвертичных эрозионных врезов, наиболее крупный из которых протягивается от г. Островец до северо-западной границы исследуемого района. Глубина вреза составляет не менее 15 м.

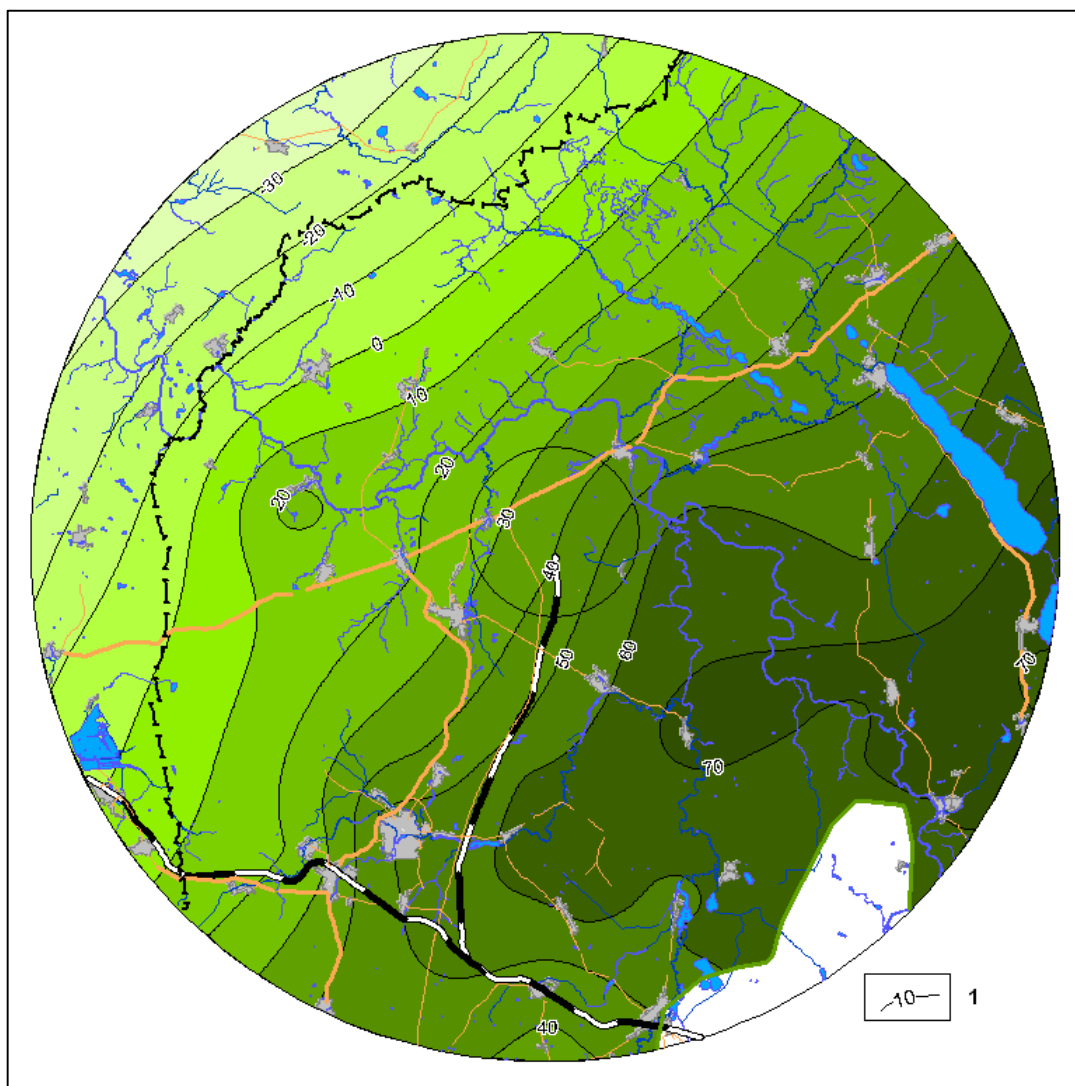


Рис. 2.4. Гипсометрическая карта кровли силурийских отложений Островецкого района. 1 – изогипсы кровли силурийских отложений и ее абс. отм. (м).

Поверхность девонских отложений максимально приподнята в восточной части Островецкого района. Здесь абсолютные отметки кровли превышают 95 м. В западной части также наблюдается поднятие с абсолютными отметками не более 75 м. Таким образом, поверхность девонских отложений в целом имеет уклон на запад–юго-запад, в сторону Воложинского мезозойского прогиба (рис. 2.5)

После девонского осадконакопления произошло общее поднятие территории, и насупил континентальный режим, продолжающийся до настоящего времени. На протяжении длительного периода по отложениям девона формировалась поверхность выравнивания с корой выветривания. Южнее линии Островец – Гер-

вяты – Завидены, т.е. в южной части территории девонские отложения полностью размыты.

За это время образовалась пенепленизированная полигенетическая поверхность выравнивания с корой выветривания, которая в настоящее время погребена под мощными четвертичными отложениями [Макеев и др. 2013].

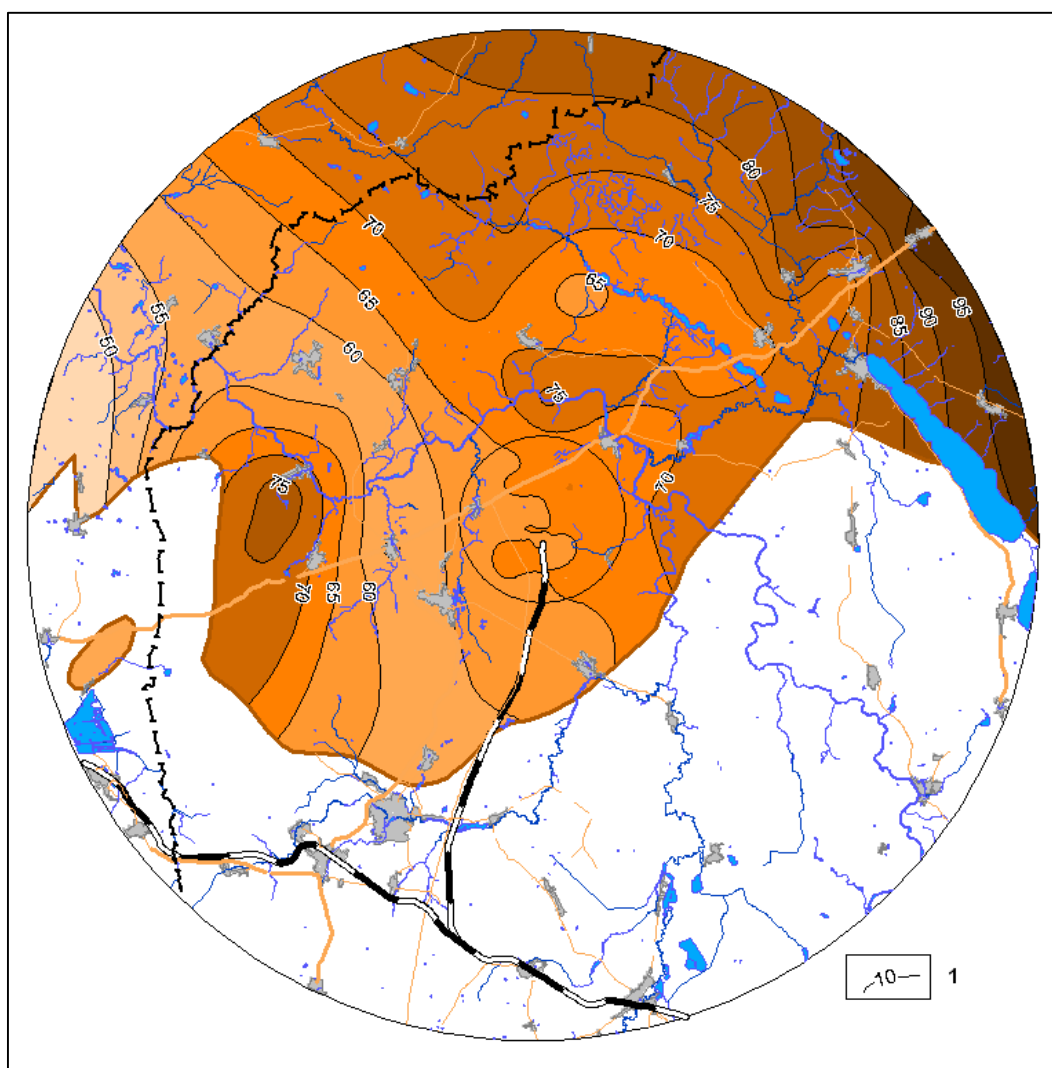


Рис. 2.5. Гипсометрическая карта поверхности девонских отложений Островецкого района. 1 – изогипсы кровли девонских отложений и ее абс. отм. (м).

5) Альпийский структурный этаж представлен меловыми отложениями. В рамках новейшего этапа сформированы неогеновые и четвертичные отложения.

Меловые отложения развиты на юге исследуемого района. Они представлены зеленоцветными терригенно-глауконитовыми фосфоритоносными отложениями альбского яруса и однообразной толщей глауконитово-кварцевых песков, зе-

леновато-серых, мелкозернистых, глинистых с конкрециями фосфоритов сеноманского яруса. Общая мощность отложений около 50-80 м. Здесь распространена формация писчего мела в разной степени опесчаненная, отвечающие верхней части сеноманского яруса, туронскому, коньякскому, сантонскому, компанскому и маастрихтскому ярусам. Мощность их – более 100 м.

Неогеновые отложения, отвечающие новейшему комплексу, имеют островное распространение. Их мощность около 20 м. Наряду с более древними породами мезозоя и палеозоя, по ним образованы дочетвертичные геоморфологические поверхности.

Неоген плащеобразно перекрывается четвертичными отложениями мощностью от 80 до 140 м. В южной части района на участках развития краевых ледниковых возвышенностей и гряд она может достигать 200 м и более. Ледниковые отложения относятся к березинскому, днепровскому, сожскому и позерскому оледенениям. Аллювиальные отложения представлены двумя надпойменными террасами.

Общая мощность отложений чехла составляет более 500 м. Из них около 200 м приходится на четвертичные отложения.

Таким образом, в дочетвертичной поверхности обнажаются отложения ордовика, силура и девона, последовательно сменяющие друг друга с юго-востока на северо-запад, местами фрагментарно перекрытые неогеновыми отложениями. На этой поверхности, осложненной предчетвертичными эрозионными врезами, сплошным покровом залегают четвертичные отложения.

На протяжении палеозоя южная и юго-восточная часть территории испытывала слабое поднятие, что выражается в сокращении мощностей и площадей развития отложений от кембрия до девона. При этом центр поднятия плавно смещался с юга в докембрии на восток в девоне. Моноклиальный наклон поверхностей кембрийского, ордовикского и силурийского горизонтов постепенно изменялся с северо-западного до запад–северо-западного. Уклоны составляют: по поверхности кристаллического фундамента 3 м/км, по кровле кембрия 4 м/км и кровли силура 2-6 м/км.

Разломы, локализованные в древнем кристаллическом фундаменте, не выражаются в опорных горизонтах палеозоя и в строении неогеновых отложений. Это свидетельствует об отсутствии проникновения их в осадочный чехол, т.е. они не были подвижными в разные тектоно-магматические эпохи.

Монаковский район расположен в пределах Нижегородской и Владимирской областей РФ в районе г. Муром (нижнее течение р. Оки). Вещественно-структурные условия исследуемого района обусловлены приуроченностью его к Токмовскому докембрийскому сводовому поднятию и Волго-Уральской антеклизе (рис. 2.6).

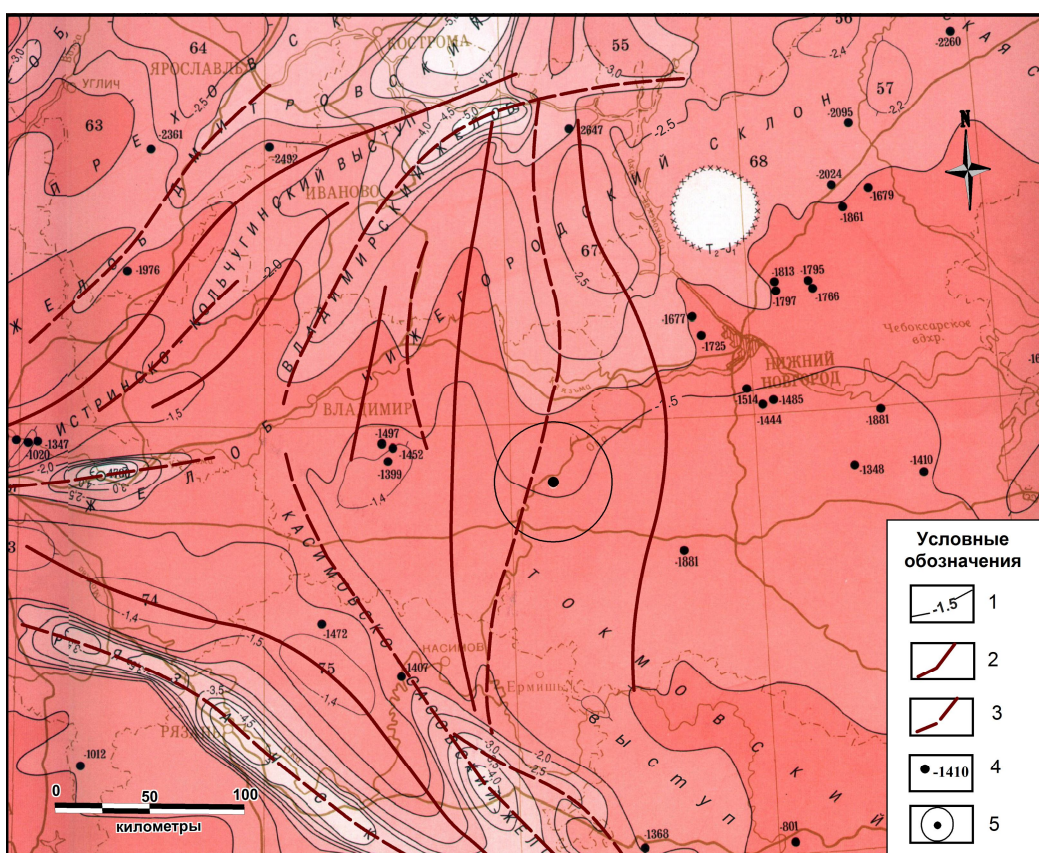


Рис. 2.6. Расположение Монаковского района на гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента Токмовского свода и прилегающей территории (Гипсометрическая..., 2001).

Сплошные и пунктирные линии – оси платформенных поднятий и прогибов (с дополнением по В.М.Макееву).

Монаковский район расположен в пределах архейско-протерозойских пород кристаллического фундамента и сокращенного осадочного чехла. В чехле выделяются байкальский, герцинский и альпийский структурные этажи, отвечающие одноименным тектоно-магматическим циклам. В состав альпийского структурно-

го этажа входит новейший комплекс отложений. В отличие от Островецкого района, в Монаковском районе отложения каледонского структурного этажа отсутствуют.

Вещественно-структурные условия, а также морфология и градиенты деформаций структур являются следующими.

1) Архейско-протерозойский кристаллический фундамент залегает на глубине порядка 1500-1750 м. Глубокой скважиной у д. Непейцино (85 км к северо-западу от площадки АЭС) вскрыты крупнокристаллические плотные сильно измененные вторичными процессами граниты и гранито-гнейсы предположительно архейского возраста. Балахонинской глубокой опорной скважиной, расположенной в 70 км к восток–юго-востоку от исследуемого района, породы фундамента вскрыты на абсолютной отметке 1187 м (рис. 2.7).

Монаковский район расположен в пределах кристаллического фундамента очень слабо наклоненного с юг–юго-востока на север–северо-запад. Наклон связан с наличием южнее Монаковского района Токмовской докембрийской вершины, от которой поверхность фундамента снижается в северном направлении в сторону Нижегородского склона. Поверхность фундамента деформирована полыми протяженными зонами понижений и поднятий субмеридионального простирания. Исследуемый район приурочен к одному из таких слабо выраженных понижений. Они простираются ортогонально к простиранию Пачелмского и Среднерусского авлакогенов.

2) Байкальский структурный этаж представлен вендскими отложениями мощностью около 360 м, которые вскрыты Непейцинской и Горьковской (в 100 км к северу от промплощадки АЭС) скважинами в Меленковском прогибе. Они залегают на глубине около 1150 м (пос. Непейцино) и представлены песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 80 м, аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов и мергелей мощностью 280 м.

3) Герцинский структурный этаж представлен средним и верхним отделами девонской системы, каменноугольной и пермской системами.

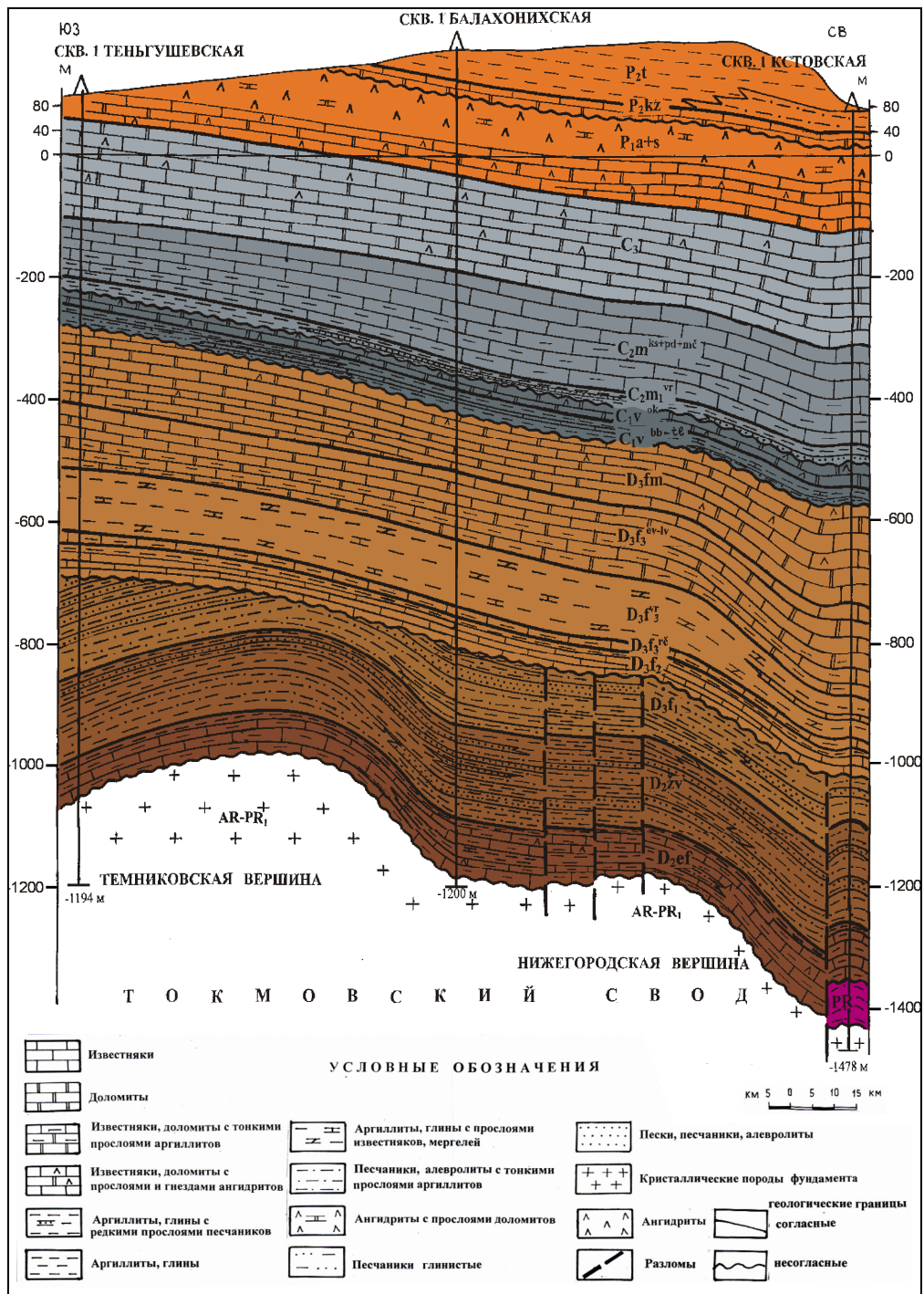


Рис. 2.7. Разрез через опорные скважины Теньгушевская-1, Балахониха-1 и Кстовская-1 [Характеристика..., 2006].

Девонские отложения изучены в Балахонинской скважине (см. рис. 2.7.). Девонская система представлена средним (эйфельский и живетский ярусы) и верхним (франский и фаменский ярусы) отделами. Нижний отдел отсутствует. Отложения эйфельского яруса (D_{2ef}) сложены известняками, глинами и мергелями мощностью 50 м, отложения живетского яруса (D_{2zv}) – алевролитами, песчаниками и глинами мощностью 176 м. Отложения франского яруса (D_{3f}) представ-

лены песчаниками, алевролитами и глинами, известняками и мергелями мощностью 500 м. Фаменский ярус (D_3fm) в нижней части разреза сложен известняками, доломитами и мергелями мощностью 50 м. Верхний подъярус – доломитами, мергелями, глинами и ангидритами мощностью 123 м. Общая мощность девонских отложений 900 м.

Каменноугольная система представлена всеми отделами: нижним, средним и верхним. Нижний отдел – визейский (C_{1v}) и серпуховский (намюрский) (C_{1n}) ярусы. Средний отдел – московский ярус (C_{2m}). Верхний отдел – гжельский (C_{3g}) и оренбургский (C_{3o}) ярусы. Нижний отдел представлен известняками и доломитами мощностью 105 м. Средний отдел представлен глинами, мергелями известняками и доломитами мощностью 124 м. Верхний отдел – известняками с прослоями доломитов, мергелей и глин, а также с прожилками гипса и ангидрита. Мощность 140 м. Общая мощность каменноугольных отложений на исследуемой территории составляет порядка 400 м (см. рис. 2.7).

Пермская система в соответствии с прежней стратиграфической шкалой представлена нижним (ассельский (P_{1a}) и сакмарский (P_{1s}) ярусы) и верхним (казанский (P_{2kz}) и татарский (P_{2t}) ярусы) отделами [Геологическая..., 1983ф] (рис. 2.8). В соответствии с Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) 2005 г. и 2008 г. [Постановление ..., 2008], верхнепермские отложения подразделены на два отдела – биармийский (P_2) и татарский P_3 . Региональным стратиграфическим горизонтам уржумскому, северодвинскому и вятскому придан статус ярусов.

Таким образом, биармийский отдел верхней перми подразделяется на два яруса – казанский (P_{2kz}) и уржумский (P_{2ur}), а татарский отдел так же на два яруса – северодвинский (P_{3s}) и вятский (P_{3v}).

Нижний отдел. Ассельский ярус представлен в нижней части известняками, в верхней части доломитами с гнездами и прослоями гипса и ангидрита. Мощность отложений около 50 м. Отложения сакмарского яруса подразделены на две толщи – нижнюю доломитовую и верхнюю гипсо-ангидритовую. Мощности этой толщи составляет 60 м.

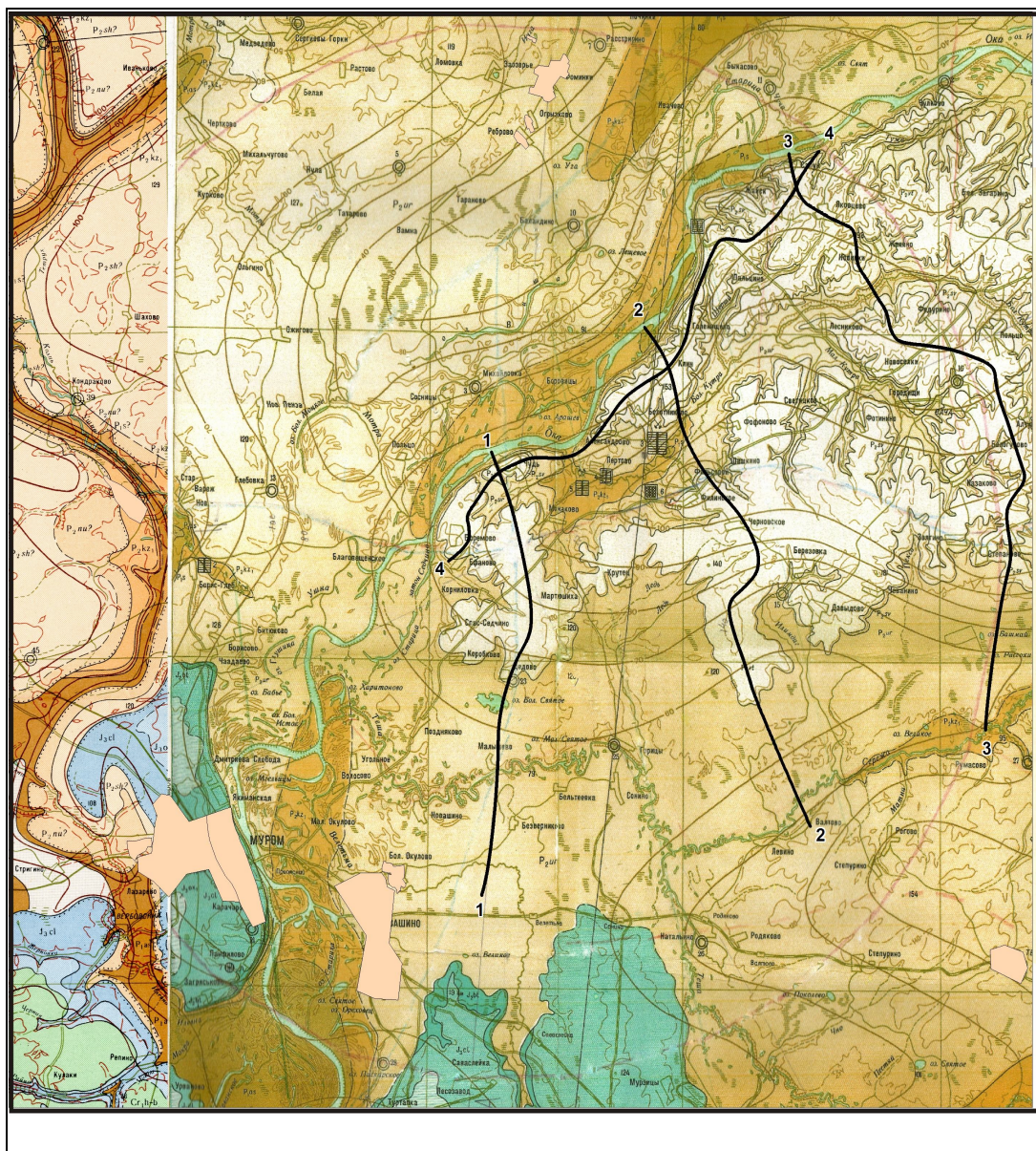


Рис. 2.8. Геологическая карта Нижнеокского региона [Геологическая..., 1983].

Юрская система, верхний отдел. J_{3ox1} – оксфордский ярус. Нижний подъярус. Глины, пески. J_{3cl} – Келловейский ярус. Пески, алевролиты, глины, мергели оолитовые. J_{2bt} – Средний отдел. Батский ярус. Глины, пески, алевролиты. Пермская система. Верхний отдел. Татарский ярус. P_{2vt} – верхний подъярус. Вятский горизонт. Песчаники, глины, алевролиты. P_{2sv} – верхний подъярус. Северодвинский горизонт. Глины, мергели, известняки, алевролиты, песчаники, доломиты. P_{2ur} – нижний подъярус. Уржумский горизонт. Алевролиты, глины, доломиты, мергели, песчаники. P_{2kz1} – казанский ярус. Нижний подъярус. Доломиты, известняки, мергели, глины. P_{1s} – сакмарский ярус. Ангидриты, гипсы, доломиты, известняки. Нижний отдел. P_{1as} – ассельский ярус. Доломиты, известняки, гипсы. Черная линия – граница стратиграфического контакта (сплошная – достоверная, пунктирная – предполагаемая). Коричневые линии – стратоизогипсы по подошве татарского яруса, проведены через 10 м. двойные кружки – буровые скважины. Черные извилистые линии – положение структурно-геоморфологических профилей (см. гл. 3).

Верхний отдел. Казанский ярус представлен нижним подъярусом. Нижняя граница подъяруса устанавливается по размытой и часто закарстованной поверхности сакмарских и ассельских отложений. Нижнеказанский подъярус снизу

вверх представлен доломитизированными глинистыми известняками. Мощностью 20 м. Татарский ярус (отдел) уржумский горизонт (в соответствии с Постановлением МСК) [Постановление..., 2008] выделен в самостоятельный уржумский ярус (P_{2ur}), не относящийся к татарскому отделу. На исследуемой территории он залегает на размытой и часто закарстованной поверхности казанских или сакмарских пород.

Уржумский ярус представлен снизу вверх алевритистыми глинами, песчаниками, глинами и глинистыми алевролитами, с линзами светло-серых мергелей, доломитовых известняков и известковистых доломитов. Участками известняк кавернозный, выщелоченный, часто окремненный [Характеристика ..., 2010]. Мощность уржумского горизонта (яруса) составляет 67 м. Северодвинский горизонт (ярус) (P_{3s}) сложен косослоистыми песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями известковистых доломитов и доломитистых мергелей. Мощность отложения не постоянна, она сокращается в юго-западном направлении с максимальной 32 м вплоть до выклинивания (западнее с. Чудь, они отсутствуют). Вятский горизонт (ярус) (P_{3v}), распространенный в северо-восточной части Монаковского района, сложен алевролитопесчаниковыми и алевролитоглинистыми с прослоями песчаников, мергелей и известняков отложениями. Мощность отложений 40 м. Отложения пермской системы имеют мощность 280 м.

Альпийский структурный этаж представлен юрскими, неогеновыми и четвертичными отложениями.

4) Отложения среднего и верхнего отделов юрской системы распространены в южной и юго-западной части Монаковского района. Нижний отдел системы отсутствует. Средняя юра представлена отложениями батского яруса (J_{2bt}) и келловейского яруса (J_{2cl}) Поскольку в России в данный момент принято западноевропейское зональное деление юрской системы, келловейский ярус относится к среднему отделу системы, оксфордский ярус (J_{3ox}) – к верхнему отделу юрской системы.

Средний отдел. Отложения батского яруса (J_{2bt}) представлены алевритистыми тонкослоистыми глинами, переслаивающиеся с песками с конкрециями си-

дерита. Их мощность непостоянна и достигает 19 м. Отложения келловейского яруса (J_2c) залегают трансгрессивно с перерывом на ассельских, казанских, татарских и батских отложениях. Отложения представлены кварцевыми, мелко- и тонкозернистыми глинистыми песками с прослоями алевритов и глин в основании с галькой и щебнем подстилающих пород. Мощность отложений достигает 32 м.

Верхний отдел. Оксфордский ярус (J_3ox) представлен нижним подъярусом. Это – жирные слюдястые известковистые глины с линзами и тонкими прослоями кварцевого песка. Мощность оксфордских отложений колеблется от 3 до 12 м.

5) Новейший комплекс отложений представлен неогеном, плиоцен-четвертичными и четвертичными образованиями.

Неогеновые отложения представлены средним и верхним миоценом. Они локально распространены в восточной и северо-восточной части Монаковского района. Эти отложения в большинстве случаев приурочены к водоразделам и представлены ламкинской серией (N_1^2lm) среднего миоцена и горелковским горизонтом (N_1^3gr) верхнего миоцена [Геологическая..., 1999] (рис. 2.9.)

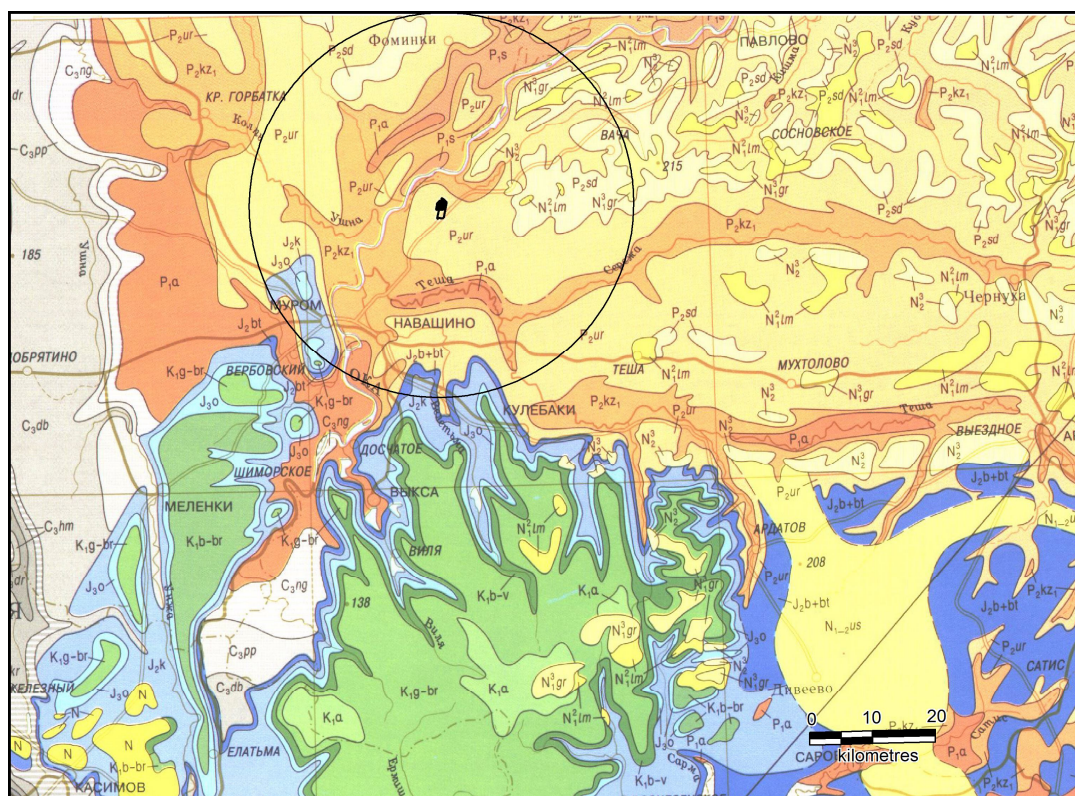


Рис. 2.9. Геологическая карта Монаковского района НижАЭС и прилегающих территорий [Геологическая..., 1999] (Условные см. на рис. 2.8 и в тексте).

Средний миоцен, отвечающий ламкинской серии (N_1^2lm), представлен разнозернистыми глинистыми песками, вверху переходящими в зеленовато-серые и коричневатые глины. Мощность этих отложений составляет здесь первые метры. Верхний миоцен представлен здесь отложениями горелковского горизонта (N_1^3gr). Это – светлые, кварцевые, разнозернистые пески с мелкой галькой и валунами аллювиального генезиса. Их мощностью также незначительна и составляет здесь первые метры.

Плиоцен-четвертичные отложения ($N_2^3-Q_1$) представлены песками с прослоями глин и суглинков с блоками и включениями пород уржумского яруса и карстующейся толщи. По генезису – это аллювиально-коллювиальные отложения, выполняющие погребенные неоген-четвертичные палеоврезы р. Оки, приустьевые части р. Бол. Кутра, а так же погребенные карстовые формы ($acN_2^3-Q_1$). Вертикальный диапазон распространения аллювиально-коллювиальных отложений изменяется по подошве от 37 до 105 м, а по кровле от 50 до 107 м [Характеристика..., 2010]. Аллювиальные отложения палеоврезов представлены кварцевыми разнозернистыми песками с гравием и щебнем местных пород с редкими валунами размытой морены в основании разреза. Ширина долины пра-Оки изменяется от 2 до 9 км, а мощность аллювиальных отложений от 9 до 20 м. Кроме того, к плиоцен-четвертичным отложениям относятся древние оползни неоген-четвертичного возраста ($dlN_2^3-Q_1$), сложенные деструктурированными породами уржумского яруса – глинами, алевролитами, трещиноватыми песчаниками с включениями перекрывающих пород. Как правило, эти оползни приурочены к склонам неоген-четвертичных палеоврезов.

Четвертичная система представлена неоплейстоценовым и голоценовым разделами. Нижнее, среднее и верхнее звенья неоплейстоцена и голоцен сложены комплексом взаимосвязанных ледниковых, флювиогляциальных, аллювиальных, аллювиально-коллювиальных, делювиальных, делювиально-солифлюкционных отложений.

По причине отсутствия материала по скважинам, для Монаковского района не удалось построить карты изогипс кровли осадочных отложений (горизонтов)

чехла, подобные картам для Островецкого и Курчатовского районов. Несмотря на отсутствие буровых данных, по литературным источникам был собран материал по деформациям поверхности кристаллического фундамента, герцинского и альпийского структурных этажей. Сопоставление разновозрастных и разноглубинных структурных форм позволило оценить структуры с точки зрения степени их согласованности друг с другом.

По поверхности кристаллического фундамента выделяется несколько относительно высокоградиентных дислокаций: Павловский сброс, Первомайский выступ (поднятие), Меленковский прогиб, Володарская депрессия, Окско-Клязьменский выступ (рис. 2.10).

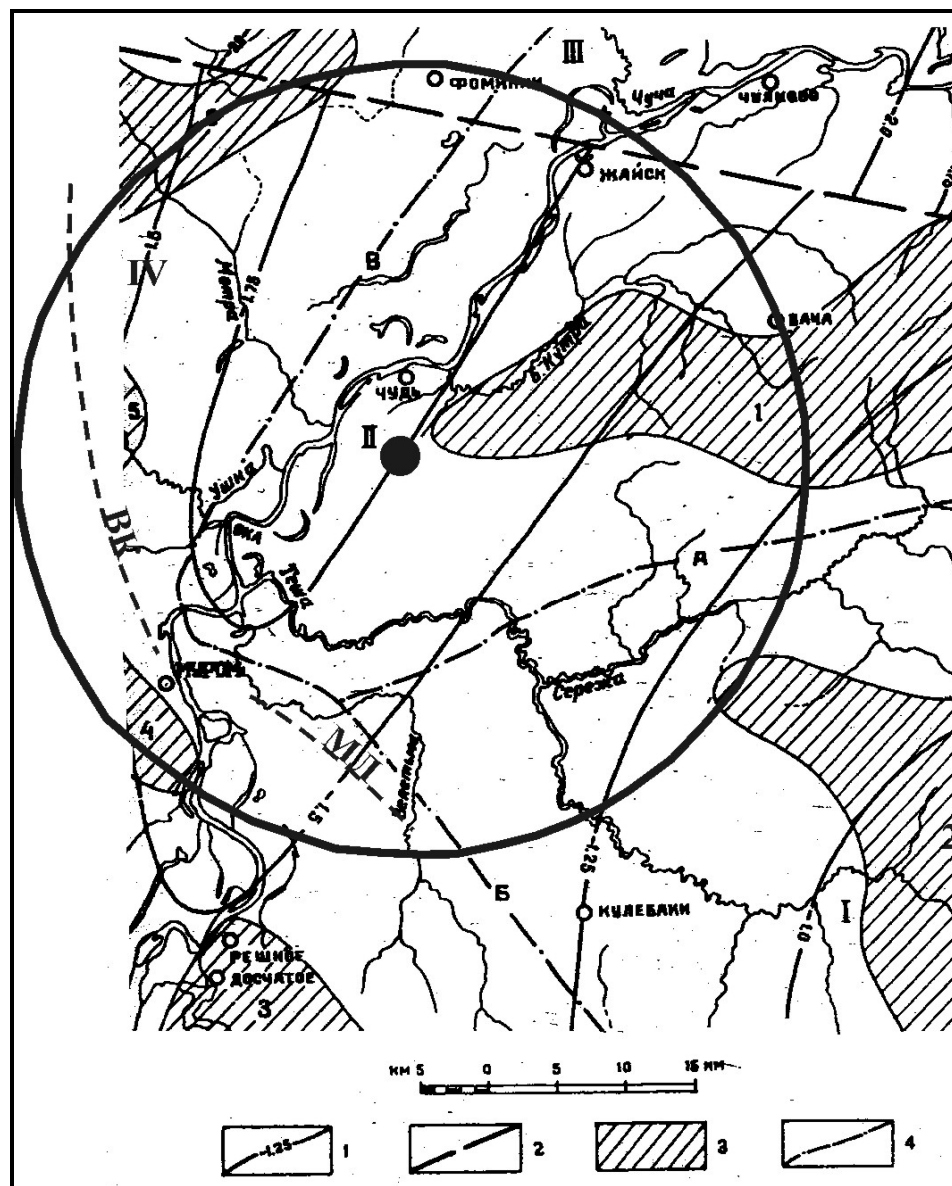


Рис. 2.10. Тектоническая схема Монаковского района с дополнениями по В.М.Макееву [Геологическая ..., 1983].

1 – изолинии поверхности фундамента, проведены через 0,25 км, 2 – Павловский сброс в кристаллическом фундаменте. Структуры по поверхности фундамента: I – Первомайский выступ (поднятия), II – Меленковский (Касимовский) прогиб, III – Володарская депрессия, IV – Окско-Клязьменский выступ (поднятия). Структуры по кровле ассельского яруса нижней перми и их оси: ВК – Вязниково-Ковернинский прогиб, МЛ – Муромско-Ломовский прогиб, юго-западное крыло которого осложнено Выксунским структурным выступом. Структуры по подошве уржумского яруса средней перми: 3 – поднятия, 4 – депрессии; 1 – Рыльковское поднятие. Структурные выступы: 2 – Родяковский, 3 – Выксунский, 4 – Панфиловский, 5 – Борисоглебское, 5 – Чертковское. Депрессии: А – Горицкая, Б – Кулебакская, В – Баландинская.

Названия структур приводится согласно объяснительной записке к геологической карте [Геологическая..., 1983]. Павловский сброс выделен в поверхности фундамента по геолого-геофизическим данным, по смещению изгиб рельефа фундамента друг относительно друга. Амплитуда смещения по поверхности фундамента может составлять 250-500 м. Прямолинейный сброс субширотного простирания падает на север и, возможно, под крутым углом. На рисунке он показан пунктирной линией. Первомайский выступ фундамента расположен почти за пределами рассматриваемого района в юго-восточной части. В его пределах высота поверхности фундамента составляет минус 1000 м. От выступа поверхность постепенно погружается в юго-западном направлении в сторону Меленковского (Касимовского) прогиба субмеридионального простирания до глубин более чем минус 1750 м. Поверхность имеет уклон не более 2 м/км (градиент деформации 0,002). Это очень пологое падение поверхности фундамента, отвечающее суммарному, фанерозойскому времени.

Меленковский прогиб (минус 1750 м) на западе сопряжен с Окско-Клязьменским выступом фундамента. Его абсолютные отметки минус 1,5 км. Выступ расположен в пределах Окско-Донского неотектонического прогиба, осложненного узкими линейными протяженными поднятиями и прогибами. В частности, Тамбовско-Окско-Цнинское поднятие формируется в пределах этого выступа [Суханова, 2000; Макарова и др., 2002].

Володарская депрессия расположена преимущественно за пределами рассматриваемого района, на севере. Она является некоторым продолжением Меленковского прогиба север–северо-восточного простирания и согласуется с ним по простиранию. От него депрессия отделяется Павловским субширотным разломом,

который является, таким образом, секущим относительно простираний этих двух отрицательных структур. Абсолютные отметки депрессии превышают минус 2 км.

Отрицательные структуры поверхности фундамента (прогибы и депрессии) выполнены верхнепротерозойскими (вендскими) отложениями мощностью 300-400 м. Мощность венда плавно увеличивается от Первомайского выступа с нескольких сот метров в северо-западном направлении в сторону Меленковского прогиба. Образование этих структур связывается с байкальским тектоно-магматическим циклом.

Герцинский структурный этаж сложен девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями.

На отложениях венда и на кристаллическом фундаменте одновременно залегают девонские отложения. Они сплошным покровом перекрывают додевонские образования, являясь своеобразным опорным горизонтом, в котором сохранились структуры герцинского тектоно-магматического цикла. Отложения девона, так же как и вендские, постепенно увеличиваются в мощности от поднятий к прогибам фундамента. Их мощности несколько редуцированы (сокращены) на поднятиях вследствие последевонского перерыва в осадконакоплении и увеличены в прогибах.

Верхнепалеозойские отложения (каменноугольные и пермские) залегают на подстилающих девонских отложениях с угловым несогласием [Государственная..., 1976; Геологическая..., 1977]. Кровля щелковской толщи верхнекаменноугольного отдела в изогипсах имеется на западную часть исследуемого района, на восточную часть она отсутствует (рис. 2.11).

Кровля этой толщи, находящаяся на абс. отметках от 120 м до минус 80 м, погружается с запада на восток от Троицкого поднятия Окско-Цнинского вала (Окско-Клязьменского докембрийского выступа) до Меленковского докембрийского прогиба и Баландинской депрессии субмеридионального простирания (от верх. р. Ушна до ее устья). Уклон составляет 200 м на расстоянии почти 30 км или 6-7 м/км. Градиент деформации 0.006-0.007.

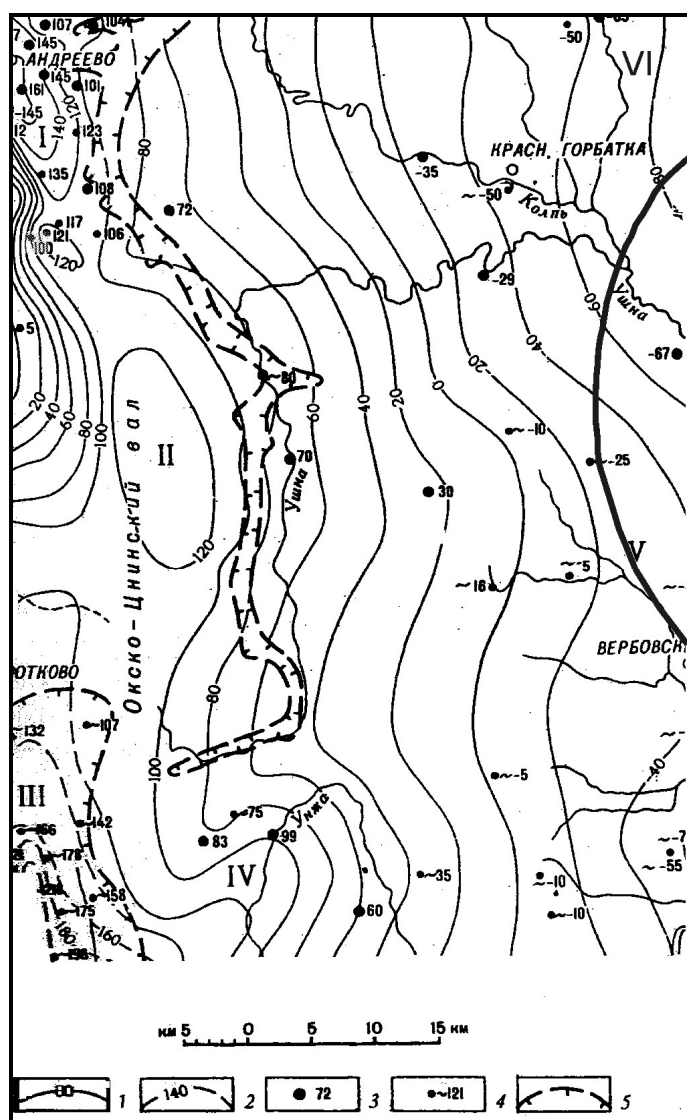


Рис. 2.11. Схематическая структурная карта по кровли шелковской толщи верхнего карбона [Геологическая..., 1976; Геологическая..., 1977].

1 – изогипсы кровли шелковской толщи, 2 – то же в области размыва шелковской толщи, 3 – абсолютная отметка кровли шелковской толщи по скважине, 4 – то же по пересчету, 5 – область размыва шелковской толщи, I – Непейцинское поднятие, II – Троицкое поднятие, III – Пичугинское поднятие, IV – Тимошинский структурный выступ, V – Чабышевский структурный выступ, VI – Вязниково-Ковернинский прогиб. Дугой обозначена западная часть Монаковского района.

По рельефу кровли ассельского яруса нижней перми выделены Вязниково-Ковернинский и Муромско-Ломовский прогибы (см. рис. 2.10). Мощность отложений ассельского и сакмарского ярусов нижней перми постепенно увеличиваются с юго-запада в северо-восточном направлении. Абсолютные отметки кровли ассельского яруса нижней перми в целом снижаются в несколько ином направлении, т.е. с юга на север с градиентом 1,3–1,5 м на километр расстояния.

По подошве уржумского яруса средней перми выделены поднятия, выступы и депрессии. А именно: Рыльковское поднятие и Родяковский, Выксунский, Панфиловский, Борисоглебский и Чертковский структурные выступы, а также сопряженные с ними депрессии: Горицкая, Кулебакская, Баландинская [Геологическая..., 1983].

В центральной части рассматриваемой территории расположено Рыльковское субширотное поднятие с Филинским локальным куполом, расположенным в его западной части. Ему соответствует замкнутая изогипса 110 м. В районе дер. Степаново поднятие соответствует отметке 118 м. Амплитуда поднятия составляет 45-50 м. Южное его крыло круче, чем северное: угол падения (уклон) южного крыла составляет 10-12 м/км (градиент 0.01), северного – 2.5-8.0 м/км (градиент 0.008). С юга Рыльковское поднятие сопряжено с Горицкой депрессией с севера – с Володарской депрессией. Рыльковское поднятие относительно Баландинской депрессии находится в несогласных соотношениях.

Горицкая депрессия, наследуемая долиной р. Сережа, в районе г. Навашино (р. Велетьма) переходит в Кулебакскую депрессию северо-западного простирания, у которой осевая зона почти совпадает с наиболее погруженной частью северного окончания Муромско-Ломовского прогиба (он выделен по отложениям ассельского яруса). Юго-западное крыло Кулебакской депрессии сопряжено с Выксунским (у дер. Черная кровля находится на отметке 78) и Панфиловским выступами. Северо-восточное крыло сопряжено с Родяковским выступом.

Севернее г. Муромы Кулебакская депрессия соединяется с Баландинской. К осевой части Баландинской депрессии приурочена погребенная долина венедской пра-Оки, выполненная нижнечетвертичными отложениями.

Таким образом, герцинские структуры и структуры, выраженные по поверхности фундамента, не согласуются друг с другом. В частности, Кулебакская и Горицинская депрессии и сопряженные с ними поднятия и выступы перми не согласуются со структурами поверхности фундамента. Осевые линии герцинских структур косо секут простирания изогипс фундамента, создавая таким образом перекрестно-структурный план. Уклон поверхности фундамента составляет 2

м/км (0.002). В пределах долины р. Ушны уклоны по кровле щелковской толщи достигают 6-7 м/км. Градиент деформаций 0.006-0.007 (с учетом территории, расположенной к западу от Монаковского района) (см. рис. 2.11). Эти градиенты деформаций приурочены к западному крылу Меленковского прогиба и Баландинской депрессии. Уклоны поверхности пермских отложений составляют 1.3-1.5 м/км (0.001). Рыльковское поднятие имеет уклоны от 10-12 м/км до 2.5-8.0 м/км (0.002-0.008). Павловский докембрийский разлом, у которого амплитуда сброса составляет 250-500 м, также не проявился в деформациях герцинского структурного этажа.

В Монаковском районе устанавливается вещественно-структурная согласованность двух разновозрастных структурных этажей: байкальского (по поверхности кристаллического фундамента) и герцинского. Баландинская депрессия – единственная пермская структура, которая согласуется по простиранию и форме (по знаку движения) с Меленковским (Касимовским) прогибом, выраженным по поверхности фундамента.

Курчатовский район находится в Курской области РФ (среднее течение р. Сейм). В структурно-тектоническом отношении Курчатовский район расположен в пределах Щигровского свода (выступа, вершины) Воронежского кристаллического массива (Курско-Воронежский геоблок) (рис. 2.12).

В исследуемом районе рассматриваются деформации поверхности кристаллического фундамента, альпийского и отчасти герцинского структурных этажей [Геология СССР, 1949; Государственная..., 1969; Савко, 1976 и др.]. Вещественно-структурные условия являются следующими.

1) Кристаллический фундамент сложен архейскими и раннепротерозойскими породами.

Архей представлен обоянской серией (абсолютный возраст – 2,5 млрд лет). Это преимущественно гнейсы, биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболо-плагиоклазовые. Наиболее широко развиты биотитовые плагиогнейсы темно-серые, мелкозернистые с полосчатой концентрацией биотита. Распространены в восточной части исследуемой территории [Литосфера..., 1999]. Гнейсы почти по-

всеместно мигматизированы. Мигматизация связывается с различными гранитами, серыми – плагиоклазовыми, розовыми – микроклиновыми. Архейские плагиограниты (γ AR) распространены в центральной и западной частях территории. Предполагаемая мощность обоянской серии – 43 м.

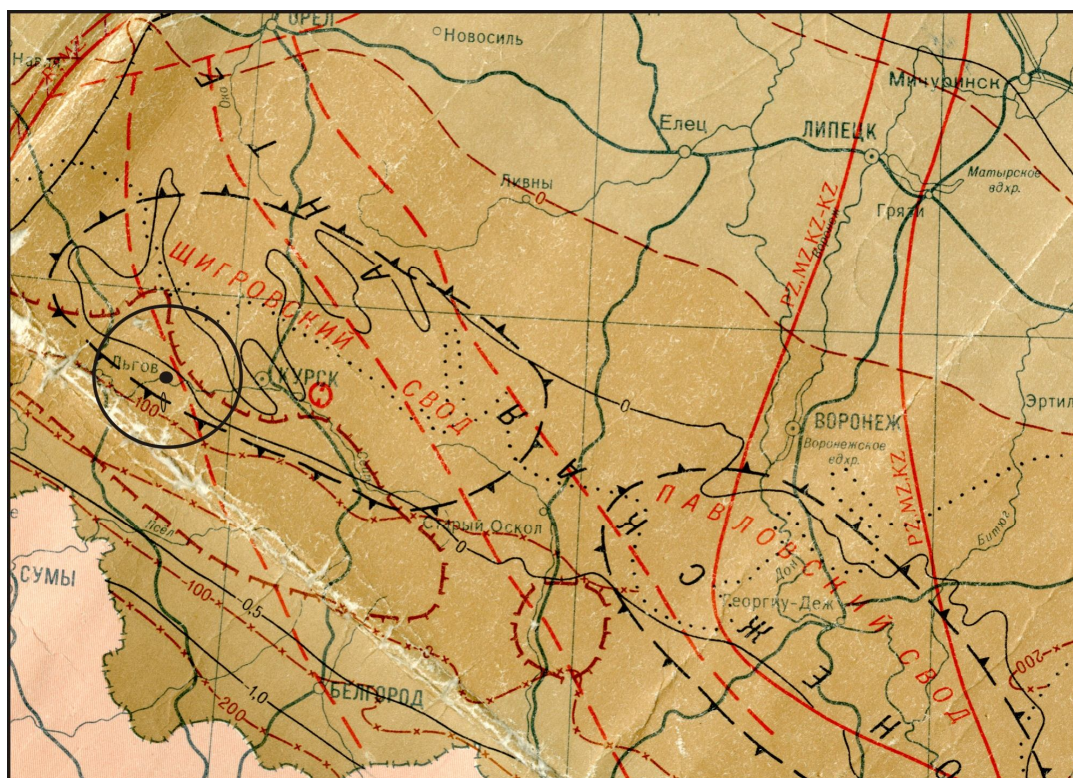


Рис. 2.12. Фрагмент тектонической карты нефтегазоносных территорий РСФСР [Тектоническая..., 1989].

Сплошные черные изолинии – изогипсы поверхности кристаллического фундамента (км); прерывистые черные изолинии с бергштрихом – границы сводов фундамента; прерывистые коричневые линии с бергштрихом – границы девонско-карбонного комплекса; прерывистые коричневые линии – изогипсы опорного саргаевского горизонта верхнего девона; коричневые линии с крестом – изогипсы подошвы опорного горизонта туронского яруса верхнего мела; красные прерывистые линии – предполагаемые разрывные нарушения сбросового типа; сплошные красные линии – установленные разрывные нарушения сбросового типа. Черный круг – Курчатовский район КурАЭС-2.

Ранний протерозой представлен михайловской и курской метаморфическими сериями.

Михайловская серия метабазитов нижнего протерозоя представлена амфиболитами, иногда переслаивающимися с биотит роговообманковыми сланцами и кератофирами. Амфиболиты темно-зеленовато-серые, с массивной текстурой, состоят из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, биотита, магнетита, серицита.

Распространены в северной, северо-западной и юго-западной части исследуемого района [Государственная..., 1969]. Предполагаемая мощность 2000-3000 м.

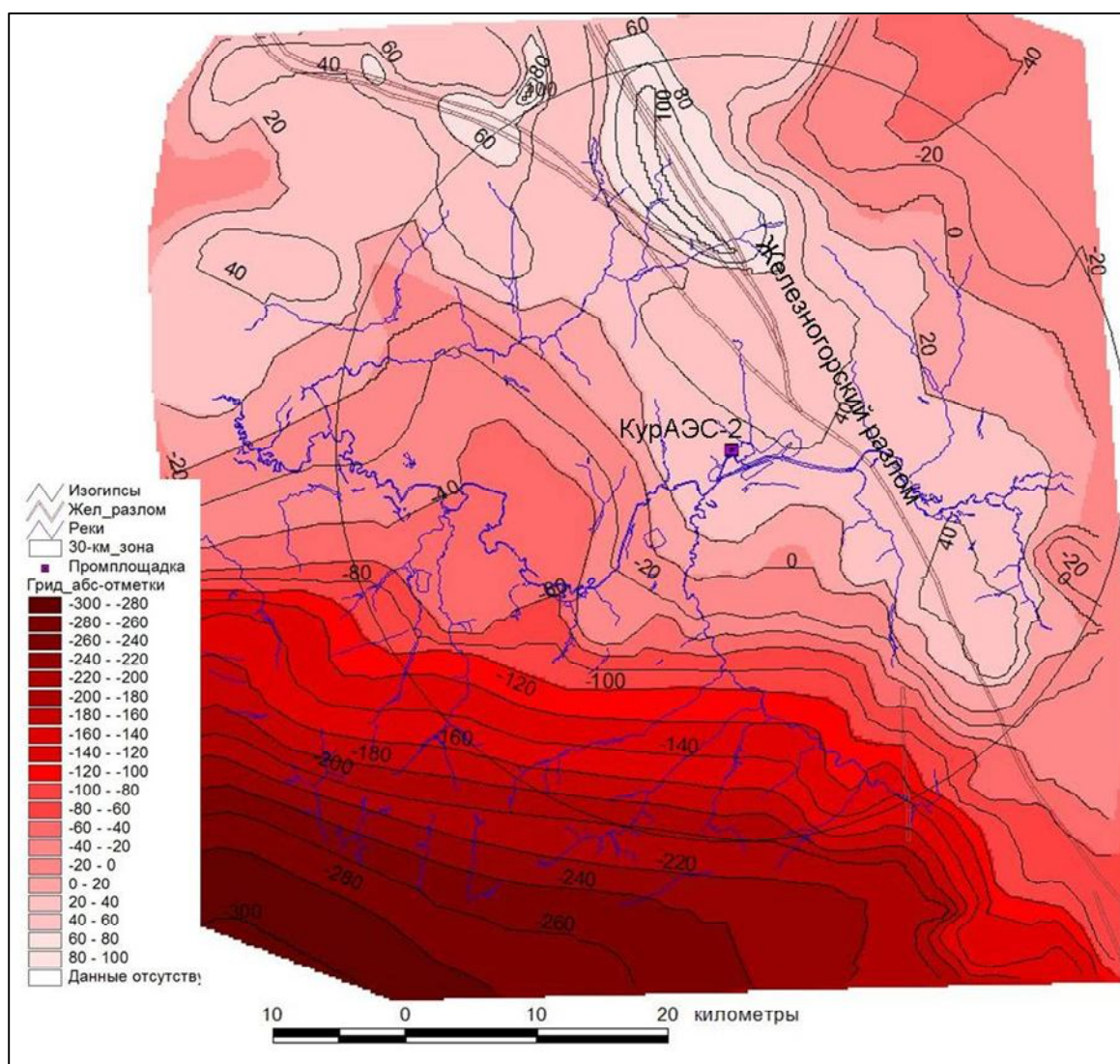
Курская метаморфическая серия нижнего протерозоя состоит из трех толщ – кварцито-сланцевой, железнорудной и известняково-сланцевой. Кварцито-сланцевая толща представлена сланцами филлитовидными, хлорито-слюдистыми и серицитовыми. Филлитовые сланцы состоят из слюды и кварца, хлорито-слюдистые сланцы зеленовато-серые, черные, с микрозернистой структурой, сланцеватой текстурой. Предполагаемая мощность кварцито-сланцевой толщи курской серии 500-750 м. Железнорудная толща представлена кварцитами гематито-магнетитовыми и гематито-мартитовыми, закономерно чередующимися между собой. Предполагаемая мощность 500-600 м. Известняково-сланцевая толща в пределах исследуемой территории представлена снизу вверх сланцами кварцево-слюдистыми, филлитовидными, кварцитами серыми и желтовато-серыми, разномзернистыми, слоистыми. Предполагаемая мощность от 300 до 2000 м.

В 8 км к востоку от площадки КурАЭС-2 расположен Железногорский разлом северо-западного простирания протяженностью более 180 км и шириной 2-3 км. Он является частью Михайловско-Белгородского раннепротерозойского, добайкальского разлома очень большой ширины и протяженности (шовная зона между разновозрастными раннепротерозойскими складчатостями) (рис. 2.13). К нему, а так же к оперяющим его структурам, приурочены железнорудные формации железистых кварцитов курской серии верхнего протерозоя, выполняющие синклинальные зоны. Синклинали изоклинальные, с крутым падением крыльев (70-80°) и ундулирующими шарнирами.

В региональном плане юго-западный склон поверхности кристаллического фундамента Щигровского свода относительно круто погружается в сторону Днепровско-Донецкой впадины (см. рис. 2.12). Северо-восточный склон – полого в сторону Московской синеклизы (г. Ельц). По данным бурения, сейсмо- и электроразведки максимальные абсолютные отметки наиболее приподнятой части свода в пределах Курчатовского района достигают 108 м, а минимальные – минус 220 м. Таким образом, перепад высот поверхности фундамента (превышение) со-

ставляет 330 м (средний уклон 5,5 м/км). Максимальный уклон поверхности фундамента в юго-западной части составляет 11 м/км (градиент деформации 0,01).

На основе геофизических и буровых данных и притяжения фондовых материалов на Курчатовский район и прилежащую к нему территорию построена карта изогипс поверхности кристаллического фундамента в масштаб 1:200 000 [Геологическая ..., 1957-1969]. Она построена с целью выявления принципиальных латеральных и вертикальных дислокаций (деформаций), требующих учета и оценки для обеспечения безопасности особо опасных инженерных сооружений



(рис. 2.13).

Рис. 2.13. Карта поверхности кристаллического фундамента в изогипсах. Линии с цифрами – поверхность фундамента в абс. отметках.

По величине уклона поверхность фундамента отчетливо разделяется на две части: северную и южную. Северная часть более пологая, чем южная.

Северная часть, расположенная к северу от р. Сейм, характеризуется отдельными выступами и понижениями (впадинами). Уклон поверхности фундамента составляет от 2,5 до 5 м/км. Рельеф фундамента в этой части территории характеризуется изометричными и овальными выступами СЗ-ЮВ простирания, притянутыми к зоне Железногорского раннепротерозойского разлома. В пределах выступов абсолютные отметки кровли фундамента достигают 40, 80 и 100 м. Имеющиеся геологические и геофизические данные свидетельствуют, что осевые части выступов сложены преимущественно высокопрочными метаморфизованными породами железорудной свиты курской серии, которые в наименьшей степени поддаются процессам выветривания. Возможно, они являются эрозионно-денудационными, сформировавшимися в эпоху континентального перерыва, длившегося с протерозоя до девона, а на отдельных участках, и вплоть до средней юры.

К северо-востоку от Железногорского разлома расположена впадина с абсолютными отметками минус 20–40 м, которая раскрывается в северном направлении. Девонские отложения, заполняющие эту впадину, падают в этом направлении, что свидетельствует о связи впадин с прогибанием Московской синеклизы. К юго-западу от Железногорского разлома в районе хут. Розы Люксембург и г. Льгов расположена полузамкнутая впадина (структурный залив), раскрывающаяся на юго-запад в сторону Днепровско-Донецкого авлакогена. Она выполнена юрскими отложениями, падающими на юго-запад.

Территория, расположенная к югу от р. Сейм, практически полностью находится под влиянием Днепровско-Донецкого среднедевонского авлакогена. Она была втянута в прогибание к началу каменноугольного времени, в результате которого поверхность фундамента приобрела падение на юго-запад. Абсолютные отметки кровли фундамента изменяются здесь от минус 25 м в районе долины р. Сейм и до минус 200 м в самой южной части исследуемого района. Уклон по-

верхности составляют 8-10 м/км. Наклонная поверхность осложнена отдельными структурными выступами юго-западного простирания.

Возраст коры выветривания кристаллического фундамента определяется возрастом перекрывающих отложений осадочного чехла. На значительной части Курчатовского района это отложения среднего и верхнего девона, средней и верхней юры. Отложения карбона распространены очень незначительно и главным образом в юго-западной части территории. Следовательно, возраст коры выветривания колеблется в широких пределах от AR-PR-D₂ до AR-PR-J₂₋₃. Нижняя граница коры выветривания очень неровная, карманообразная, верхняя сивелирована. Мощность коры выветривания достигает 29 м.

2) Осадочный чехол в пределах Курчатовского района и в прилежащей к этому району территории представлен породами среднего и верхнего девона, нижнего карбона, средней и верхней юры, почти полным разрезом мела, палеогена, неогена и четвертичных отложений (рис. 2.14). Отложения отвечают двум главным структурным этажам: герцинскому и альпийскому (герцинский и альпийский тектоно-магматические циклы). В рассматриваемом районе отложения байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов отсутствуют. В это время господствовал относительно спокойный тектонический режим, способствовавший образованию коры выветривания по кристаллическим породам фундамента.

В северной и северо-восточной частях Щигровского свода в герцинский тектоно-магматический цикл в связи с началом прогибания Московской синеклизы накапливаются морские отложения, живетского и эйфельского ярусов среднего отдела, франского яруса верхнего отдела девона общей мощностью 110-125 м. Отложения живетского яруса (черноярский, воробьевский и старооскольский горизонты) представлены глинами, известняками, песками, песчаниками. Отложения эйфельского яруса (морсовский и мосоловский горизонты) – глинами, песками, известняками. Отложения франского яруса (нижнефранский подъярус, ястребовский и щигровский горизонты) верхнего отдела представлены известняками, мергелями, песками, алевролитами и глинами. Девонские отложения трансгрессив-

но залегают на породах докембрия, выполняя эрозионные понижения в рельефе кристаллического фундамента. Уклон отложений девона в северо-восточном направлении не превышает 2,5 м/км.

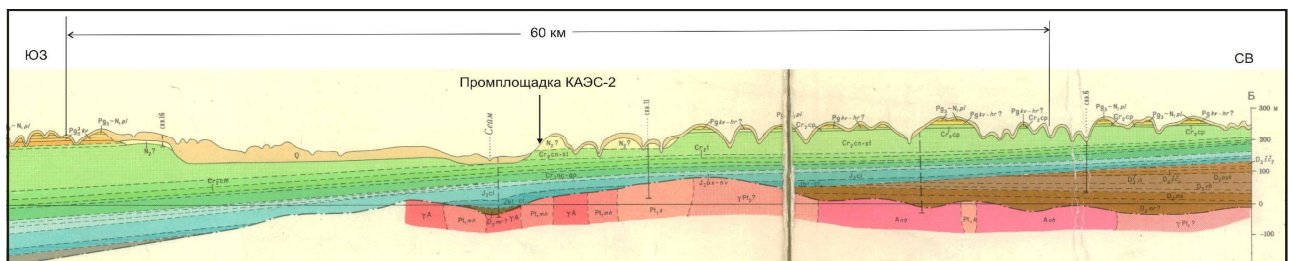
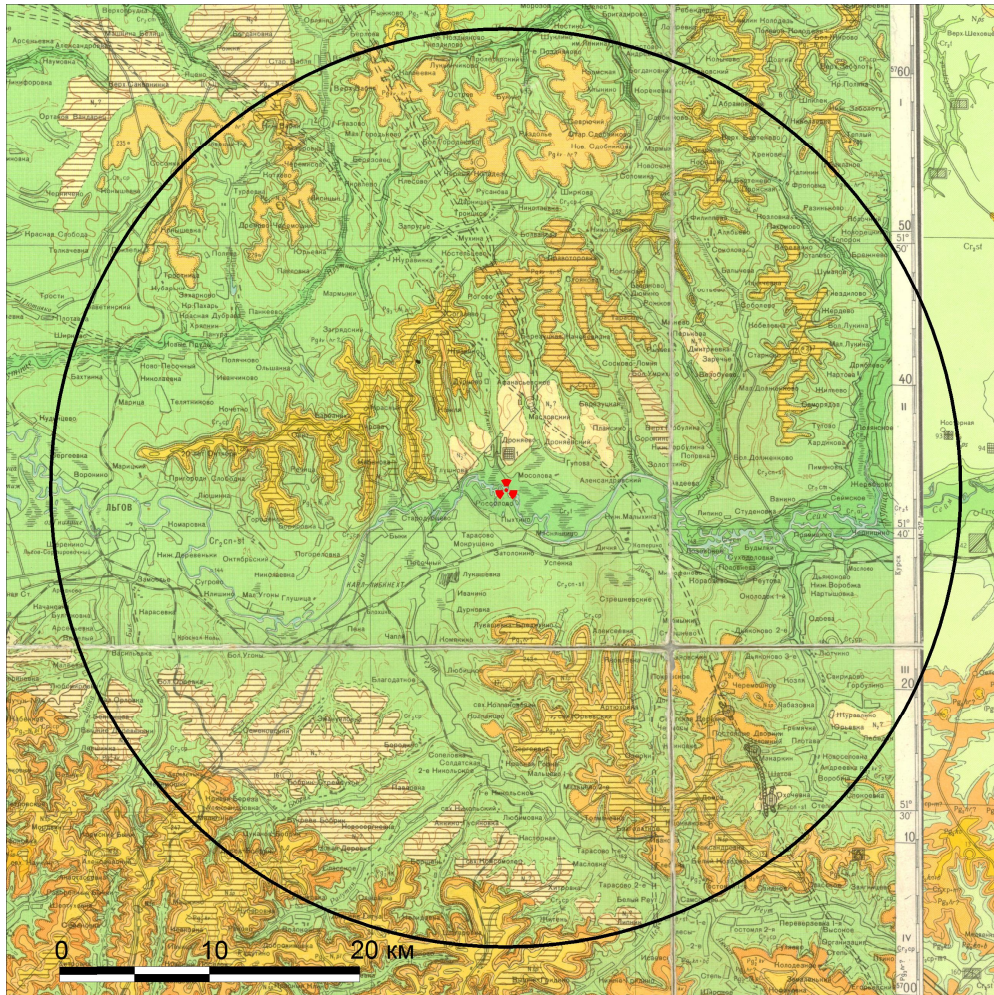


Рис. 2.14. Геологическая карта Курчатовского района и геологический разрез к ней [Государственная..., 1957-1969].

Q – четвертичные отложения нерасчлененные. Суглинки, супеси, пески, глины, торф (только на разрезе). Горизонтальные полосы – неогеновые элювиальные образования. На карте штриховкой показаны поверхности подстилающих пород. Суглинки красноцветные, пески, супеси; $N_2?$ – плиоценовые (?) отложения нерасчлененные. Глины, суглинки, пески. N_{sp} – шапкинская толща. Пески, глины, суглинки. Pg_3-N_{1pl} – (верхний олигоцен-нижний миоцен). Пески, песчаники, прослои глин. $Pg_{kv-hr?}$ Верхний эоцен и олигоцен. Киевские и харьковские слои нерасчлененные. Пески, опоковидные песчаники, алевриты, глины. Pg_3hr – Оligocen. Харьковские слои. Пески и песчаники опоковидные. Pg_3^2kv Верхний эоцен. Киевские слои. Пески, опоки, глины, опоковидные песчаники. Pg_2kn+bc – нижний и средний эоцен. Каневские и вучак-

ские слои. Пески, песчаники, опоковидные глины. Cr_2sr – кампанский ярус. Алевриты, мел. Cr_2cn+st – коньякский и сантонский ярусы. Мергель, опоки, трепела. Cr_2t – туронский ярус. Мел. Cr_2cm – сеноманский ярус. Пески с фосфоритами. Cr_1al – альбский ярус. Пески, песчаники. Cr_1nc-ap – неокомский надярус и аптский ярус. Глины, пески и песчаники. Юрская система верхний отдел Оксфордский, кимериджский и нижний волжский ярусы. Глины, пески, песчаники, мергели, алевриты, алевролиты. Jox – оксфордский ярус, J_2km – кимериджский ярус, J_3nv – нижний волжский ярус. J_3cl – Келловейский ярус. Глины, мергелистые известняки, пески, песчаники. $Jbt-cl_1$ – средний и верхний отделы. Батский ярус и нижняя часть келловейского яруса. Пески, глины. Каменноугольная система. Нижний отдел. C_1al+mh – визейский ярус. Верхневизейский подъярус. Алексинский и михайловский горизонты. Глины. Пески, аргиллиты, алевролиты, уголь, известняки. Девонская система. Верхний отдел. Франский ярус. Нижнефранский подъярус. Известняки, мергели, пески, алевриты, глины. D_3js – ястребовский горизонт, D_3sc_1 – нижнещигровский горизонт, D_3sc_2 – верхнещигровский горизонт. Живетский ярус. Глины, известняки, пески, песчаники. D_2cr – черноморский горизонт, D_2vb – воробьевский горизонт, D_2osk – старооскольский горизонт. Эйфельский ярус. Глины, пески, известняки. D_2mr – морсовский горизонт, D_2ms – мосоловский горизонт. Нижнепротерозойская подгруппа. Pt_1k – курская метаморфическая серия. Филлитовидные сланцы, железистые кварциты, кварциты безрудные. Pt_1mh – михайловская серия метабазитов. Амфиболиты и кератофиры. Aob – архейская группа. Обо-янская серия древних гнейсов. Гнейсы и амфиболиты. Интрузивные образования. $\gamma Pt_2?$ – Комплекс верхнепротерозойских микроклиновых гранитов и сиенитов. $\gamma Pt_1?$ – Комплекс нижнепротерозойских плагиогранитов. γA – архейские плагиограниты. Черные линии, переходящие в прерывистые, – геологические границы установленные и предполагаемые. Линии с бергштрихами (с ресничками) – границы несогласного залегания отложений. Тире с точкой – поверхность докембрия по геофизическим данным (только на разрезе). Кружки двойные – важнейшие буровые скважины. Круг – Курчатовский район.

На юго-западе за пределами рассматриваемой территории герцинский тектоно-магматический цикл выразился образованием в среднем девоне Днепровско-Донецкого авлакогена. Последующий за образованием авлакогена период ознаменовался интенсивным осадконакоплением. Юго-западный склон Щигровского свода, связанный с развитием авлакогена, отвечал поднятию. Морское осадконакопление началось в нижнекаменноугольное время. Здесь отложения этого возраста залегают трансгрессивно на породах докембрия, погружаясь при этом в юго-западном направлении с увеличением мощности. Максимальный уклон (наклон) слоев карбона достигает 9,3 м/км. Герцинский структурный этаж заканчивается нижнекаменноугольным осадконакоплением, за которым последовало поднятие территории. Оно продолжалось до келловейского века средней юры (верхний ярус доггера).

Со среднего карбона до средней юры исследуемый район находился вне зоны осадконакопления. Интенсивное прогибание и осадконакопление вновь началось в конце среднеюрского времени в связи с движениями, отвечающими аль-

пийскому тектоно-магматическому циклу. Он выразился формированием обширной Днепровско-Донецкой впадины (Украинской синеклизы).

Средне-верхнеюрские отложения (J_{2-3}) распространены повсеместно, и представлены континентальными осадками батского и начала келловейского ярусов среднего отдела, а так же морскими отложениями келловейского, оксфордского, киммериджского и нижнетитонского (нижневолжского) ярусов верхнего отдела (см. рис. 2.14, рис. 2.15).

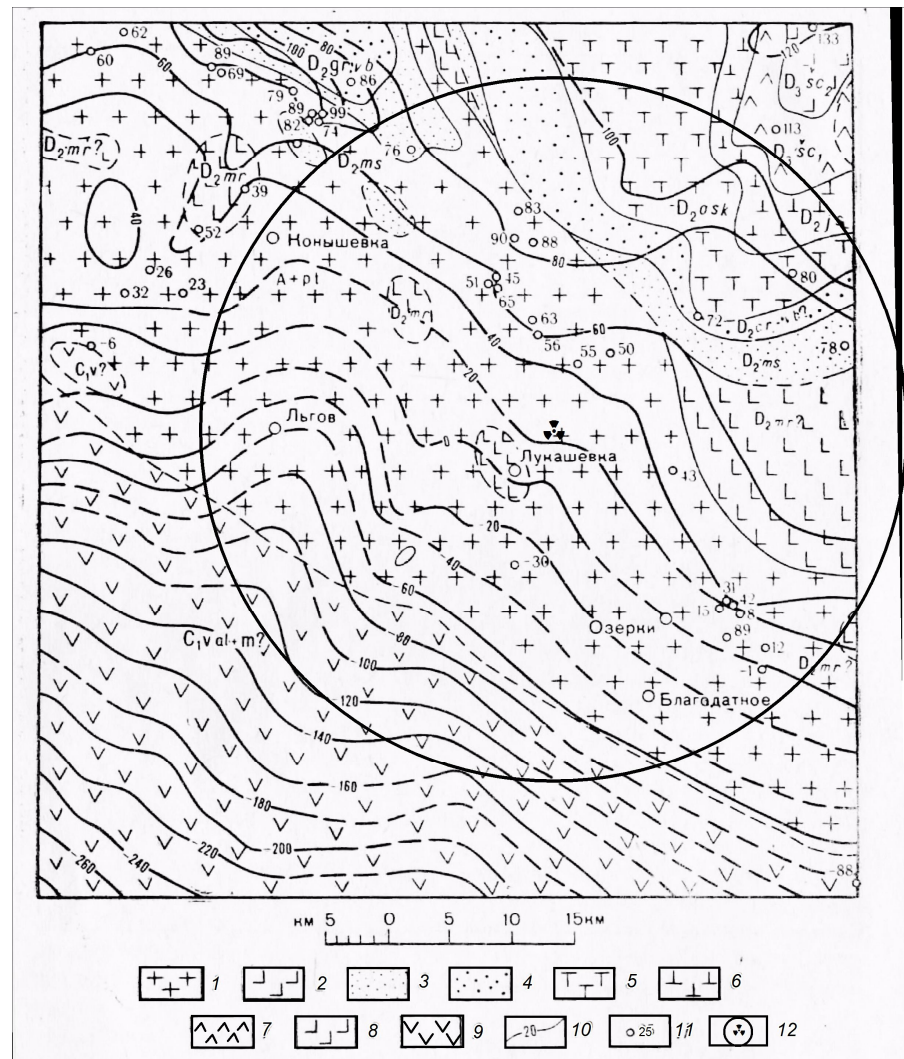


Рис. 2.15. Схематическая карта поверхности мезозойских отложений [Геологическая..., 1967].

1 - архейская и протерозойская группы. Девонская система: 2 – морсовский горизонт (D_2mr), 3 – мосоловский горизонт (D_2ms), 4 – чернойарский и воробьевский горизонты (D_2cr+vr), 5 – старооскольский горизонт (D_2osk), 6 – ястребовский горизонт (D_3js), 7 – нижнецигровский горизонт ($D_3čš_1$), 8 – верхнецигровский горизонт ($D_3čš_2$). Каменноугольная система: 9 – алексинский и михайловский горизонты (C_{1al+mh}). 10 – изогипсы подошвы морских келловейских отложений (через 20 м), 11 – абсолютная высота подошвы морских келловейских отложений средней юры по скважинам, 12 – Курчатовский район КУР АЭС-2.

Отложения представлены глинами с подчиненным прослоем песка и алевритов с фауной и фосфоритами. Мощность средне-верхнеюрских отложений колеблется от 56 м (скв. 1866) на западе до 101 м (скв. 20у) в центральной части. Средне-верхнеюрские отложения трансгрессивно перекрывают отложения девона, карбона и залегают на размытой поверхности кристаллического архей-протерозойского фундамента (AR+PR₁). Согласно изогипсам подошвы морских келловейских отложений, юрские отложения моноклиально падают с северо-востока на юго-запад с 110 м до минус 160 м и глубже. Средний уклон составляет около 1 м/км. Наблюдаются участки, где моноклиальное залегание этих отложений нарушается с образованием пологих структурных заливов и структурных носов (см. рис. 2.14, 2.15).

Меловые отложения развиты повсеместно и представлены неокомским надъярусом (K_{1nc}), аптским (K_{1a}) и альбским (K_{1al}) ярусами нижнего отдела и сеноманским (K_{2c}), туронским (K_{2t}), коньякским (K_{2cn}), сантонским (K_{2st}) и кампанским (K_{2cp}) ярусами верхнего отдела.

Аптский ярус нижнего мела сложен песками. В центральной части Курчатовского района в районе устья р. Дичня пески на западе по фациальной границе сменяются алевритами на востоке. Мощность аптских отложений составляет около 10 м. В северной части территории она возрастает до 23 м (скв. 2), а к югу эти отложения выклиниваются. Абсолютные отметки подошвы аптских отложений колеблются от 5 м на юге до 111 м на севере. Альбский ярус нижнего мела и сеноманского ярус верхнего мела представлены песками мелко и разнозернистыми, кварцевыми и кварцево-глауконитовыми, слюдистыми с галькой песчаных фосфоритов и мела. Средняя мощность альб-сеноманских отложений составляет около 30 м. Абсолютные отметки подошвы колеблются от 69,4 (скв. 20у) и ниже на юге до 134 на севере (скв. 2). Туронский ярус верхнего мела представлен белым писчим мелом. Нижняя часть (3 м от подошвы) разреза толщи представлена нелитифицированным мелом с включениями кварц-фосфоритового песка и гравия. Мощность отложений максимальна в западной части территории (скв. 1866), где

достигает 20 м. В долине Сейма они полностью размыты. В северной части территории в районе долины р. Прутище (скв. 14) наблюдается локальное сокращение мощности до 10 м. Далее на север происходит постепенное сокращение мощности туронских отложений до 6 м (скв. 2). Абсолютные отметки подошвы туронских отложений колеблются от 40 до 160 м.

Подошва турона в пределах Щигровского свода (древнего выступа Воронежского свода) выполаживается с уменьшением мощности отложений. Подошва снижается с отметок 160 м на северо-востоке до 20 м на юго-западе (рис. 2.16.).

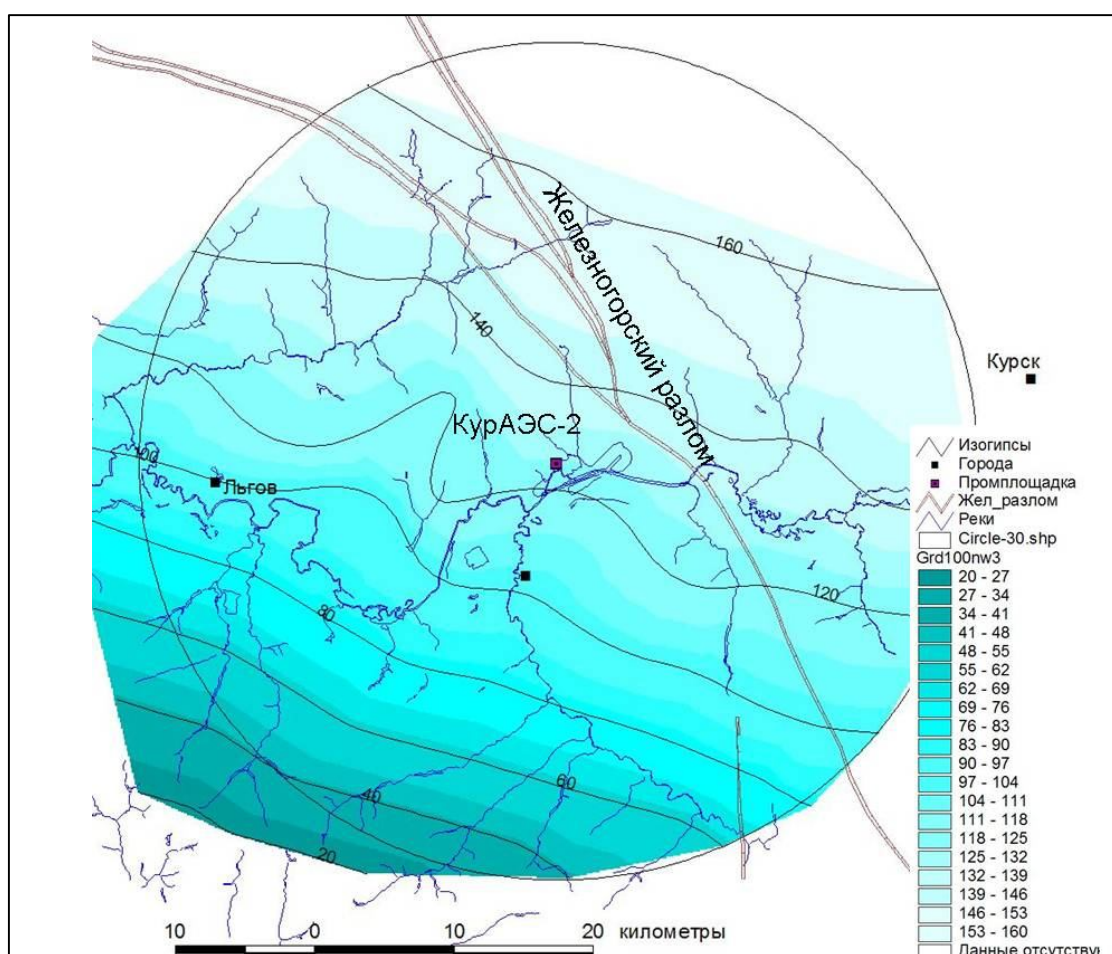


Рис. 2.16. Карта подошвы отложений туронского яруса верхнего мела. Линии – изогипсы подошвы туронских отложений.

В северо-восточной части исследуемого района падение пластов пологое с градиентами 1,5-2,0 м/км, в юго-западной части их падение увеличивается до 3-5 м/км. В пределах рр. Сейм и Реут устанавливается перегиб подошвы турона

(флексура), выраженный относительно резким увеличением угла падения отложений. Севернее этого перегиба подошва туронских отложений осложнена структурными заливами и выступами, которые в целом приурочены к впадинам и выступам поверхности (кровли) кристаллического фундамента. Особенно ярко это совпадение проявлено для впадины, расположенной в районе г. Льгов и хут. Розы Люксембург.

Докембрийская Железногорская зона разломов не проявлена в рельефе подошвы отложений туронского яруса. Это значит, что Железногорский разлом в меловое время не проявлял какой-либо активности, связанной с раннеальпийским тектогенезом.

Коньякские и сантонские отложения верхнего мела представлены глинами мергелистыми и мергелями глинистыми. Отложения коньякского яруса распространены на севере и западе территории, вскрыты долинами рек Сейм, Прутище и Рагозна. Мощность отложений коньякского яруса достигает 42 м (скв. 01). Отложения сантона залегают непосредственно под покровом четвертичных отложений. На юге преобладают мергелистые разности, севернее долины Сейма – глинистые разности. В центральной части исследуемой территории в районе скв. 20у в отложениях сантона наблюдается фациальный переход. На юге мощность отложений сантона достигает 100 м и более (скв. 1155), на севере мощность сантона сокращается до 35 м (скв. 01). Абсолютные отметки подошвы отложений сантона колеблются от 85 м на юге до 20 м на севере исследуемой территории. Кампанские отложения верхнего мела представлены алевритами и алевролитами. Распространение отложений кампанского яруса оценивается разными авторами по-разному: по данным [Геологическая..., 1967] они распространены на водоразделах всей исследуемой территории. Мощность кампанских отложений в районе р. Бобрик достигает 35 м, к югу снижается до 5 м. Абсолютные отметки подошвы около 190 м (скв. 1130).

Раннеальпийская эпоха тектогенеза завершилась перерывом в осадконакоплении, который продолжался с конца мела до раннего эоцена. Позднеальпийская

(новейшая) эпоха тектогенеза ознаменовалась началом раскрытия морского бассейна в эоцена.

Палеогеновая система (Р) представлена эоценом и олигоценом. Нижний и средний эоцен представляют каневская и бучакская свиты. Нижняя часть разреза условно отнесена к каневским отложениям и сложена песчаниками, алевролитами и песками с преобладанием последних. Верхняя часть толщи, условно отнесенная к бучакским отложениям, складывается переслаивающимися песками, песчаниками и глинами. Каневско-бучакские отложения распространены на всех крупных водоразделах. Мощность отложений, условно отнесенных к каневской свите, достаточно выдержана и там, где эти отложения не подверглись размыву, составляет 12 м (скв. 1130). Мощность отложений, условно отнесенных к бучакским, достигает 10 м. Абсолютные отметки подошвы каневско-бучакских отложений от 205 м (скв. 1130) на юге и до 236 м (скв. 666) на севере исследуемой территории.

Киевская свита верхнего эоцена представлена песками желтовато-серыми, разномзернистыми, кварцевыми; песчаниками серыми, тонкозернистыми, кварцево-глауконитовыми; глинами опоковидными. Она распространена фрагментарно на всех крупных водоразделах. Мощность киевских отложений на юго-западе достигает 39 м (скв. 20). Абсолютные отметки подошвы изменяются от 167 м (скв. 11219) до 236 м (скв. 10).

Харьковская свита олигоцена по данным сложена песками зеленовато-серыми и охристо-желтыми, тонко- и мелкозернистыми, кварцево-глауконитовыми. Мощность от 3 до 15 м. абсолютные отметки подошвы колеблются от 206 до 235 м [Геологическая..., 1967].

Полтавская (Р₃-N₁p₁) (берекская) верхнеолигоцен-нижнемиоценовая свита к настоящему моменту сильно эродирована и размыта, имеющиеся в распоряжении авторов информация позволяет восстановить положение подошвы полтавских слоев на большей части исследуемой территории. Отложения полтавской свиты развиты на южном и северном водоразделах р. Сейм. На фоне общего повышения подошвы свиты с юга на север с 220 м абс. высоты до 250 м (градиент 0.0005) на-

блюдаются плавные ее снижения к долинам Реута и Сейма почти до 200 м абс. высоты.

На восточном междуречье Сейма и Реута многочисленные скважины вскрывают полтавскую свиту (скв. 11117, 11126, 11138, 11211 и многие другие). Здесь абсолютные отметки ее подошвы оконтуривают Реутское поднятие (см. раздел 4). Отложения представлены пестроцветными песками и глинами. Мощность ее колеблется от первых метров до 13-14 м на Реутском поднятии, а наибольшая мощность свиты достигает 35 м [Государственная..., 1957-1969]. Перекрываются отложения четвертичным лессово-почвенным комплексом, а местами отложениями шапкинской свиты.

Шапкинская свита ($N_1\delta p$) распространена ограничено, лишь отдельными пятнами на высоких (от 200 до 250 м) водоразделах. Основная часть свиты сложена пестроокрашенными глинами и песками с включением железисто-марганцовистых бобовин и известковистых стяжений. Абс. высота подошвы свиты изменяется от 227 м на юге до 249 м на севере. Наиболее низкое ее залегание отмечено в скв. 14 (215 м). Мощность ее не постоянна: 1-6 м. Согласно новым буровым скважинам, пробуренным в связи с изысканиями под строительство КурА-ЭС, поверхности кристаллического фундамента, юрских и меловых отложений проявляют локальные (крупномасштабные) деформации, которые не устанавливаются при более мелкомасштабных исследованиях.

На севере Курчатовского района выделяется локальное поднятие фундамента, оконтуренное изогипсами 80-100 м. В пределах этого поднятия подошвы туронского, коньякского и сантонского ярусов верхнего мела образуют, согласно с поднятием, антиклинальную складку (изгиб) с одновременным уменьшением мощности отложений.

В центральной части рассматриваемого района (р. Сейм, пос. Погореловка, скважина 20-у) устанавливается прогиб фундамента с амплитудой 38 м и шириной 12,5 км. С запада и востока к этому прогибу ступенеобразно снижается кровля кристаллического фундамента. С запада подошва альбских песков ступенчато также снижается к этому прогибу.

На юге в районе р. Дични (скв. 509, 511) в поверхности фундамента выделяется небольшое овалоподобное поднятие высотой 20 м, поверхность которого очень полого снижается в северо-западном направлении в сторону р. Сейм и относительно круто в юго-восточном направлении (1 м/км). Над выступом образована средне-позднеюрская антиклиналь. Амплитуда поднятия составляет не менее 5 м и ширина около 12 км. Вышележащие отложения туронского и сантонского ярусов верхнего мела также плавно изгибаются согласно поднятию фундамента. В направлении р. Сейм подошва туронского яруса верхнего мела снижается и при этом плавно изгибается в очень пологие антиклинальные и синклинальные складки разной амплитуды и ширины.

В районах пос. Мал. Угоны, Погореловка (р. Сейм) по поверхности фундамента устанавливается структурная ступень (бровка ступени). С ней согласуется широкая флексура, образованная в вышележащих отложениях средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела. В восточном направлении вдоль долины р. Сейм в сторону площадки КурАЭС-2 флексура переходит в синклиналь шириной 2,5 км с амплитудой прогибания 15 м, сопряженной с более крупной антиклиналью шириной 6,5 км. В районе восточной половины промплощадки Курской АЭС-2 с синклиналью согласуется пойма р. Сейм.

К югу и к северу за пределами р. Сейм мощность альб-сеноманских отложений составляет не менее 30 м, но в приосевой части полосы меандрирования Сейма она сокращается в два раза. В вышележащих туронских и коньякских отложениях устанавливается синклинальный прогиб. Северо-западнее в районе р. Прутище альб-сеноманские отложения образуют антиклиналь (15x30м). В ядре этой складки мощность аномально увеличена в два раза с 15 м до 30 м по сравнению с ее крыльями. Ниже по разрезу эта складка выражена в средне-верхнеюрских отложениях, но имеет значительно меньшую амплитуду. Можно предположить, что в начале альб-сеноманского осадконакопления на месте антиклинальной складки формировалась конседиментационная синклинальная складка, которая в более позднее время претерпела поднятие.

В пределах р. Прутище подошва туронских отложений деформирована с образованием флексуры с вертикальной амплитудой 8,0 м. Эти отложения подвержены интенсивной эрозии: глубина врезов 6,0-8,0 м, ширина до 1,5 км. В южном направлении в сторону долины р. Сейм (скв. 1475) туронские отложения деформированы в синклинальные и антиклинальные складки. Реки Сейм (скв. 516), Платовка и Прутище согласуются с синклинальными прогибами. На водоразделе рек Прутище и Платовка синклиналь р. Прутище переходит в антиклинальную складку,

В районе р. Прутище поверхности отложений сантонского яруса верхнего мела снижены относительно ее водоразделов. При этом на левом водоразделе она перекрывается лессовидными покровными суглинками, а на правом водоразделе – эоценовыми песчаниками. Амплитуда прогибания составляет 20 м, ширина 9-10 км. Следовательно, в этой части территории прогиб, наследованный р. Прутище, заложился в пределах мезозойской синклинали.

На левом водоразделе р. Рогозны, р. Реут и р. Сейм по поверхностям сантонских отложений выявляются флексуры, падающие на юг. На водоразделе рр. Прутище и Вабля по снижению поверхностей отложений сантонского и кампанского ярусов верхнего мела, перекрытые отложениями эоцена, олигоцена и лессовидными суглинками, выявляется синклинальный прогиб. Изогипсы кровли здесь снижаются с 221 м (скв. 98) до 183 м (скв. 630). Амплитуда прогиба составляет 38 м, ширина – 7 км. От р. Сейм в южном направлении устанавливается моноклиналное снижение кровли сантонского яруса с одновременным увеличением мощностей кампанского яруса и кинельских, бучагских и берегских отложений палеогена. По наклонным границам сеноманских и сантонских мергелей выделяется обширная синклинальная складка, наследованная широкой долиной р. Сейм. При этом в районе пруда охладителя АЭС отложения сантонского яруса эродированы рекой Сейм. Здесь четвертичные террасы реки ложатся на меловые отложения туронского яруса. При этом мощность этих отложений сильно сокращается с 20 м в районе р. Прутище до 2-3 м в районе слияния рр. Рагозны с Сеймом.

На водоразделе рр. Сейма и Прутище отмечается появление эоценовых глин с тенденцией увеличения их мощности в сторону р. Сейм. Разрывные нарушения в осадочном чехле не установлены.

Таким образом, с раннего протерозоя и до среднего девона на исследуемой территории был длительный континентальный перерыв, отвечающий байкальскому и каледонскому тектоно-магматическим циклам. К этому времени относится формирование мощной коры выветривания. К среднему девону территория представляла собой пенеплен с весьма слабым падением на северо-восток, в сторону развивающейся Московской синеклизы. Падение на юго-запад она приобрела в раннем карбоне в связи с образованием и развитием Днепровско-Донецкой среднедевонского авлакогена и затем обширной одноименной впадины (Украинской синеклизы).

Слои падают моноклиально с уменьшением углов падения от более древних к более молодым. Уклон подошвы каменноугольных отложений составляет в среднем 9,3 м/км, меловых (туронский ярус) – 3-5 м/км, полтавских отложений составляет 0.3-0.8 м/км (0,5-1 м/км). На фоне моноклиального по отложениям юры и мела образованы пологие синклинали и антиклинали, флексуры и структурные ступени.

2.2. Метод выявления структурной рассогласованности опорных горизонтов осадочного чехла

Метод выявления и оценки степени структурной рассогласованности разновозрастных горизонтов осадочного чехла разработан впервые с целью выявления зон повышенной напряженности [Макеев и др., 2013]. Этот метод основывается на расчетах азимутальной (угловой разницы между простираниями изолиний) и угловой рассогласованности (разница между углами падения) двух опорных горизонтов. Исследование проводится от древних к молодым горизонтам осадочного чехла и рассмотрению подлежат смежные горизонты попарно. Рассогласованность горизонтов оценивалась в геоинформационном проекте лаборатории гео-

информатики и компьютерного картографирования ИГЭ им. Е.М. Сергеева РАН на основе программно-технологического обеспечения Arc.

Степень рассогласованности структурных планов разновозрастных и разноглубинных слоев земной коры определяет дифференциацию напряженно-деформированного состояния и появление в ее отдельных зонах дополнительных напряжений, обусловленных различной реакцией вещественно и структурно неоднородных и дисгармоничных слоев на неотектонические поля напряжений. Это явление выражается в формировании, в том числе, в осадочном чехле платформы, зон пониженной устойчивости и повышенной трещиноватости горных пород различного масштаба и пространственной ориентировки (как вертикальных, так и латеральных), что требует учета при оценке напряженно-деформированного состояния геологической среды и ее зонирования по этому параметру.

Общими необходимыми условиями использования метода являются: выделение общей единой области исследования, выбор общего масштаба картографирования и задание единого шага высот для изогипс расчетных поверхностей опорных горизонтов.

Сначала рассмотрим метод расчета азимутальной рассогласованности. Этот метод связан с анализом деформаций опорных горизонтов, который проводился в лаборатории геоинформатики и компьютерного картографирования ИГЭ РАН на основе программно-технологического обеспечения ArcGIS – ArcView, модулей Spatial Analyst и 3DAnalyst и необходимых дополнительных скриптов.

В модели картографирования реализуется типовая процедура расчета цифровой модели рельефа (ЦМР) на основе изогипс кровли поверхности опорного горизонта (геологического слоя). Основные параметры построения поверхности: расчетный экстент - в экстенте изогипс, использование высотных отметок изогипс, метод расчета “soft izoline” (на выбранной ГИС-платформе). В результате расчета получается регулярная сетка GRID с заданным размером ячейки, обусловленным масштабом картографирования.

Решение задач азимутальной рассогласованности выполняется по узлам (наиболее наглядный) или по расчетам регулярной сетки экспозиции и уклонов,

не имеющими между собой принципиальных отличий по условиям и результатам. Выбор способа обуславливается масштабом картографирования и особенностями геологической ситуации рассматриваемых опорных горизонтов.

Последовательное выполнение логически связанных этапов расчета включает: 1) по исходным изогипсам рассматриваемых поверхностей построение нерегулярных триангуляционных сеток TIN; 2) построение на основе TIN регулярных GRID; 3) расчет по GRID изолиний с заданным единым шагом по высоте; 4) объединение изолиний двух поверхностей в один слой; 5) расчет узлов пересечения изолиний; 6) расчет GRID экспозиции по поверхностям; 7) экспорт азимутального направления в точках узлов из двух GRID экспозиций; 8) расчет разницы между азимутальными направлениями; 9) определение класса несогласованности (5 классов); 10) построение TIN по классу несогласованности в точках узлов; 11) построение на основе TIN регулярной GRID поверхности распределения азимутальной несогласованности; 12) выделение зоны азимутальной несогласованности с классом более и равно 4 классу.

Зоны азимутальной несогласованности дифференцируются по 5 классам в зависимости от величины разницы углов между азимутальными направлениями по двум GRID экспозициям поверхностей (табл. 2.1).

Табл. 2.1 Классы азимутальной несогласованности.

Класс	Углы азимутальной несогласованности, градусы
1	$-30 < \alpha < 30$ и $150 < \alpha < 180$
2	$30 < \alpha < 45$ и $135 < \alpha < 150$
3	$45 < \alpha < 60$ и $120 < \alpha < 135$
4	$60 < \alpha < 75$ и $105 < \alpha < 120$
5	$75 < \alpha < 105$

Расчет угловой несогласованности, как продолжение расчета азимутальной несогласованности, основывается на последовательном выполнении задач: 1) экспорт значений уклонов поверхностей в узлах азимутальной несогласованности, 2) построение градиентов падения поверхностей (склонов), в которых на-

правление вектора определяется их азимутом, а длина – величиной уклона в профиле; 3) расчет разницы между углами падения, 4) определение класса угловой рассогласованности (1-5), 5) построение зоны общей рассогласованности на основе редактирования зоны азимутальной рассогласованности с учетом включения узлов 4 и 5 классов угловой несогласованности.

Классы угловой рассогласованности представлены на рисунке (рис. 2.17). Классификация включает 5 классов. Самый высокий пятый класс угловой рассогласованности соответствует тому случаю, когда углы падения имеют противоположные знаки.

Использование методов выявления и оценки рассогласованности иллюстрируется несколькими примерами, сопровождаемыми интерпретацией геологической ситуации для конкретного случая. На картах зон азимутальной рассогласованности узлы пересечения изогипс рассматриваемых двух поверхностей представлены точками, цвет которых изменяется в зависимости от расчетного класса рассогласованности: от первого до пятого класса по шкале с нарастающей интенсивностью цвета.

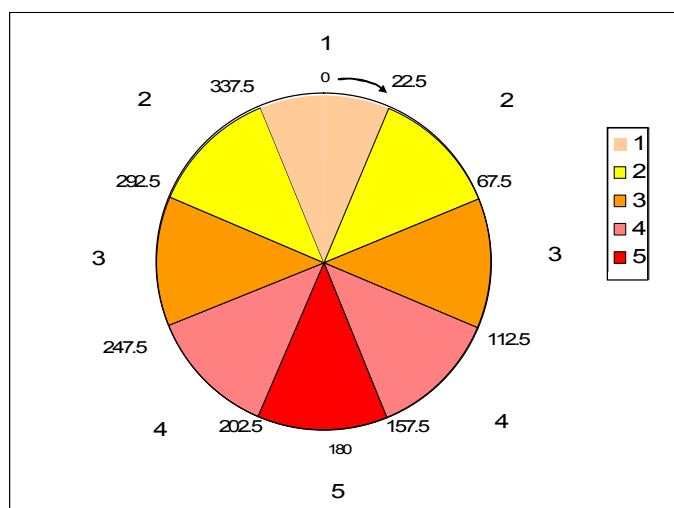


Рис. 2.17. Диаграмма классификации угловой рассогласованности по 5 классам

Зоны азимутальной рассогласованности (ареалы) представлены изменением интенсивности цветов – чем насыщеннее цвет, тем выше рассогласованность разновозрастных деформаций.

2.3. Рассогласованность деформаций опорных горизонтов и ее геодинамическая оценка

Рассогласованность деформаций опорных горизонтов рассматривается в рамках исследований Островецкого, Монаковского и Курчатовского районов.

Рассогласованность (расслоенность) структур Островецкого района основывается на данных (буровых) о деформациях разноглубинных и разновозрастных горизонтов. Азимутальная рассогласованность анализировалась между кристаллическим фундаментом и ордовиком, между ордовиком и силуром, между силуром и девоном. Специально азимутальная рассогласованность рассчитывалась между кровлей силура и подошвой четвертичных отложений с целью выявления и оценки активизации древних дислокаций на неотектоническом (четвертичном) этапе. По результатам расчетов строились карты с выделением субгоризонтальных зон азимутальной рассогласованности между опорными горизонтами.

Согласно зонам рассогласований двух опорных горизонтов: поверхности кристаллического фундамента и кровли ордовика, в исследуемом районе оценены древние разломы кристаллического фундамента на предмет их проявленности в деформациях этих горизонтов по отдельности и в сумме (рис. 2.18).

Установлено, что докембрийские разломные зоны не согласуются по простиранию и локализации со структурными зонами азимутальных рассогласований, проявленных по отложениям каледонского структурного этажа. Максимальное несоответствие деформаций устанавливается в северной части рассматриваемого района и связано с падением осадочных горизонтов в разные стороны – поверхность фундамента наклонена на север, поверхность ордовика (кровля) на северо-запад. В южной части рассматриваемого района эти поверхности согласуются друг с другом, поэтому класс несогласий здесь самый низкий – в основном первый и второй. Следовательно, докембрийские платформенные и доплатформенные разломные зоны не были активизированы в каледонский тектономагматический цикл, в противном случае, если бы это имело место, то их подвижность (активизация) выразилась бы в проникновении в вышерасположенные горизонты осадочного чехла, что было бы установлено закономерными измене-

ниями простираения изогипс ордовикских и силурийских отложений. В литературе подобное явление известно как зона динамического влияния разломов [Трегуб, 2001, 2005; Трегуб и др., 2002].

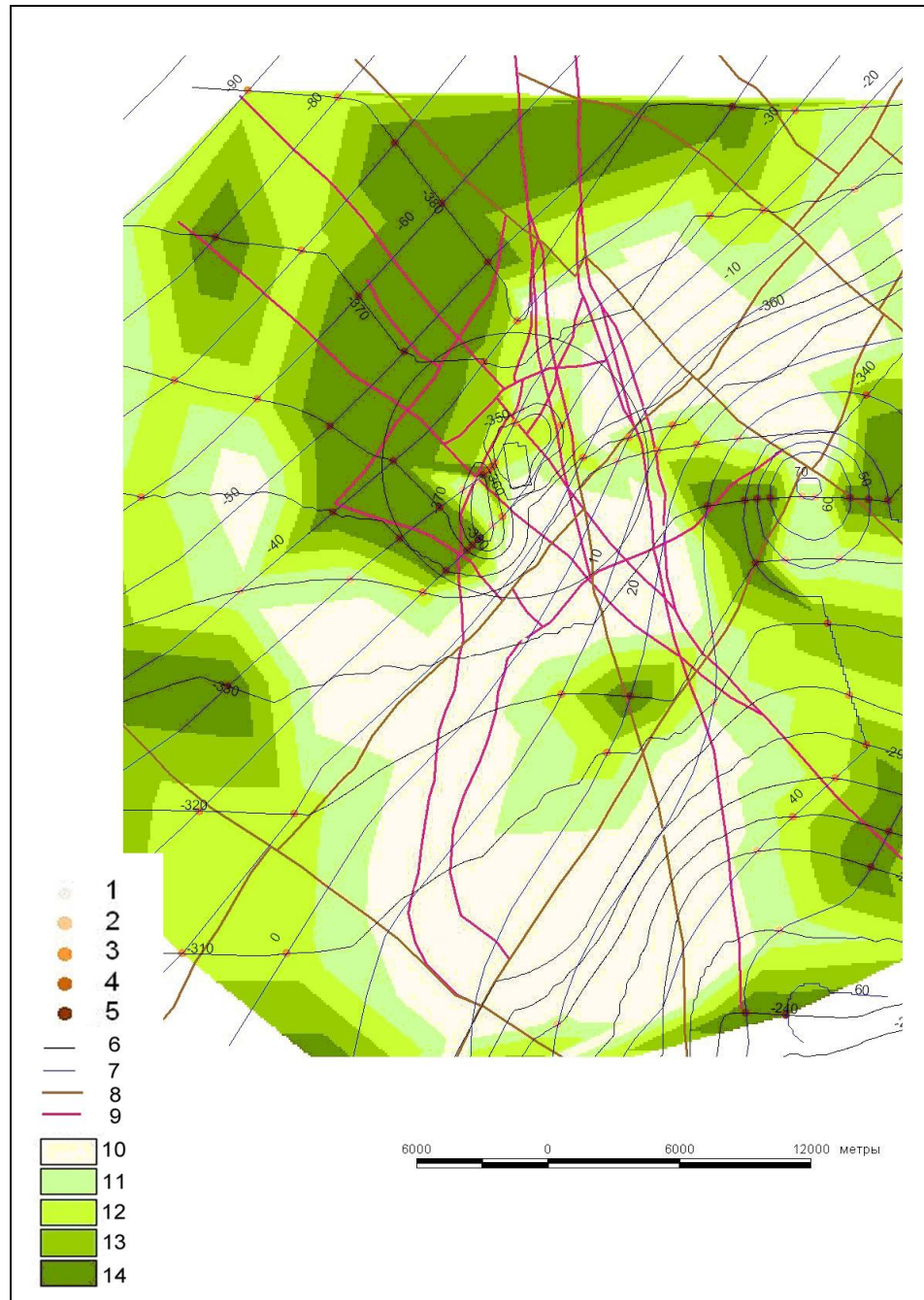


Рис. 2.18. Зоны (ареалы) азимутальной рассогласованности между поверхностью кристаллического фундамента и кровлей ордовикских отложений. Разноцветные точки – узлы пересечения поверхностей кристаллического фундамента и ордовика: 1 – рассогласование первого класса, 2 – рассогласование второго класса, 3 – рассогласование третьего класса, 4 – рассогласование четвертого класса и 5 – рассогласование самого высокого пятого класса. 6 – поверхность кристаллического фундамента, 7 – кровля ордовикских отложений. Разломы: 8 – платформенные, проникающие в чехол, 9 – доплатформенные, локализованные в фундаменте. Зоны (ареалы) рассогласования: 10 – первого класса, 11 – второго класса, 12

– третьего класса, 13 – четвертого класса, 14 – пятого класса. Малый круг – территория радиусом 5 км вокруг площадки БелАЭС.

Соответственно, подвижность разломов (на раннем этапе каледонского тектоно-магматического цикла) сопровождалась бы изменением мощности отложений, смещением кровель опорных горизонтов, особенно неотектонических. Ничего подобного здесь не устанавливается, что позволяет утверждать об отсутствии проникновения древних разломов в вышерасположенные отложения.

Оценка азимутальной рассогласованности по двум кровлям – ордовика и силура – представлена на следующем рисунке (рис. 2.19).

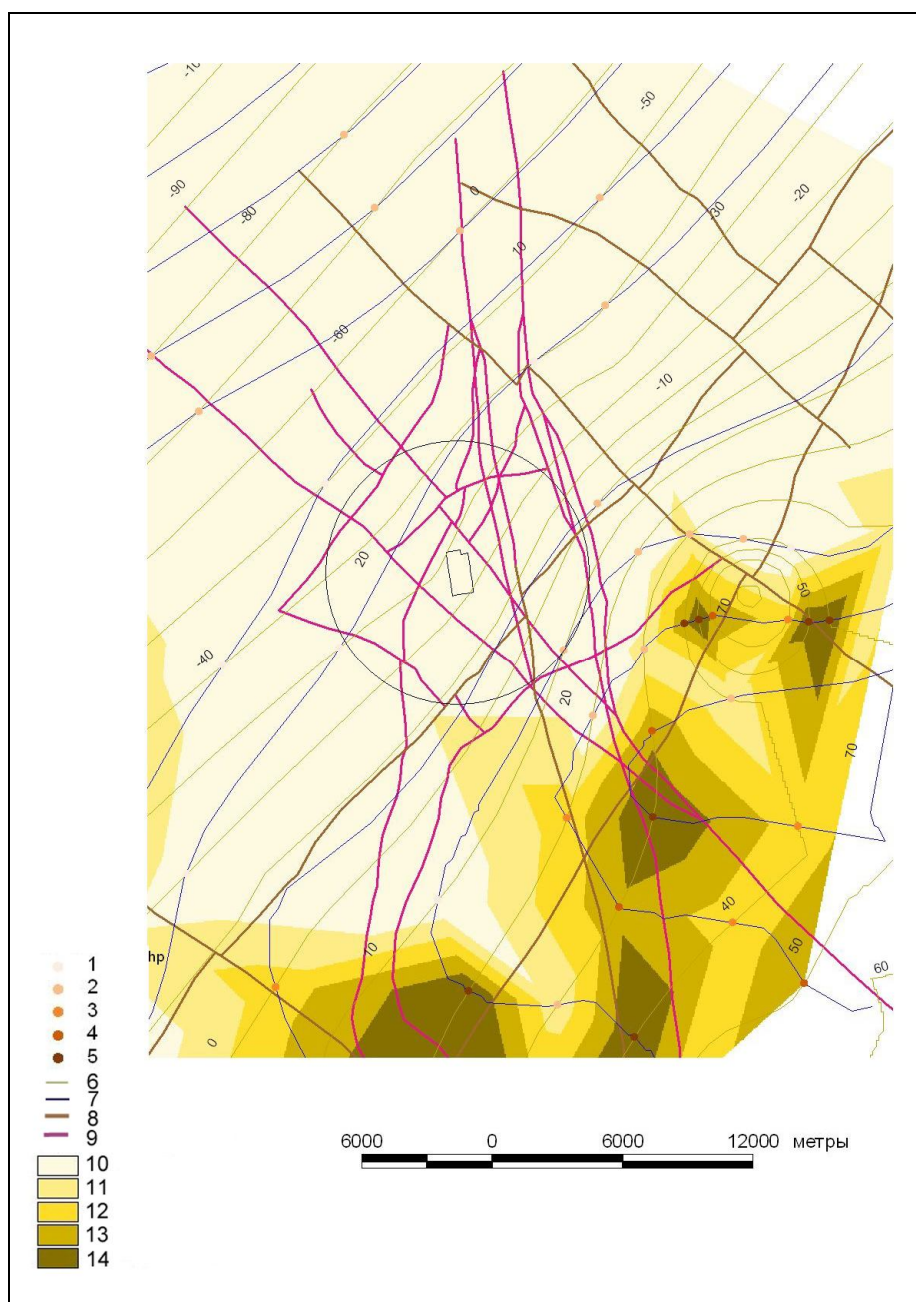


Рис. 2.19. Ареалы азимутальной рассогласованности кровель опорных горизонтов ордовикских и силурийских отложений.

Разноцветные точки – узлы пересечения изолиний ордовика и силура. 1 – рассогласование первого класса, 2 – рассогласование второго класса, 3 – рассогласование третьего класса, 4 – рассогласование четвертого класса и 5 – рассогласование самого высокого класса – пятого. 6 – кровля отложений ордовика, 7 – кровля силурийских отложений. 8 – разломы проникающие из фундамента в осадочный чехол, 9 – разломы, локализованные в кристаллическом фундаменте. Зоны (ареалы) рассогласования 10 – первого класса, 11 – зоны рассогласования второго класса, 12 – зоны рассогласования третьего класса, 13 – зоны рассогласования четвертого класса, 14 – зоны рассогласования пятого класса.

В отличие от предыдущего рисунка, максимальные по классу ареалы рассогласования: 4 и 5 класса, находятся в крайней южной части и в юго-восточной части исследуемого района. Северная и северо-западная часть этого района являются максимально согласованными по деформациям поверхностей разновозрастных структур. Здесь распространены ареалы первого и второго класса.

Рисунок древних разломов является независимым от рисунка структурных зон степени (класса) рассогласований. Следовательно, древние разломы не были подвижны на завершающем этапе каледонского тектоно-магматического цикла. Во всяком случае, не устанавливается их проникновение в вышерасположенный чехол силурийского возраста.

На карте ареалов рассогласований, построенной на основании анализа деформаций кровли силурийских и поверхности девонских отложений, устанавливаются значительные площади степени рассогласований этих поверхностей по сравнению с предыдущими рисунками ареалов рассогласований (рис. 2.20).

На данной карте максимальное их проявление локализуется в северной части исследуемого района. Здесь они выражены рядом последовательно выстроенных ареалов, слегка вытянутых в север–северо-восточном направлении (субмеридиональном). Ареалы максимального и минимального рассогласования как бы сопряжены друг с другом. С востока на запад происходит последовательная смена субмеридиональных полос максимального и минимального рассогласования.

Здесь не исключается, что максимальная рассогласованность отчасти может быть связана с эрозионными долинами (врезами), развитыми по поверхности девонских отложений. Они затушевывают истинную рассогласованность, но в принципиальном плане ее не изменяют. В любом случае, даже если принять точку

зрения согласованности эрозионных долин с нарушениями, эти ареалы не согласуются с зонами разломов.

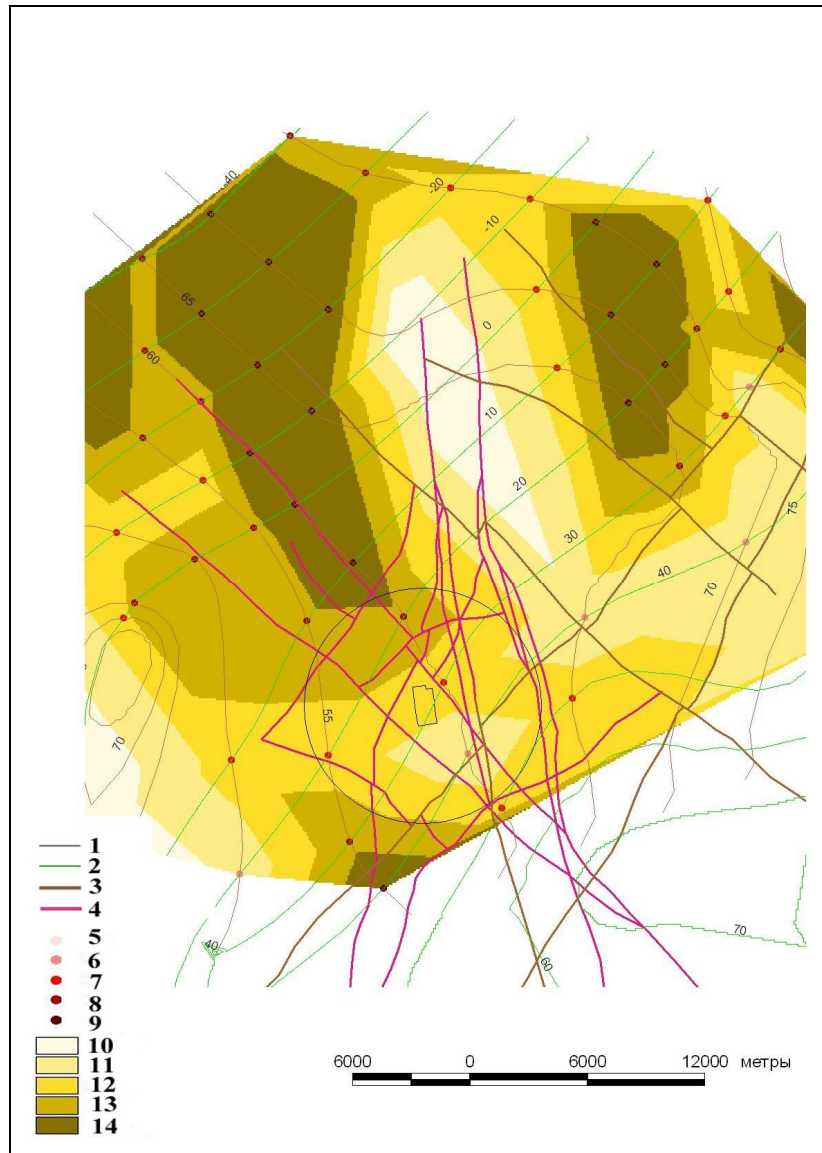


Рис. 2.20. Азимутальная рассогласованность кровель опорных горизонтов силура и девона.

1 – изолинии поверхности девонских отложений, 2 – изолинии кровли ордовикских отложений. 3 – разломы, проникающие из фундамента в чехол, 4 – разломы кристаллического фундамента. Разноцветные точки – узлы пересечения изолиний разновозрастных поверхностей: девона и силура. 5 – рассогласование первого класса, 6 – рассогласование второго класса, 7 – рассогласование третьего класса, 8 – рассогласование четвертого класса и 9 – рассогласование самого высокого пятого класса. Зоны (ареалы) рассогласования показаны различной цветовой гаммой: 10 – первого класса, 11 – второго класса, 12 – третьего класса, 13 – четвертого класса и 14 – пятого класса.

Следовательно, начало герцинского тектоно-магматического цикла не привело к активизации древних разломов, локализованных в фундаменте. Не исключено, что тектонические процессы на начало герцинского тектогенеза не были

столь интенсивными и способными вызвать активизацию зон докембрийских разломов.

Выявление активности древних дислокаций основано на более сложных построениях, включающих рассогласование не только по азимуту, но и по углу падения отложений чехла.

Совсем иначе выглядит рисунок зон азимутального и углового рассогласования, построенный на основании анализа отношений кровли силурийских отложений и подошвы четвертичных отложений (рис. 2.21).

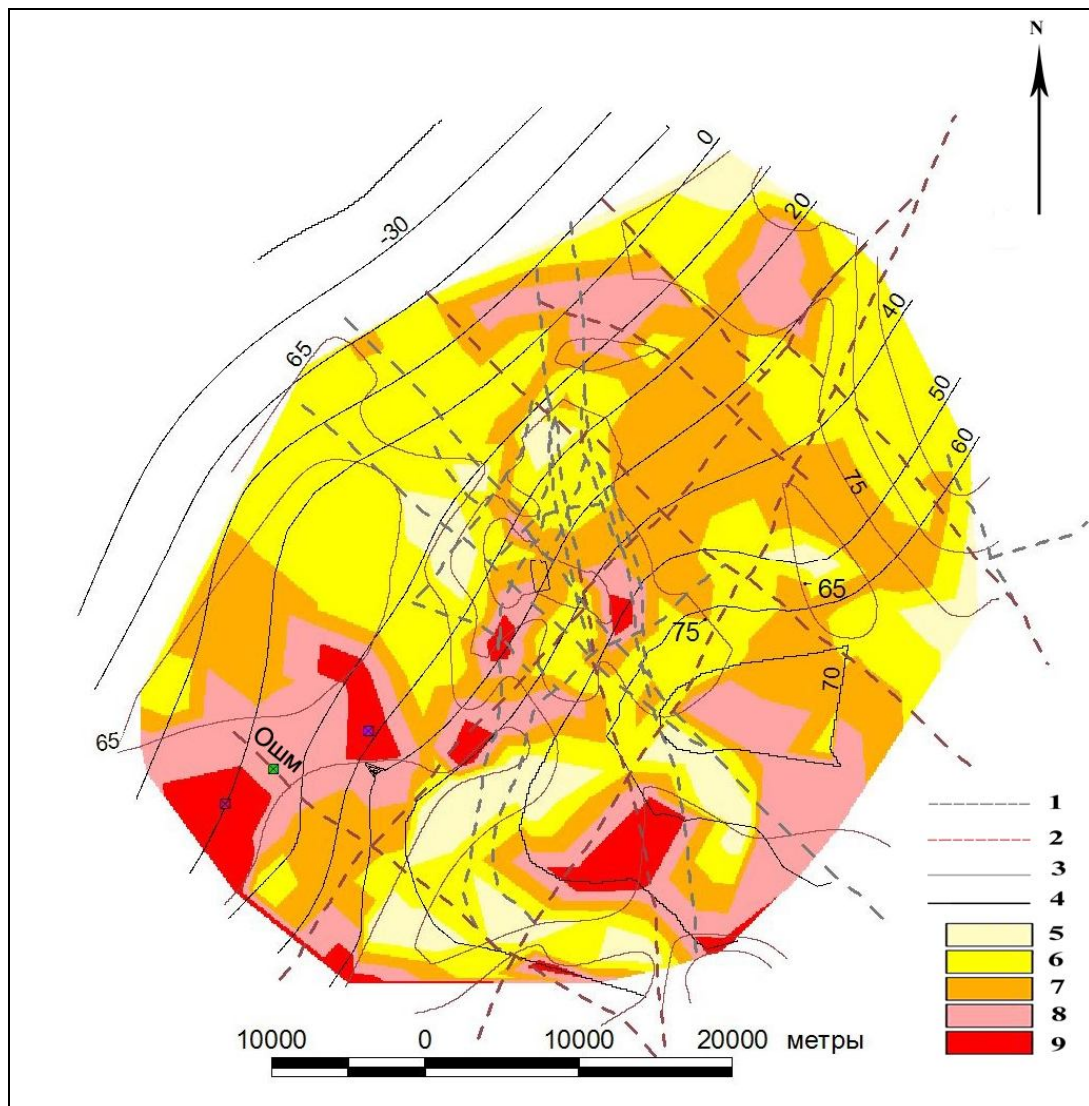


Рис. 2.21. Ареалы азимутального и углового рассогласования между кровлей силурийских отложений и подошвой четвертичных отложений.

1 – разломы кристаллического фундамента, 2 – разломы фундамента, проникающие в отложения чехла, 3 – подошва четвертичных отложений, 4 – кровля силурийских отложений. Зоны (ареалы) рассогласования разновозрастных поверхностей, согласно пяти классам: 5 – 1 класс, 6 – 2 класс, 7 – 3 класс, 8 – 4 класс, 9 – 5 класс. Пунктирные линии – зоны разломов. Ошм – Ошмянский разлом.

В данном расчете использовался способ оценки рассогласованности по расчетам регулярных сеток экспозиции и уклонов цифровых моделей рельефа рассматриваемых геологических горизонтов. Здесь отражены результаты сопоставления двух принципиально важных поверхностей: 1) поверхности, отражающей деформации на конец завершения каледонского цикла (кровли ордовика) и 2) поверхности, отражающей суммарные деформации неотектонического этапа, точнее, четвертичной его стадии (подшвы четвертичных отложений).

Подобный методический прием выявления активизации древних разломов на основе суммирования древних и новейших деформаций разработан впервые. Если предыдущие рисунки оценивали активизацию разломов в связи с каледонским и герцинскими тектоно-магматическими циклами, то данный рисунок отражает оценку активизации разломов в связи с неотектоническими движениями. Это напрямую связано с обеспечением устойчивости особо опасных и технически сложных инженерных объектов в исследуемых районах.

Установлено, что ареалы максимального рассогласования концентрируются в юго-западной части рассматриваемого района. В противоположной северо-восточной части устанавливается ареалы минимальной рассогласованности поверхностей горизонтов, несмотря на то, что в этой части исследуемого района сконцентрировано большое количество докембрийских разломов (всего тринадцать разломов). Казалось бы, должно быть наоборот, где высокая плотность разломов, там должен быть более подвижным фундамент и осадочный чехол, но этого не наблюдается. Роль степени консолидации кристаллического фундамента здесь неясна.

Максимальная рассогласованность по деформациям разновозрастных горизонтов пришлась на юго-западную часть района исследований, там, где расположен Ошмянский разлом северо-западного простирания – здесь он единственный с подобным простиранием. В этой части района, по обе стороны от разлома на всем его протяжении устанавливаются максимальные классы рассогласования. Простирание разлома и локализация зон рассогласования как бы контролируют друг друга. При этом полоса как бы притянутых к разлому зон относительно широкая.

Следовательно, Ошмянский докембрийский разлом – единственный из тринадцати разломов, который оказался выраженным в максимальных азимутальных и угловых рассогласованиях двух опорных горизонтов, один из которых является молодым (четвертичным). Все другие разломы такой закономерностью не обладают, что позволяет отнести их к категории неактивизированных, остаточных. К тому же, прослеживая их по длине можно заключить, что они не контролируются на всем своем простирании и в том числе узлы пересечения разломов не отвечают зонам структурных (азимутальных и угловых) рассогласований.

Если исходить из предположения, что разломы кристаллического фундамента все таки активизированы [Беляшов, 2009], то это неизбежно должно было отразиться в деформациях подошвы четвертичных отложений, т.е. в их особенностях изменений состава и мощности. Современные вертикальные подвижки по плоскостям смещения разломов (направленные или возвратные, колебательные), особенно, если они развиваются унаследовано, должны были бы вызывать концентрации напряжений и их разрядку, а также синфазные изгибы слоев по всей мощности осадочного чехла от самых низов (ордовика) до подошвы четвертичных отложений. Эти процессы, в свою очередь, не могут не отражаться в поле рассогласованности опорных горизонтов, и должны выражаться в существовании пространственной корреляции между полями рассогласованности разновозрастных и разноглубинных слоев чехла, приуроченной к зонам разломов. Но этого не наблюдается.

Таким образом, древние докембрийские разломы кристаллического фундамента, различающиеся по возрасту и позиции, в основном не выражены в деформациях чехла на разных тектоно-магматических циклах его формирования: раннекаледонском, позднекаледонском, герцинском и неотектоническом. Исключением является Ошмянский разлом, который исходя из общих закономерностей развития земной коры, не должен был активизироваться, поскольку он не отличается от других разломов ни по возрасту, ни по положению в пространстве (позиции).

Попробуем объяснить избирательную активизацию этого разлома, привлекая для этого геодинамические критерии. Докембрийские разломы Островецкого района в каледонский тектоно-магматический цикл находились на значительном удалении от области тектоно-магматической (геодинамической) активности – океана Япетус (каледониды Норвегии) или источника тектонических сил. В это время исследуемый район находился в пределах терригенного и терригенно-карбонатного осадконакопления. В нем отсутствуют проявления магматической деятельности и значительные деформации каледонского структурного этажа, что связывается с низкой тектонической активностью этой части территории.

Герцинский тектоно-магматический цикл не был принципиально другим. Все источники тектонических сил этого времени находились на большом удалении от исследуемого района. Ближайшей подобной областью была активно прогибающаяся в то время Балтийско-Белорусская впадина (Балтийская синеклиза). Одновременно к северо-востоку формировалась Московская синеклиза. Для этого времени также характерно отсутствие признаков магматической активности в исследуемом районе. В нем слабо деформированные девонские отложения больше наклонены в сторону Латвийской седловины, разграничивающей прогибы Балтийской и Московской синеклиз. Очевидно, геодинамические процессы были незначительными по интенсивности, что не выразилось подвижностью разломов, локализованных в кристаллическом фундаменте. Эта закономерность наблюдается по подошве четвертичных отложений – она не выявляет подвижность (активность) этих разломов. Исключением является Ошмянский разлом.

Источники неотектонических сил известны [Макаров, 1996; 2003; Макаров и др., 2006; Сим, 1996]. Их три: 1) Карпатская неотектоническая область, 2) Восточно-Балтийская зарождающаяся рифтовая зона и 3) Фенноскандинавское устойчивое и длительное поднятие. Первый источник удален на более чем 500 км к юго-западу от Островецкого района. Второй источник находится в 200 км к северо-западу и третий источник удален более чем на 300 км к северу от исследуемого района. Ни один из этих источников неотектонических сил не привел к активизации докембрийских разломов и сейсмической активности.

Не исключено, что существенным фактором могли стать четвертичные оледенения, которых в исследуемом районе было четыре. У них есть центры оледенения, расположенные за пределом исследуемого района, и площади на которые эти оледенения распространялись. Земная кора исследуемого района, включая разломы кристаллического фундамента, четыре раза подвергалась ледниковым нагрузкам/разгрузкам [Сейсмоструктура..., 2009]. В этом случае, почему только Ошмянский разлом из четырнадцати известных, ни чем не отличающийся от всех остальных ни по возрасту, ни по позиции от центров оледенения, оказался активизированным, т.е. выраженным в азимутальной и угловой рассогласованности (по подошве четвертичных отложений) и сейсмогенным.

Изучение строения четвертичных отложений, включая их мощность, показало следующее (см. гл. 3). Мощность ледниковых отложений в исследуемом районе более или менее распределяется однородно, в среднем она составляет 60-100 м. Аномальное увеличение мощности в более чем в два с половиной раза наблюдается в юго-западной части рассматриваемого района в пределах Ошмянского разлома и в связи с существованием неотектонического прогиба (см. гл. 4). На других участках отсутствует аномально высокая мощность четвертичных отложений, включая неотектонические прогибы. Таким образом, неоднократная повышенная динамическая нагрузка ледниковых покровов на юго-западную часть исследуемого района, признаком которой является повышенная мощность четвертичных отложений, привела к разупрочнению Ошмянского древнего разлома и появлению в нем вторичной повышенной трещиноватости и проницаемости. В условиях ослабленных и малых тектонических напряжений, действующих в районе, повышенная разупрочненность разлома оказалась достаточной, чтобы разлом смог концентрировать в себе повышенные напряжения и деформации.

В литературе известны примеры подобного типа активизаций или оживлений древних разрывных зон вследствие гляциоизостатических нагрузок или разгрузок: Даугавпилский, Вильнюсский, Шилутско-Полоцкий [Гарецкий и др. 1999; Сейсмоструктура ..., 2009]. Для них характерна повышенная напряженность и деформации гляциоизостатической природы. В результате они относятся к кате-

гории сейсмогенных. Молодое вторичное оживление древних погребенных разломов (неоднородностей) прямо связывается с этими внешними воздействиями экзогенного характера. Они приводят к формированию очагов землетрясений в относительно жестком кристаллическом фундаменте.

Рассогласованность структур Монаковского района рассматривается на основе литературных данных. Как было отмечено выше, герцинские и байкальские (докембрийские) структуры не согласуются друг с другом в целом и порознь за исключением Баландинской пермской депрессии. Осевые линии герцинских структур косо секут простирания изогипс поверхности кристаллического фундамента, создавая, таким образом, перекрестно-структурный план (см. рис. 2.10). Павловский докембрийский разлом, у которого амплитуда сброса составляет 250-500 м, также не наследуется деформациями герцинского структурного этажа.

Таким образом, для исследуемого района характерна вещественно-структурная рассогласованность двух структурных этажей: байкальского и герцинского. Баландинская депрессия – единственная пермская структура, которая согласуется по простиранию и форме с Меленковским докембрийским прогибом, выраженным по поверхности фундамента (рис. 2.22.).

Структуры поверхности фундамента: Первомайское и Окско-Клязьменское поднятия (выступы) и Меленковский и Володарский прогибы, включая Павловский разлом, сформировались в связи с движениями, возможно, исходящими со стороны рифейских авлакогенов Русской плиты: Пачелмского и Среднерусского. Монаковский район удален от Пачелмского авлакогена (г. Касимов) на 125 км и от Среднерусского авлакогена на 300 км (г. Галич).

В герцинский тектоно-магматический цикл в пределах этих авлакогенов сохранялись условия интенсивного осадконакопления. При этом позднепалеозойское осадконакопление и структурообразование полностью контролировалось геодинамическими процессами, источник которых находился далеко за их пределами. Этим можно объяснить относительно слабую переработку герцинскими деформациями более древних байкальских структур в исследуемом районе – Павловского разлома и других структур поверхности кристаллического фундамента.

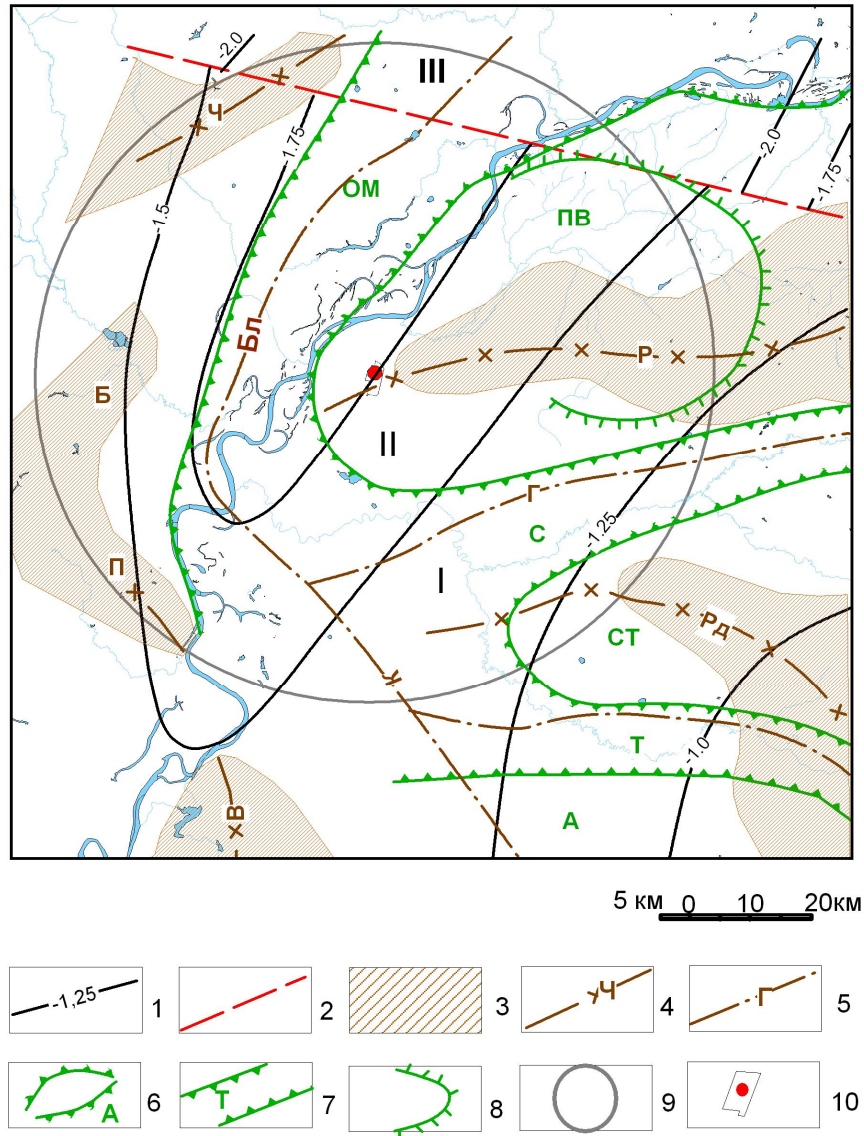


Рис. 2.22. Разновозрастные структуры Нижнеокского региона.

Структуры фундамента: 1 – изолинии поверхности фундамента, проведенные через 0, 25 км, 2 – разлом в фундаменте. Римскими цифрами обозначены: I – Первомайский выступ, II – Меленковский прогиб, III – Володарская депрессия. Структуры осадочного чехла по верхнепермским отложениям и их оси: 3 – поднятия (Р – Рыльковское), структурные выступы (РД – Родяковский, В – Выксунский, П – Панфиловский, Б – Борисоглебский, Ч – Чертковский); 4 – оси поднятий; 5 – оси впадин: Г – Горицкого, К – Кулебакинского, БЛ – Баландинского. Новейшие структуры: 6 – поднятия (ПВ – Павловское, СТ – Степуриновское, А – Ардатское; 7 – прогибы (С – Серезинский, Т – Тешинский, ОМ – Окско-Мокшинский. 8 – кольцевая структура. 9 – Монаковский район, 10 – площадка НижАЭС

Баландинская депрессия – единственная, которая из одиннадцати известных поднятий и прогибов герцинского структурного этажа, унаследовала Меленковский докембрийский прогиб. С учетом территории, расположенной на западе за пределами Монаковского района (от верховья р. Ушны до ее устья) уклон кровли щелковской толщи верхнекаменноугольных отложений в пределах депрессии со-

ставляет 6-7 м/км (0.006-0.007) (см. рис. 2.10, 2.11). Уклоны отложений ассельского яруса нижнепермских отложений составляют минимум 1.3-1.5 м/км (в пределах исследуемого района). Уклон поверхности фундамента небольшой и почти сопоставим уклоном по кровле ассельских отложений – 2 м/км. Различие в уклонах разновозрастных поверхностей можно объяснить существованием первичной структурной несогласованности на разных срезах осадочного чехла.

Окско-Мокшинский неотектонический прогиб, входящий в состав Окско-Донской неотектонически активной впадины, наследует Баландинскую депрессию и Меленковский прогиб по форме, т.е. знаку движения и ориентировке. Подобная согласованность может объясняться относительно интенсивными неотектоническими воздействиями на древний субстрат, вызвавшими почти полную его переработку. Это воздействие выражается в виде наследования Окско-Мокшинским (Муромским) неотектоническим прогибом Баландинской депрессии и Меленковского прогиба. Восточнее этих структур воздействие со стороны активного прогиба не распространяется. На склоне Токмовского свода развиты субширотные неотектонические структуры, связанные с его ростом.

Павловский разлом, расположенный поперек к простиранию Окско-Мокшинского неотектонического прогиба, не активизирован.

Таким образом, Баландинская депрессия активизирована в связи с ее расположением в пределах Окско-Донской неотектонически активной впадины. Подобного типа согласованность известна в других частях этой впадины. Между городами Воронеж и Липецк резко выраженная западная граница Окско-Донской неотектонически активной впадины наследует высокоградиентный Лосевско-Мамоновский раннепротерозойский разломом (Ливенско-Богучарскую сутуру) [Макарова и др. 2002]. На границе Русской плиты и Скифской активизированными являются Северо-Донецкий и Манычский палеозойские разломы в связи с близостью их к Кавказской неотектонической области – активному сегменту альпийского пояса [Новейшая..., 2006].

Рассогласованность (расслоенность) структур Курчатовского района рассматривается по опорным поверхностям мезозойского осадочного чехла, постро-

енных на основании данных буровых скважин. Еще раз подчеркнем, что для успешного применения метода структурной расогласованности необходимо наличие в исследуемом районе хорошо выдержанных и четко датированных опорных горизонтов, распространенных достаточно широко, и существенно не затронутых позднейшим размывом. Рельеф поверхностей должен отражать тектонические деформации, а не характер древних эрозионно-денудационных процессов.

В нижней части осадочного разреза Курчатовского района достаточно трудно найти поверхности, удовлетворяющие выше описанным условиям. Поверхность кристаллического фундамента сильно изменена процессами древнего выветривания и имеет во многом эрозионный генезис (см. раздел 1.4), что не позволяет ее использовать для анализа. Палеозойские отложения осадочного чехла распространены спорадически, а их кровля, скорее всего, была существенно размыта в позднепалеозойский континентальный этап. Таким образом, оценить расогласованность домезозойских структур с новейшим структурным планом не представляется возможным.

Мезозойские осадочные отложения лучше всего удовлетворяют требованиям метода. Они покрывает весь исследуемый район. В меловой толще выделяется выдержанный по простиранию и распространенный повсеместно горизонт писчего мела туронского яруса, подошва которого залегает почти согласно на сеноманских преимущественно песчаных отложениях. Эта граница не затронута позднейшими эрозионными процессами, кроме того, она вскрыта достаточным количеством скважин и хорошо отбивается по геологическим описаниям их колонок. В этой связи подошва отложений туронского яруса верхнего мела была выбрана для оценки расогласованности структур чехла исследуемой территории в качестве поверхности, отражающей мезозойский структурный план территории.

Подошва туронских отложений сопоставлялась с подошвой полтавской свиты олигоцена. Деформации полтавской свиты отражают новейшее поле напряжений. В результате расчетов построено две карты: одна карта зон азимутальной расогласованности (рис. 2.23), другая карта – зон угловой несогласованности (рис. 2.24).

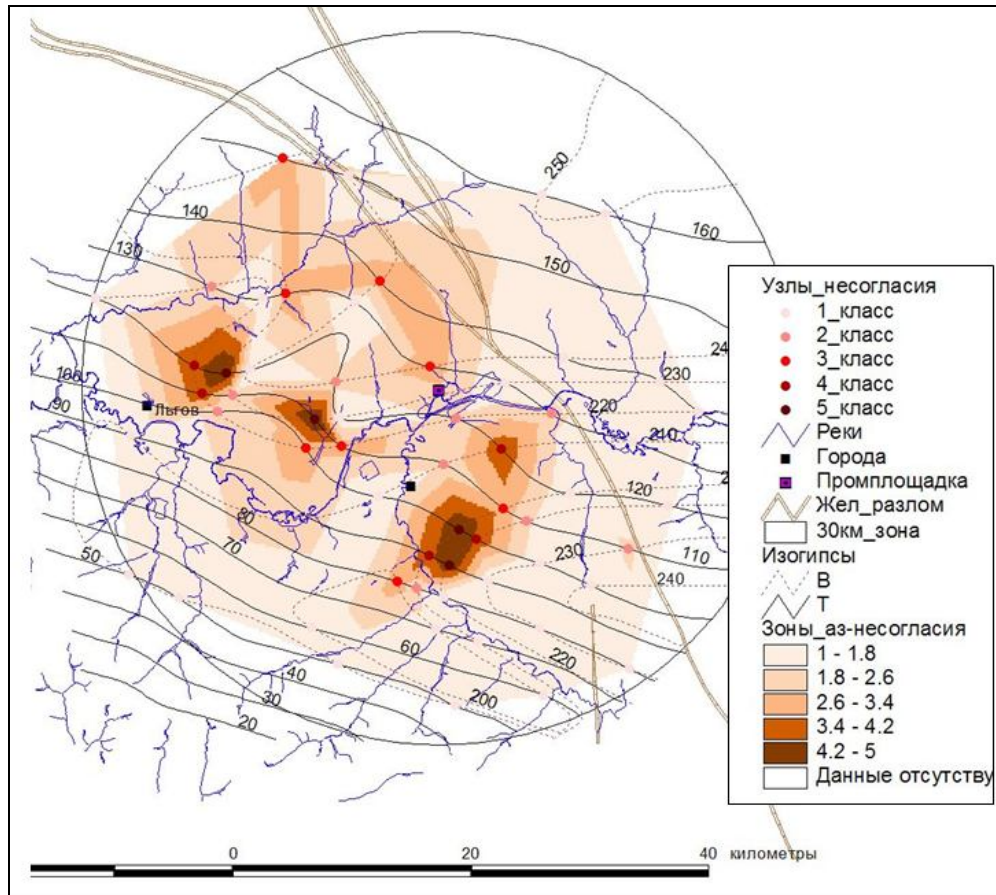


Рис. 2.23. Зоны азимутальной рассогласованности между подошвой туронского яруса и подошвой полтавской свиты. На карте узлы пересечения изогипс двух разновозрастных поверхностей представлены точками, цвет которых изменяется в зависимости от расчетного класса рассогласованности: от первого до пятого класса по шкале с нарастающей интенсивностью красного цвета. Зоны азимутальной рассогласованности представлены изменением интенсивности коричневого цвета.

Согласно карте азимутальной рассогласованности, максимальные ареалы четвертого и пятого класса имеют изометричную форму и локализуются к юго-востоку от Железнодорожного разлома. Их локализация обусловлена максимальным несоответствием простираний новейших и туронских деформаций, которые в свою очередь тяготеют к поперечным локальным деформациям юго-западного простирания, выраженным по подошве туронских верхнего мела, келловейских отложений средней юры и поверхности кристаллического фундамента. Это интересно, поскольку следовало бы ожидать обратное – проявление высокоградиентной ступени поверхности кристаллического фундамента в поле новейших деформаций. Тем не менее, ни ступень, ни Железнодорожный разлом не выражаются в зо-

нах азимутальных рассогласований. Следовательно, эти высокоградиентные остаточные (отмершие) дислокации не являются активизированными.

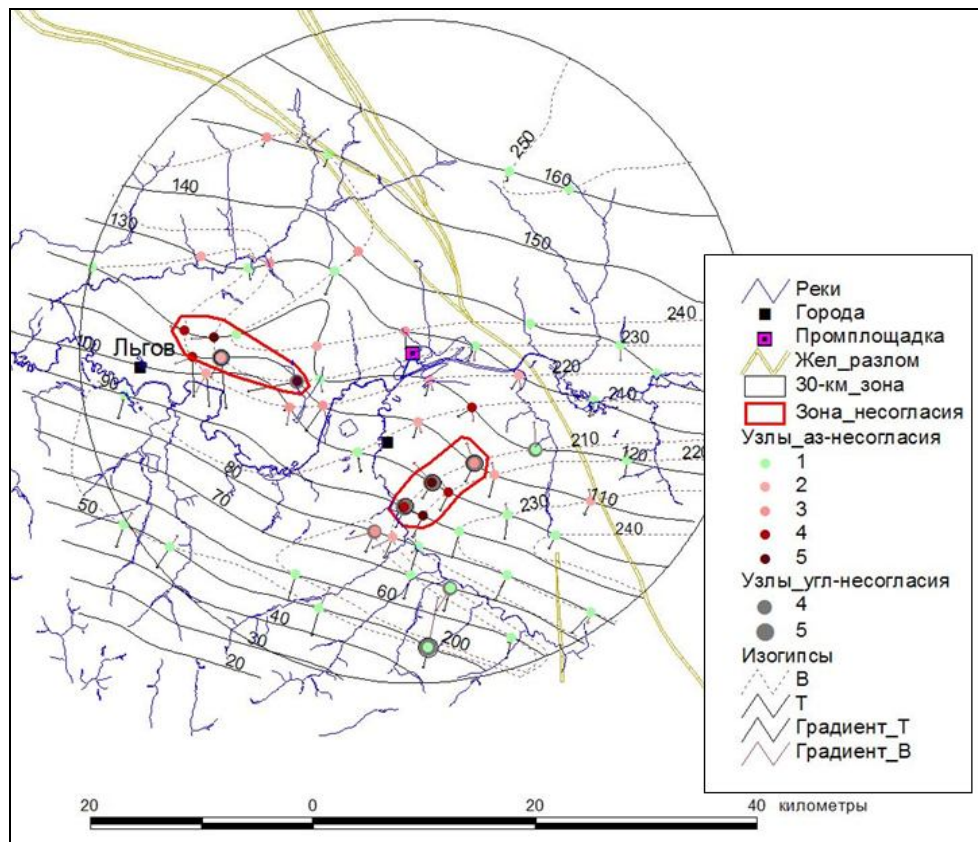


Рис. 2.24. Зоны угловой рассогласованности между залеганием подошвы туронского яруса и подошвы полтавской свиты.

Узлы 5 класса угловой рассогласованности представлены точками темно-серого цвета размером 14 и обведены черным контуром. Узлы 4 класса угловой несогласованности показаны точками темно-серого цвета размером 12, Градиенты падения представлены на карте стрелками черного (для туронских отложений) и коричневого цвета (для полтавской свиты). Зоны общей рассогласованности представлены замкнутыми линиями красного цвета.

В целом рисунок структуры рассогласованности между опорными горизонтами характеризуется наличием нескольких изолированных зон с высокими (4 и 5) классами несогласия. В целом они имеют СЗ-ЮВ простирание и локализованы в более широкой полосе рассогласований средних классов (2 и 3).

Зоны азимутальных рассогласований высокого (4, 5 класса) являются очагами (ареалами), в которых происходит повышенная концентрация напряжений и деформаций. В этой связи они требуют своего учета и оценки с точки зрения исходящих от них опасностей, выраженных повышенной дислоцированностью пород. Непосредственно площадка Курской АЭС-2 располагается в пределах зон низкой

и средней степени рассогласованности опорных горизонтов (1-3 класс), что является благоприятным условием для сохранения массива в устойчивом состоянии.

Зоны наибольшей рассогласованности между углами падения рассматриваемых опорных горизонтов (4-5 классы) приурочены к зонам наибольшей азимутальной рассогласованности (см. рис. 2.24). Сопоставление поверхностей туронского яруса и полтавской свиты показывает, что причиной рассогласования является различный характер деформаций этих горизонтов. Подошва туронских отложений на всей территории имеет практически одинаковое СЗ-ЮВ простирание, в то время как полтавская свита деформирована неравномерно, образуя несколько локальных поднятий и прогибов СВ-ЮЗ и широтного простирания. На участках наиболее интенсивных деформаций полтавской свиты как раз и наблюдаются наиболее высокие по классу зоны азимутального несогласия.

Между тем, если предполагать современную активность Железногорского разлома, вертикальные подвижки по нему должны выражаться в существовании четкой пространственной корреляции между полями рассогласованности разноточных слоев и зоны разлома. Однако, как видно из проведенного анализа, Железногорский разлом кристаллического фундамента никак не проявлен ни в вертикальной, ни в латеральной зональности полей (зон) рассогласованности опорных горизонтов чехла. Таким образом, полученные данные свидетельствуют об отсутствии современной (неотектонической) активности зоны Железногорского разлома.

Вместе с тем, зоны наибольшей азимутальной и угловой рассогласованности структурных планов отражают участки наиболее дифференцированного напряженно-деформированного состояния геологической среды, в которых проявляются дополнительные напряжения, обусловленные различной реакцией веществом и структурно неоднородных и дисгармоничных слоев на неотектонические поля напряжений.

Это явление может выражаться в формировании в осадочном чехле платформы локальных зон пониженной устойчивости и повышенной трещиноватости горных пород различного масштаба и пространственной ориентировки, что тре-

бует учета при оценке напряженно-деформированного состояния территорий размещения особо опасных и технически сложных объектов.

Таким образом, оценка степени структурной рассогласованности поверхностей подошвы туронского яруса и полтавской свиты показала, что в исследуемом районе Железнодорожный разлом кристаллического фундамента никак не проявляется в поле рассогласованности структурных планов исследуемой территории, что свидетельствует об отсутствии его современной активности. Он не выражен в поверхности кристаллического фундамента и в юрских и меловых отложениях. Несмотря на неоднократные периодически возобновляющиеся интенсивные движения, связанные с герцинским тектоно-магматическим циклом и затем с альпийскими более мягкими деформациями. В любом случае Железнодорожный разлом оставался неактивизированным. Иными словами, он является остаточной (отмершей) структурно-вещественной неоднородностью. Не стала исключением протяженная структурная ступень, образованная по поверхности кристаллического фундамента в связи с развитием Днепровско-Донецкой впадины. С некоторым приближением она проявлялась в строении позднегерцинского и раннеальпийского структурных этажей в виде увеличения угла падения осадочных отложений. Но в структурах новейшего этапа – в деформациях полтавской свиты – она не выражена ни в главных, ни во второстепенных деформациях. Таким образом, две крупнейших структурно-вещественных неоднородности оказались неактивизированными на разных стадиях тектогенеза.

Исследуемый район значительно удален от герцинских и альпийских областей тектоно-магматической активности (источников тектонических напряжений). Днепровско-Донецкий авлакоген (ось авлакогена гг. Чернигов–Полтава), как ближайший герцинский источник тектонических сил (растяжения), удален от Железнодорожного разлома на более чем 200 км. Окско-Донской неотектонически активный прогиб, как источник напряжений растяжения, удален на более чем 250 км от Железнодорожного разлома. При этом неотектонические структуры окско-донского происхождения не распространяются до исследуемого района – они по-

степенно затухают, не достигая Поныринского радиально-концентрического купола (см. гл. 4).

Исследуемый район удален на значительные расстояния от Кавказской неотектонической области и Черноморско-Каспийской геодинамически активной области. Добавим к этому, что со стороны Кавказа воздействие на платформенную территорию блокируется предкавказскими прогибами, включая Днепровско-Донецкий авлакоген с его мощной более чем 20 км осадочной толщей [Макаров, 2013; Макарова и др. 2014]. Черноморско-Каспийские деформации распространяются с юга на север и достигают исследуемого района [Макаров и др., 2006]. Но в исследуемом районе они являются ослабленными – их распространение ограничивается долиной р. Сейм (см. гл. 4). В этой связи исследуемый район находится в неактивной части платформы, удаленный от источников тектонических сил и напряжений. Это является причиной отсутствия активизации у древних высокоградиентных дислокаций фундамента и его чехла.

Это вывод доказывается на другом фактическом материале. Московский рифейский авлакоген и Днепровско-Донецкий среднедевонский авлакоген расположены по разные стороны от Воронежского сводового поднятия, и оба они не являются активными на неотектоническом этапе. Московский рифейский авлакоген с его крупнейшими Павлово-Посадским и Раменским сбросами с амплитудой до 1 км расположен в центральной части Русской плиты, которая максимально удалена от источников новейших тектонических сил. Многолетние детальное исследование с анализом буровых данных показывают на отсутствие активизации в этих разломах [Дорожко, 2014; Дорожко, Макеев, 2003, 2004а,б; Dorozhko, Makееv, 2013]. В пределах Московского авлакогена и его крупнейших сбросов, ставших к новейшему времени остаточными древними неоднородностями, формируется неотектоническая зональность, которая не связана со строением древнего субстрата и наличием в нем высокоградиентного авлакогена.

Крупнейший Днепровско-Донецкий среднедевонский авлакоген (по линии Чернигов-Полтава), несмотря на его относительную молодость по сравнению с Московским рифейским авлакогеном, также не активен [Макаров, 1999, 2003;

Макеев, Коробова, 2009]. К новейшему времени он представляет собой древнюю вещественно-структурную неоднородность. В его пределах формируется неотектоническая ступень, наклоненная на юго-запад, которая сопряжена с относительно узким Днепровским прогибом, наследуемым одноименной долиной.

С точки зрения геодинамических систем древние вещественно-структурные неоднородности находятся в геодинамически пассивных областях, удаленных от геодинамически активных центров. В этой связи у них нет условий для активизации и соответственно они не опасны для инженерных сооружений.

ВЫВОДЫ

Для выявления и оценки активизации древних вещественно-структурных дислокаций впервые использован геодинамический критерий, который позволил выявить следующую закономерность. Докайнозойские древние дислокации активизируются в зависимости от их близости к центрам геодинамической активности и их ориентации относительно этих центров (фактор близости). Ни возраст дислокаций, ни их морфо-кинематические типы (сброс, взброс), ни их значимость (разлом, шовная зона и проч.) и ранг не являются определяющими, если они не расположены вблизи источников тектонических напряжений и не занимают определенную позицию по отношению к этим источникам.

Исследуемые районы находятся в разных частях Восточно-Европейской платформы и характеризуются разной историей развития. В Островецком районе Белорусского сводового поднятия велика роль гляциоизостатического фактора. В Курчатовском районе этот фактор отсутствует, поскольку район находится во внеледниковой зоне. Монаковский район единственный, который расположен вблизи активного геодинамического центра – Окско-Донской внутриплатформенной неотектонической впадины. В нем минимизирована роль гляциоизостатического фактора. В итоге удалось установить, что древние разломы активизированы по разным причинам – в связи с их близостью к источникам тектонических сил и в связи с гляциоизостатическим фактором. В Курчатовском районе, расположенном во внеледниковой области и где нет рядом расположенных современных ис-

точников тектонических сил, древние высокоградиентные неоднородности не активизированы.

Древние Баландинская впадина и Лосевско-Мамоновский разлом находятся вблизи Окско-Донской неотектонически активной зоны и согласуются с ней по простиранию – в результате они активизированы. Северо-Донецкий и Манычский палеозойские взбросы также активизированы в связи с их близостью к Кавказу. Активизация Ошмянского сброса вызвана неоднократным динамическим воздействием на него ледниковых покровов, «расшатавших» разлом с образованием зон повышенной трещиноватости. В условиях современных полей напряжений активизация рифейского разлома выразилась повышенной сейсмической активностью (зона ВОЗ). Активизированные в новейшее время древние дислокации рассматриваются как принципиально важные, требующие учета и контроля, поскольку являются геодинамически опасными для атомных станций.

Неактивным или геодинамически пассивным оказалось большое число древних разломов в Островецком районе, локализованных в кристаллическом фундаменте. Неактивными являются раннепротерозойский Железногорский разлом в Курчатовском районе Павлово-Посадский и Раменский рифейские высокоамплитудные разломы Подмосковного авлакогена. Не активен также Днепровско-Донецкий авлакоген на участке его северо-западного простирания (гг. Чернигов-Полтава.). Общим для этих дислокаций является большая удаленность их от источников неотектонических сил и напряжений (действует фактор удаленности).

Таким образом, на основании приведенного фактического материала обосновывается первое защищаемое положение. **Впервые установлены докайнозойские (древние) дислокации, способные концентрировать современные напряжения и деформации в зависимости от их близости к источнику тектонических сил и позиции (ориентации) этих дислокаций. Древние дислокации и связанные с ними вторичные неотектонические деформации относятся к категории принципиально важных, активных вещественно-структурных неоднородностей, требующих учета и контроля в аспекте обеспечения устойчивости особо опасных и технически сложных объектов.**

Глава 3. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ: КАЧЕСТВЕННАЯ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА

Структурно-геоморфологические исследования направлены на выявление в рельефе новейших структурных форм, определение их возраста, поэтапных амплитуд и скоростей поднятий. Для решения этих задач очень важны данные о возрасте комплексов новейших отложений. От правильного определения возраста зависит определение этапов развития новейшей, в том числе четвертичной структуры, амплитуд новейших поднятий и прогибаний. К сожалению, многие вопросы стратиграфии новейших отложений исследуемых районов еще являются дискуссионными.

Качественная и количественная характеристика структурно-геодинамических условий нацелена на оценку активности эндогенного и экзогенного факторов, определяющих устойчивость и безопасность рассматриваемых территорий. Подобные исследования прописаны в нормативных документах федерального и отраслевого значения. Полученные цифры в ходе исследований обосновывают степень безопасности территорий, предназначенных для строительства особо опасных и технически сложных объектов.

3.1. Методика составления структурно-геоморфологических карт

Структурно-геоморфологическое исследование рельефа – это характеристика генезиса, возраста, отражения в нем геологической структуры, тектонических деформаций, динамики и тенденций его современного развития и изменения.

В рамках структурно-геоморфологического метода обязательно строятся разномасштабные геолого-геоморфологические профили, проходящие вкрест и вдоль простирания основных форм рельефа. По ним выделяются разновысотные ступени рельефа, которые представляют собой поверхности выравнивания разного генезиса: эрозионно-денудационные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные. Их возраст датируется в соответствии с возрастом пород, на которых они выработаны и в соответствии с перекрывающими или вложенными в них неогене-

новыми и четвертичными отложениями. Затруднения возникают из-за того, что отложения (морена и проч.) обычно перекрывает ступени разного возраста.

В связи с этим передатировка широко развитой в исследуемых районах морены днепровского оледенения и связанных с ней флювиогляциальных и аллювиальных отложений в сторону их одревнения (из среднего неоплейстоцена они перенесены в нижний неоплейстоцен), существенно затрудняет датировку поверхностей [Государственная..., 1999]. Это влияет на определение возраста деформаций. Практически исчез эрозионно-денудационный рельеф средненеоплейстоценового возраста, который является наиболее важным в четвертичном периоде, т.к. с ним связаны активные тектонические движения и перестройки рельефа. К примеру, в Монаковском районе к нему теперь относятся фрагментарно сохранившиеся третьи террасы Оки и ее притоков, связанные с московским оледенением второй половины среднего неоплейстоцена.

Для анализа и оценки современной активности структур полевыми и камеральными методами изучались современные экзогенные процессы (эрозия, аккумуляция, оползание, подпруживание, просадочность, суффозионно-карстовые и др. процессы), развивающиеся в их пределах, изучались созданные этими процессами формы рельефа (поймы, русла, овраги, оползневые массы и др.) и их часто еле заметные изменения на площади.

Рельеф отражает не только внешние особенности, но и внутреннюю геологическую структуру, созданную в доновойший этап и преобразованную в новейшее время. Для сопоставления выделенных форм с геологической структурой привлекаются данные бурения и геофизики: геологические, инженерно-геологические, литологические разрезы, геолого-геофизические профили, составленные разными исследователями в разные годы [Геологическая..., 1983; Характеристика..., 2010; Матвеев А.В., 1991, 1976 и др., Вальчик и др., 1990]. Дешифровались аэрофотоснимки, а также космические снимки. Кроме того, изучались четвертичные отложения, в большей степени по скважинам и в меньшей – в полевых условиях. Четвертичные отложения являются показателями не только климатических условий их образования, но и служат реперами проявления движений,

показателями структурной обстановки. Их развитие и распространение, состав и мощность во многих случаях зависят от новейших и современных движений.

Структурно-геоморфологические карты сопровождаются геолого-геоморфологическими разрезами. Они проводятся по основному и второстепенным водоразделам. Эти разрезы показывают этапность развития рельефа, зависящую от новейших тектонических движений, а также и климата. Кроме того по разрезам определяются поднятия и прогибы изгибного характера, их уклоны. Для наглядности они были увеличены в 10 раз (с шагом через 1 м в сетке).

Полученные в результате структурно-геоморфологического анализа различные формы рельефа (характеристики рельефа) являются основой для определения возраста основных этапов его развития, определения глубины врезов эрозионной сети в каждый этап. Это дает возможность перейти к определению амплитуды и скорости поднятия за отдельные этапы, в т. ч. голоценовый. Не менее важно то, что формы рельефа показывают основные пути стока поверхностных вод, по которым могут быть спрогнозированы участки развития суффозии и карста.

3.2. Цикличность, поэтапные амплитуды и скорости поднятий и неотектонические структуры

Этот раздел посвящен детальной структурно-геоморфологической характеристике трех районов: Островецкого, Нижегородского и Курчатовского. В их пределах проектируются соответственно Белорусская (БелАЭС), Курская (КурАЭС) и Нижегородская (НижАЭС) АЭС.

3.2.1. Дочетвертичный, четвертичный рельеф и отложения Островецкого района (среднее течение р. Виляя).

Островецкий район расположен на площади развития ледникового рельефа четырех оледенений: раннеплейстоценового (березинского), среднеплейстоценовых (днепровского и сожского) и позднеплейстоценового (поозерского). На поверхности развит рельеф и отложения только двух последних оледенений, а также более молодые позднеплейстоценовые и голоценовые формы и отложения. Более древние средне- и нижнеплейстоценовые отложения погребены и вскрываются

скважинами. Карьерами вскрывается комплекс флювиогляциальных, местами аллювиальных и озерных отложений, залегающий под сожской мореной, а на севере – под поозерской мореной. Основные разновозрастные генетические типы рельефа представлены в таблице (табл. 3.1).

Дискуссионными здесь являются неогеновые отложения, вскрываемые скважинами и датируемые как нижне-верхнемиоценовые (бриневский и антопольский надгоризонты). Они отнесены к нерасчлененным плиоцен-нижнеплейстоценовым отложениям со знаком вопроса. Остается неясной граница последнего позднеплейстоценового поозерского оледенения. На прежних картах и схемах [Последний ледниковый..., 1969; Геологическая..., 1971а,б; 1981 и др.] она показана значительно южнее, заходящей на левобережье Вилии, что отражалось в датировке морены, вскрываемой скважинами на этой территории. В связи с переносом границы этого оледенения к северу прежняя датировка морены изменена: она отнесена к более раннему сожскому оледенению. Из-за этого возраст залегающих ниже горизонтов механически был передатирован и стал более древним. Но в разрезах некоторых скважин он остался прежним. Все это влияет на восстановление истории формирования погребенного рельефа и на расчеты поэтапных амплитуд и скоростей движений.

Не до конца понятен «статус» позднеплейстоценовой поозерской морены: относится ли она к максимальному оледенению, сопоставляемому с ранневалдайским (калининским) Русской равнины, имевшим место в начале позднего плейстоцена, или же это морена более молодая, сопоставляется с поздневалдайским (осташковским) оледенением второй половины позднего плейстоцена. Изменения коснулись возраста отложений прежнего нижнего звена общей схемы стратиграфии четвертичных отложений Беларуси. По новой стратиграфической схеме [Геология Беларуси, 2001; Санько и др., 2005] они перенесены в средний плейстоцен [Предварительная..., 2008; Карабанов, 2009]. Однако в разрезах скважин, пробуренных ранее и в последнее время, отложения (в частности березинская морена) по-прежнему имеют индекс нижнеплейстоценовый. Чтобы не было путаницы с датировками, в диссертации принята прежняя стратиграфическая схема.

Для выделения новейших тектонических структур и их качественной и количественной оценки, определения цикличности (этапов) развития рельефа построены геолого-геоморфологические профили с использованием данных бурения, геофизики и материала предшествующих геолого-геофизических, гидрогеологических и др. исследований. На их основании выделены два этажа рельефа – поверхностный и погребенный, формировавшиеся в различные этапы, выработанные на различных по генезису и возрасту отложениях или сложенные ими.

Поверхностный рельеф в основном аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный, сформировался во время развития двух покровных оледенений, имевших место в конце среднего плейстоцена (сожское оледенение) и в начале позднего плейстоцена (поозерское оледенение). Кроме того он включает более молодые формы и отложения аллювиального, пролювиального, озерного, болотного, эолового генезиса.

Погребенный рельеф, в свою очередь, делится на дочетвертичный и четвертичный. Дочетвертичный рельеф в основном эрозионно-денудационный, представлен фрагментами древней мезозойской (донеогеновой) денудационной поверхности выравнивания и ступенями рельефа, образованными в новейшее время при неравномерном поднятии территории и врезании долин, которые в настоящее время погребены. Четвертичный рельеф включает погребенные долины и разновозрастные аккумулятивные равнины (поверхности), сложенные ледниковыми и водно-ледниковыми (флювиогляциальными) отложениями, и расчленяющие их эрозионные врезы, образованные талыми водами.

Структурно-геоморфологические исследования включают не только анализ форм рельефа, но и изучение отложений, которыми сложены формы рельефа или на которых они выработаны. Поэтому ниже приводится характеристика рельефа различного генезиса и возраста слагающих их отложений.

Характеристика поверхностного рельефа и слагающих его отложений. На поверхности развиты рельеф и отложения 1) ледникового, 2) водно-ледникового, 3) аллювиального и 4) временных потоков (рис. 3.1, рис. 3.2).

Табл. 3.1. Разновозрастные формы рельефа и их характеристики

Система	Отдел	Звено	Абс. возраст границ (тыс. лет)	Горизонт		Региональные геоморфологические уровни: поймы, террасы, равнины	Относительные превышения (м)	Абс. отметки поверхности (м)	Относительная глубина врезов (м)	Средняя скорость (мм/год)		Градиенты вертикальных деформаций		
										поднятия	врезания			
Четвертичная	Голоцен	Современное	10-12	bIV	Современный	болота				За весь четвертичный период 0,06 м/год	0,6			
				IV		озерные террасы	1,5-2							
				aIV		поймы рек	1-1,5							
		Верхне-современное		III-IV	эоловые гряды, холмы ложбины временных потоков									
				Верхнее	a ¹ III	Поозерский	I терраса	4-8	12-13			0,3		
					a, f ² III		II терраса	10-14	40-44			0,6		
	fIIIpz	флювиогляциальные равнины			130-145 150-160 170-220									
	Плейстоцен	Средне-верхнее	127	f,lgIIIsz-IIIpz	Сожский-поозерский	флювиогляциальные равнины	погребенный рельеф					0,036		
				Среднее	fIIIsz	Сожский							флювиогляциальные равнины	150-165 170-200 160-320
					gIIIsz	ледниковые равнины								
		Среднее	427	f,lgIIId-sz	Днепровско-сожский	флювиогляциальные равнины								
				gIIId	Днепровский	ледниковые равнины								
				aIIal	Александровский	аллювиальные долины								
				f,lgIbr-IIId	Березинско-днепровский	флювиогляциальные равнины								
		Нижнее	1800		gIbr	Березинский							ледниковые равнины	
					fIbr								погребенные долины	
	Неогеновая	Плиоцен		5000	N ¹ ₂ -Q ₁						За плиоцен-ранний плейстоцен 0,006 мм/год	0,002		
													55-60	10-15
		70-65											10-20	
Мiocен				N ₁ an	Антопольский	озерные равнины								
					N ₁ br						Бриневский			

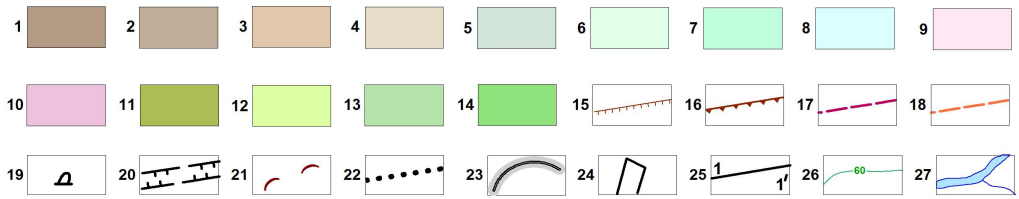
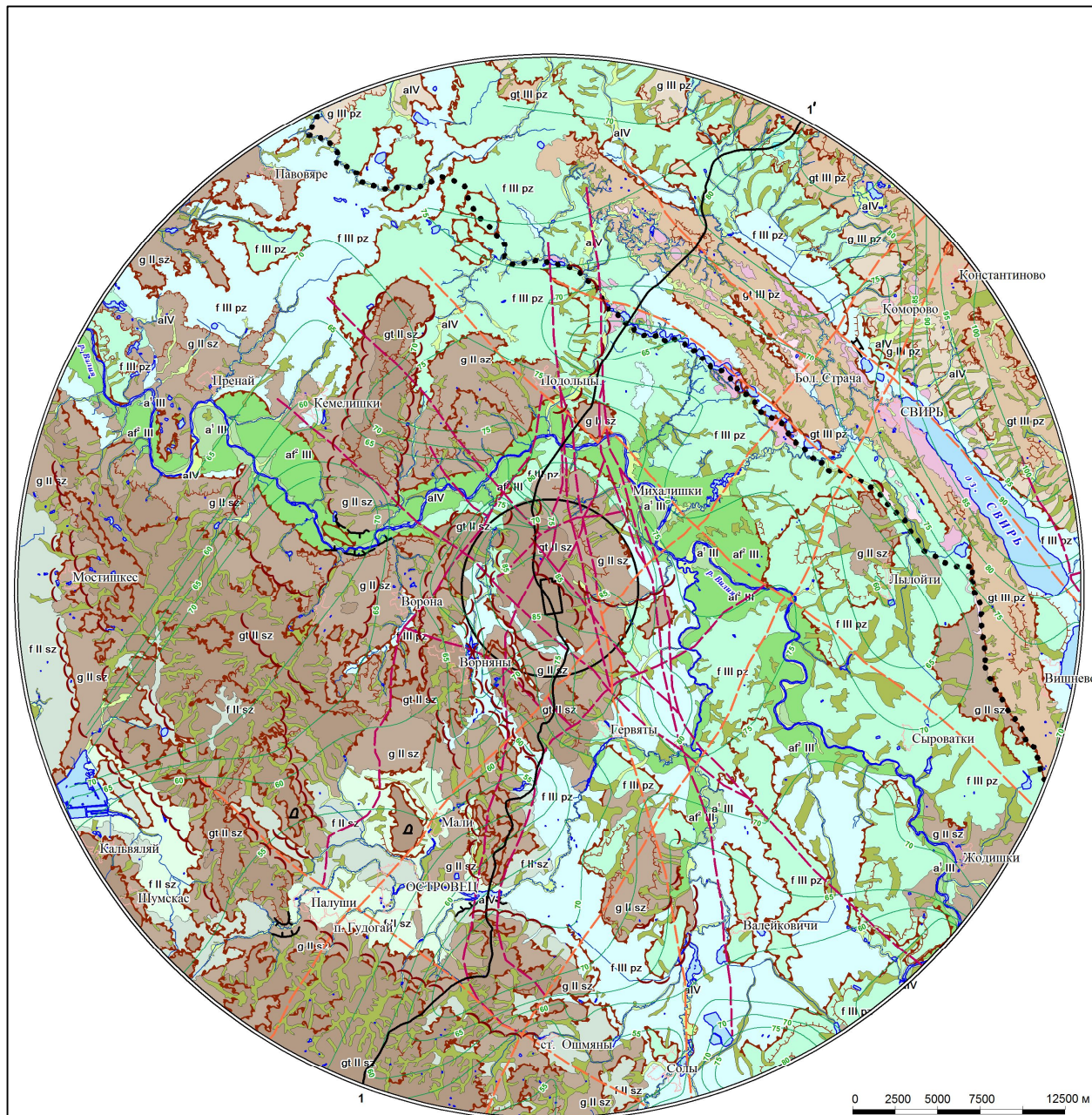


Рис. 3.1. Структурно-геоморфологическая зональность Островецкого района Белорусской АЭС.

1). Ледниковый и водно-ледниковый рельеф. Рельеф среднеплейстоценового (сожского) и позднеплейстоценового (позерского) оледенения. Ледниковый рельеф. 1 - конечноморенные гряды сожского оледенения (gt II sz), 2 – моренная равнина сожского оледенения (g II sz) со сглаженным, местами холмистым рельефом основной морены; 3 – конечноморенные гряды поозерского оледенения (gt III pz), 4 – моренная равнина поозерского оледенения (g III pz) с холмисто-западинным рельефом основной морены. Водноледниковый рельеф. Флювиогляциальная (зандровая) равнина сожского оледенения (f II sz). 5 – относительно высокие с отдельными остаточными моренными холмами, 6 – относительно низкие выровненные, флювиогляциальные (зандровые) равнины и долины поозерского оледенения (f III pz). 7 - полого волнистые, местами с остаточными моренными холмами; 8 – плоские, часто заболоченные; 9 – озы, 10 – камы. 2). Рельеф, образованный временными потоками. Эрозионно-аккумулятивный рельеф позднеплейстоцен-голоценовый. 11 – ложбины, выполненные делювиально-пролювиальными отложениями. 3). Рельеф, образованный постоянными потоками (реками). Эрозионно-аккумулятивный рельеф позднеплейстоцен-голоценовый. Аллювиальный рельеф. 12 - поверхность пойм, 13 – 1-я терраса. Аллювиально-флювиогляциальный рельеф. 14 – 2-я терраса. 4). Формы рельефа. 15 – выпуклые перегибы склонов, в т.ч. бровки террас; 16 - вогнутые перегибы склонов, в т.ч. тыловые швы террас. Разрывные нарушения (по данным РУП Белгеология). 17 – в докембрийском фундаменте, 18 – в палеозойском чехле. Прочие обозначения: 19 – гляциодислокации, 20 – сквозные участки речных долин (возможно, антецедентные), 21 – дугообразные границы отдельных моренных гряд, 22 – граница распространения позерского оледенения, 23 – Островецкий район, 24 – площадка АЭС, 25 – линия геолого-геоморфологического профиля, 26 – изолинии подошвы четвертичных отложений с абс. отметками, 27 – объекты гидрографии.

1) Ледниковый рельеф и отложения представлены равнинами, сложенными моренами среднеплейстоценового сожского оледенения и позднеплейстоценового поозерского оледенения [Геология Беларуси, 2001 и др.].

Сожская морена (gIIsz) сложена ледником минского ледникового потока [Московский ледниковый..., 1982], его Ошмянской лопастью. Она коррелируется с мореной московского оледенения Русской равнины. Первичный рельеф сожской морены сильно изменен эрозией талых вод того времени и более молодых временных потоков, а также плоскостной денудацией. Морена развита практически повсеместно. Ею образован поверхностный рельеф на большей части исследованной территории. Лишь в северной части района морена перекрыта флювиогляциальными отложениями времени наступания и отступления поозерского оледенения

Морена представлена двумя фациями или типами – краевой (или конечной) мореной и основной. Краевая морена (gtIIsz) слагает серию разновысотных гряд, являющихся стадиальными, и фазияльными, отражающими процесс неравномерного таяния и последовательного отступления ледника к северу. Наиболее крупная из них – стадиальная Ошмянская – является западной частью протяженной Бело-

русской гряды, протягивающейся с юго-востока на северо-запад от г. Минска до г. Вильнюса. В пределы исследуемого района входит участок северного проксимального склона гряды. Она представляет водораздел между реками, стекающими к Вилюе, и реками, направленными на юг в долину Немана.

Абсолютные отметки Ошмянской гряды уменьшаются с юга на север с 300 м до 220-200 м. Над окружающей поверхностью она возвышается на 140-150 м. Ошмянская гряда состоит из множества менее крупных гряд и холмов, относительная высота которых составляет 20-40 м и более. Они разделены широкими сухими круто- или полого наклонными долинами, ложбинами и оврагами, заполненными пролювием и делювием. Закономерная ориентировка гряд и ложбин предполагает связь их с линеаментами. Северный склон Ошмянской гряды в центральной части исследованного района довольно круто сопрягается с флювиогляциальной равниной. Серия узких понижений – долинные зандры северо-западного простирания, согласуются с древним Ошмянским разломом.

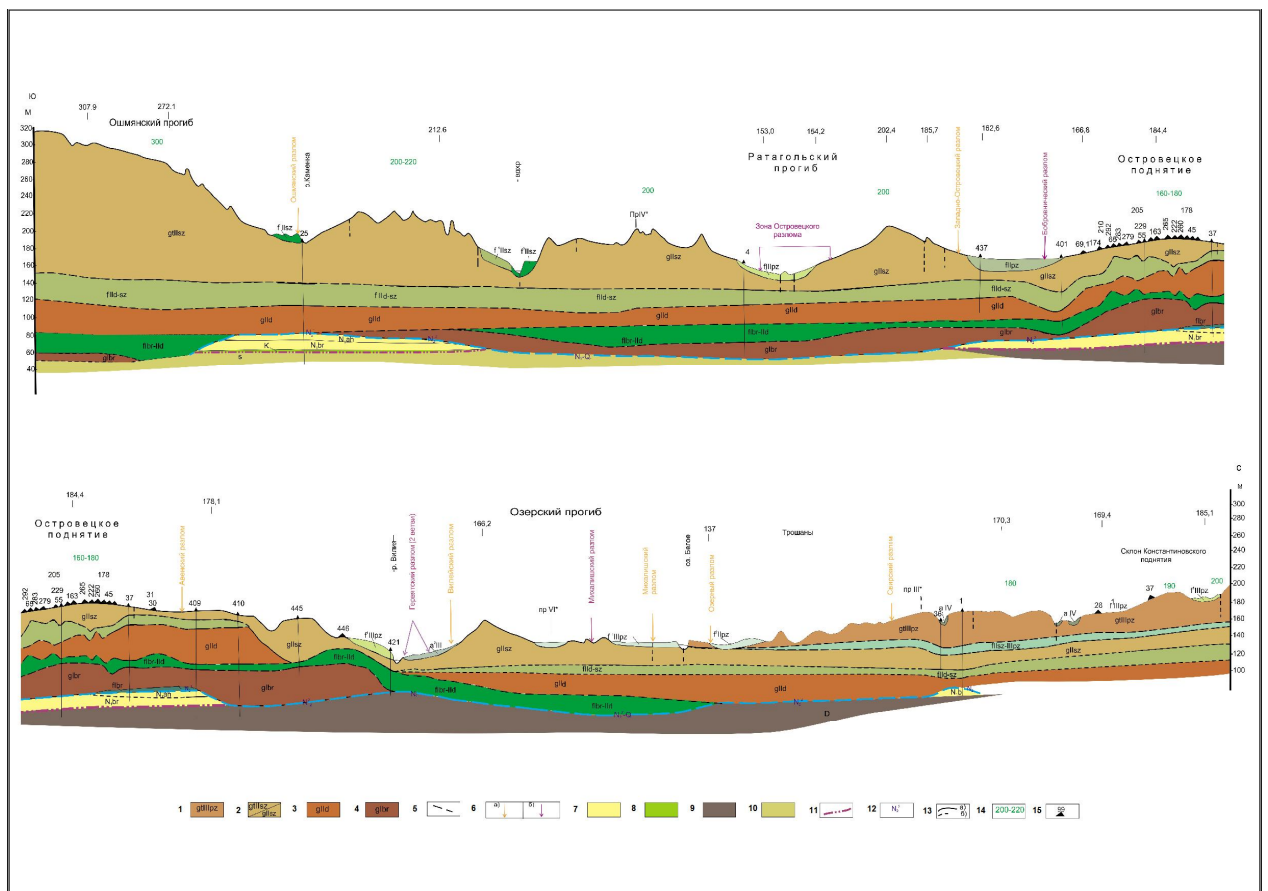


Рис. 3.2. Геолого-геоморфологический разрез Островецкого района.

1-4 – морены и их флювиогляциальные отложения (их возраст показан индексами); 5 – линеаменты, 6 – местоположения предполагаемых разломов (по данным РУП Белгеология, 2013): в чехле а), в фундаменте б); 7 – неогеновые отложения: бриневский (br) и антопольский (an). Коренные породы. 8 – меловые, 9 – девонские, 10 – силурийские; 11 – фрагменты мезозойского пенеплена, 12 – возраст погребенных денудационных уровней (N_2^2), 13 – границы стратиграфических горизонтов: установленные по данным бурения а), предполагаемые б); 14 – абс. отм. основных геоморфологических уровней (ступеней), 15 – номера скважин.

Менее крупные, возможно, фазиальные краевые гряды с абсолютной высотой от 260-280 м до 160-190 м выделяются на площади, примыкающей к Ошмянской гряде с севера. Они значительно ниже ее, но выше поверхности основной морены. В противоположность Ошмянской гряде, они вытянуты меридионально или имеют дуговую или полудуговую форму, выпуклостью обращенную на юг (рис. 3.3, см. рис. 3.1).

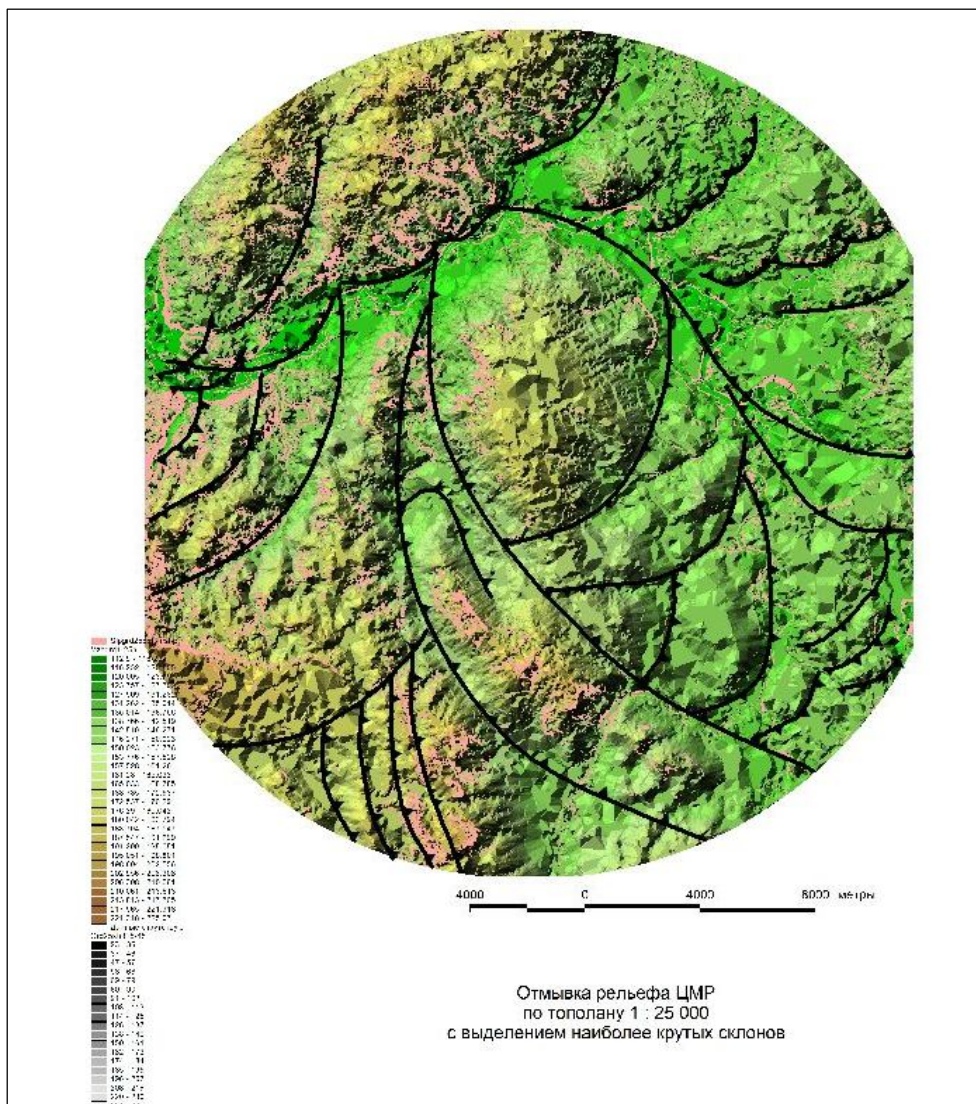


Рис. 3.3. Дугообразные формы отдельных краевых моренных гряд (направление движения лопастей с северо-запада на юго-восток и севера на юг).

Дуги – линии, подчеркивающие дугообразные гряды фазиальных морен, Slpgrd25bol3n - участки с уклоном более 3 градусов (розовый цвет), Mzcgrid1-25n – цифровая модель рельефа (ЦМР) на основе топоплана масштаба 1:25000 с регулярной сеткой 5м, число классов по высотным отметкам -30; ЦМР использует яркость из отмывки рельефа. Grd25sh315-45 – отмывка ЦМР по азимутальному направлению 315 градусов и углом обзора 45 градусов, число классов по интенсивности серого 20.

Выделяется несколько таких гряд, вложенных друг в друга. Две из них высотой 160-175 м 180-195 м протягивается вдоль долины р. Гозовки (по обоим ее склонам). Эти гряды подчеркивают прежнее внутреннее фестончатое строение лопасти – ледникового покрова, занимавшего Вилейскую низину.

Основная морена (gII sz) развита на площади между грядами. Ее рельеф отличается от краевого отсутствием какой-либо закономерности в расположении холмов и разделяющих их понижений. Преобладают пологие волнистые, местами крупнохолмистые равнины с абсолютной высотой 170-180 м и выше. Высота отдельных холмов 5-20 м. Многие из них имеют уплощенную сглаженную форму, вследствие размыва водно-ледниковыми потоками.

Краевая и основная морены состоят из супесей и суглинков красно-бурого, желтовато-бурого, иногда серовато-бурого цвета с большим количеством разнообразного по размерам обломочного материала. Размыв морен талыми водами происходил во время таяния и отступления сожского ледника, а также в позднеплейстоценовое время водами наступающего поозерского ледника. Вследствие этого в составе морен, наряду с валунными суглинками и супесями, много прослоев и линз песчано-гравийного, мелкогалечного материала, часто слоистого. В составе обломочного материала много крупных валунов и глыб разнообразного состава: граниты, гнейсы, габбро, кварциты, алевролиты, известняки (рис. 3.4). В краевых грядах, в частности, Ошмянской, отмечаются гляциодислокации складчато-чешуйчато-надвигового типа [Вознячук, Рунец, 1977]. Залегают морена на подстилающих флювиогляциальных отложениях по неровной, часто с карманами границе.

Мощность сожской морены различная. В краевых грядах она превышает 100 м, а на Ошмянской приближается к 150 м. На остальной территории мощность основной морены изменяется от 5-10 м до 20-30 м и более. Подошва морены снижается с Ошмянской гряды с 160 м до 140 м в центральной части, а на площадке АЭС она снова поднимается до 160-170 м. Здесь ее подошва очень неровная.

В результате неравномерного таяния сожского ледника и длительного размывающего действия потоков талых вод в конце сожского оледенения и во время наступания поозерского оледенения в краевых (Ошмянской), фазиальных и основной морене (на морене) грядовой (фазиальный) и холмистый рельеф был значительно выровнен.



Рис. 3.4. Валуны и глыбы из сожской морены

Существует и другая точка зрения [Сейсмотектоника плит..., 2009], по которой выравненность моренного рельефа объясняется срезающим действием льда во время неоднократных его подвижек, осложняющих процесс отступления ледника. Результатом явилось образование «вторичных» денудационных моренных равнин, в которых выделяется несколько высотных (гипсометрических) уровней или ступеней.

Самый высокий уровень (ступень) – 270-300 м - выделяется только на юге на краевой Ошмянской гряде и на более северной меридиональной гряде. Следующий уровень имеет высоту 230-250 м и развит как на краевых моренных грядах, так и на основной морене. Наиболее выдержанный по высоте и широко развитый уровень в 160-190 м (на Островецкой площадке 170-180 м).

Это абсолютные отметки основной морены, местами флювиогляциальных равнин. Возможно, что такая своеобразная ступенчатость могла быть выработана потоками талых вод вследствие их врезания при поднятии территории, вызванного изостатическими процессами после снятия ледниковой нагрузки, или вследствие тектонических движений в конце среднего – начале позднего плейстоцена.

При проведении полевых работ были обнаружены значительные деформации флювиогляциальных отложений, которые были отнесены к гляциодислокациям. В Липнишкинском карьере, расположенном в 1,6 км к западу от пос. Мали и в 1,8 км к северо-востоку от пос. Липнишки (см. рис. 3.1), обнажаются флювиогляциальные отложения времени наступания сожского оледенения или времени отступления днепровского оледенения (fIII-d-sz). Вся толща интенсивно дислоцирована с образованием различного размера складок, разрывов и трещин. Разрывы и трещины имеют разные кинематику и распространение, от локального, в пределах одного слоя, до охватывающего всю видимую часть разреза.

Наиболее ярким примером таких деформаций в Липнишкинском карьере является пологая синклиналиальная складка с падением крыла 40 СВ (рис. 3.5).

Некоторые отдельные слои этой складки, преимущественно песчаные, осложнены многочисленными разрывами сбросового и, реже, взбросового типов с вертикальной амплитудой смещений слоев 1-3 см. Эти разрывы распространены,

как правило, на всех протяжении и мощности отдельных слоев, и иногда образуют микрограбены и микрогорсты. Возможно, трещины проникают и в гравийно-галечные отложения, но из-за крупнообломочного состава проследить их невозможно.

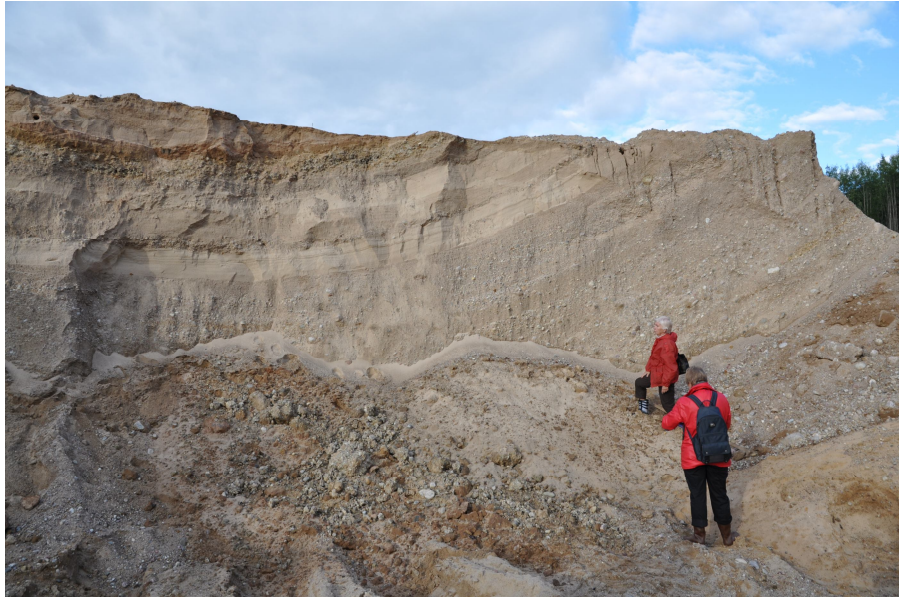


Рис. 3.5. Синклиальная складка в Липнишкинском карьере во флювиогляциальных отложениях сожского оледенения.

В верхних частях разреза обнажаются коричневые суглинки с галькой и отдельными валунами. Это основная морена сожского ледника, под давлением которого образовались описываемые деформации (гляциодислокации).

Во втором карьере, расположенном в 1,3 км западнее пос. Смилги (абс. высота 230 м), также обнажаются межморенные флювиогляциальные отложения времени наступания сожского оледенения или отступления днепровского оледенения (fII_d-sz). Эта толща смята в складки, среди которых наблюдаются и перевернутые, с вертикальным и субвертикальным падением крыльев (рис. 3.6) и нарушена многочисленными трещинами и разрывами различной ориентировки, со смещением и без. Азимут падения крыла перевернутой складки – 45 СВ, угол 60-70. Выше деформированных отложений несогласно, как бы срезая складку, залегает толща, содержащая большое количество крупнообломочного, в том числе и валунного материала.

В самой верхней части описываемого разреза залегают коричневые глины и суглинки с галькой и валунами, видимой мощностью 2 м, которые являются основной мореной сожского оледенения.

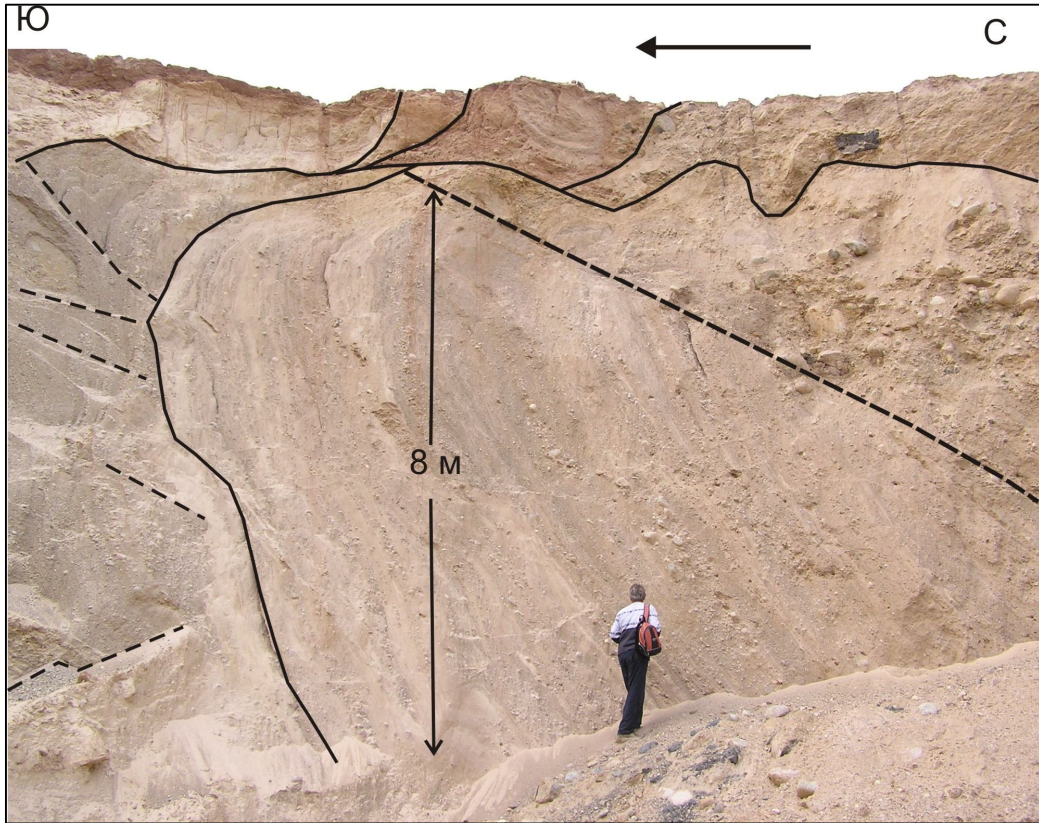


Рис. 3.6. Гляциодислокации карьера пос. Смилги. Пунктиром показаны трещины и разрывы, стрелкой – предполагаемое направление движения сожского ледника

Дополнительным подтверждением наличия здесь моренной толщи, срезанной горными разработками, служат многочисленные крупные валуны различного петрографического состава, обнаруженные на поверхности коричневых глин и на дне карьера (см. рис. 3.4). Эти валуны могли принадлежать только к морене.

В заключение следует отметить, что по классификации Э.А. Левкова [Левков, 1980] гляциодислокации относятся к скибовым (складчато-чешуйчатым). Они образуются в краевой зоне ледника под воздействием вертикальных и горизонтальных движений активного льда. В данном случае это был сожский ледник,двигающийся с севера, что соответствует азимуту падения крыльев вышеописанной перевернутой складки. От известных гляциодислокаций такого типа (Песков-

ская и др.) описываемые дислокации отличаются незначительными размерами и непроявленностью в рельефе, хотя точных данных об их размерах и площади распространении нет.

Морена поозерского (максимального ранневалдайского) оледенения (gtIII) оставлена ледником дисненской (нарочано-вилейской) лопасти Чудского ледникового потока [Структура..., 1977]. Основное движение льда было направлено с северо-запада на юго-восток по понижению, занимаемому в настоящее время озером Свирь. Поэтому Свирские гряды, вытянутые вдоль озера, могут считаться боковыми, но, с другой стороны, их можно рассматривать и как краевые. В исследуемый район входит южный склон Константиновской гряды и первая или южная Свирская гряда, являющаяся самой южной из краевых гряд позднеплейстоценового оледенения на территории Беларуси. Л.Н. Вознячук [Вознячук и др., 1977] Свирскую гряду относил к Бологовской максимальной стадии валдайского оледенения. Вдоль ее южного дистального склона проводится граница максимального оледенения или продвижения ледника.

Рельеф морены свежий, хорошо сохранился, т.к. мало затронут процессами эрозии и денудации. Абсолютные отметки Свирской гряды изменяются от 170 до 200 м, а Константиновской в пределах 190-220 м. Относительные превышения над окружающей местностью составляют соответственно 20-40 и 50-80 м. Первая или южная Свирская гряда, в свою очередь, состоит из нескольких параллельных гряд, разделенных продольными понижениями - флювиогляциальными ложбинами, в настоящее время заболоченными. Каждая гряда состоит из многочисленных холмов с пологими северными склонами и более крутыми южными, а также западин, мелких замкнутых бессточных углублений, понижений, нередко занятых не большими озерами или болотами (рис.3.7).

Морена, слагающая гряды и холмы, состоит из суглинков, глин, песков, супесей, песчано-гравийных отложений с примесью более крупных обломков осадочного, метаморфического и магматического происхождения [Геологическая..., 1981, 1971а,б]. Цвет морены красно- и коричневатобурый, реже серовато- и желтоватобурый.

В разрезах скважин морена иногда разделяется линзообразными прослоями песка на два горизонта мощностью первые метры. Как отмечают исследователи [Ильин, 1965 и др.], краевые Свирские морены не являются напорными, для них не характерны гляциодислокации. Общая мощность краевых морен по данным бурения часто составляет несколько десятков метров: 60-80 м на Константиновской гряде, от 10 до 30 м на Свирской гряде.



Рис. 3.7. Западинно-холмистый рельеф краевой позерской морены

Краевые поозерские морены наложены на основную сожскую морену.

2) Водно-ледниковый рельеф (или флювиогляциальные равнины) – зандры и слагающие их отложения широко развиты в пределах района. Зандры образованы при таянии сожского и поозерского ледниковых покровов.

Зандры сожского оледенения в пределах исследуемого района образованы потоками, направленными с юга со склонов краевой Ошмянской гряды на север в область развития основной морены. Они развиты вдоль подножия этой гряды, часто в виде конусов выноса, и севернее, где занимают значительные площади

среди основной морены. Внутри краевых гряд сохранились более узкие ложбины, служившие каналами стока талых вод. По морфологии и гипсометрическому положению выделяются две генерации зандровых равнин: более древняя высокая (170-180-200 м) с остаточными холмами и более молодая низкая выравненная, иногда заболоченная (150-165 м). Образование двух генераций равнин связано, возможно, с тектоническим подъемом территории в конце сожского оледенения.

Флювиогляциальные отложения (fIIsz) состоят из рыхлых песков желтого, желто-серого цвета, кварц-полевошпатово-слюдистых, местами ожелезненных, косо- и горизонтально слоистых, разнотернистых, часто гравийных, с многочисленными прослоями разнообразных по степени окатанности и размерам гальки и валунов, иногда супесей и суглинков. Их мощность по данным бурения редко превышает первые метры. Гляциодислокации для перекрывающих морену флювиогляциальных отложений времени отступления сожского ледника не характерны.

Флювиогляциальные равнины (зандры) позднеплейстоценового поозерского оледенения и слагающие их отложения (fIIpz) широко развиты в северной и восточной части исследуемого района, в основном с дистальной стороны Свирской гряды. Сожские моренные гряды служили барьером для стока водно-ледниковых потоков, направлявшихся с севера от конца поозерской краевой морены. Потоки, встречая барьеры из моренных гряд, образовывали разливы, затапливали участки сожского моренного рельефа. Поэтому на флювиогляциальных равнинах широко развиты болота. Так же, как и в сожских равнинах, по морфологии рельефа и его высотным отметкам выделяются две генерации флювиогляциальных (зандровых) равнин. Более древняя генерация, развита на высоте 150-160 м, местами до 170 м. Она примыкает к Свирской гряде, перекрывая сожскую морену. Останцовые холмы этой морены высотой 5-10 м сохранились на многих участках волнистой поверхности равнины.

Более молодая равнина расположена гипсометрически ниже (130-145 м), т.е. вложена (врезана) в более высокую на 10-20 м. Она развита в понижениях рельефа, образованных талыми ледниковыми водами. Такие понижения имеют ширину

до 1,5-2 км и развиты в восточной части района в междуречье Ошмянка-Устиевка. Поверхность этой равнины практически ровная, местами вогнутая и часто заболочена. Образованию болот способствует наличие подстилающих моренных суглинков, являющихся водоупором, а также подпруживающим влиянием некоторых моренных гряд, затрудняющих сток поверхностных вод. Болотные отложения состоят из тонкозернистых гумусированных песков и суглинков, торфа, мощностью от 3-5 до 8-10 м. На поверхность равнин открываются устья современных ложбин. Из нее берут начало современные ручьи и небольшие речки.

Кроме обширных зандровых равнин к этой генерации относится долинный зандр по рекам Вилия и Ошмянка, а также фрагменты более узких долинных зандров, сохранившихся на самом западе и востоке района. В долинах Вилии и Ошмянки это поверхность, возвышающаяся над второй террасой на 3-4 м, иногда более. Иногда она сливается с ее поверхностью. По всей вероятности, водноледниковые потоки направлялись по Вилии на запад, а по Ошмянке на юг (?). Флювиогляциальные отложения зандровых равнин времени отступления поозерского ледника представлены песками разнозернистыми, чередующимися с прослоями гравия, мелкой гальки, линзами глин и супесей. Отложения горизонтально- или косо слоистые. Мощность отложений изменяется от 1 до 13 м.

К долинным зандрам относятся крупные понижения в современном рельефе, являвшиеся первоначально ледниково-эрозионными (экзарационными) ложбинами [Геологическая..., 1971а,б]. Это Свирская и Клевельско-Воробьевская ложбины северо-западного простирания. Свирская ложбина, дренируемая реками Страча и Струна, имеет крутые склоны и корытообразное (троговое), относительно плоское, но с выступами дно. Последние сужают ложбину и делят ее на ряд полузамкнутых понижений. Ее длина в пределах исследованного района превышает 30 км, а ширина 2-3 км. На дне ее вытянутые озера Свирское и Вишневское. Ложбина выполнена моренными и флювиогляциальными отложениями, поверхность которых в настоящее время заболочена.

Клевельско-Воробьевская ледниково-эрозионная ложбина является маргинальной ложбиной стока – она оконтуривает край ледника. В настоящее время на

ее дне сохранилось до 15 озер. Ширина ложбины около 1 км, а длина составляет 20 км. Возможно, ее существование и ориентировка обусловлены приуроченностью к зоне Озерецкого разлома, проявленного также линеamentами того же простирания.

К водно-ледниковым формам рельефа и отложениям относятся озы и камы (рис. 3.8).



Рис. 3.8. Разрез камового холма позерского оледенения близ пос. Новоселки

Озы образуют гряды и их цепочки, параллельные простиранию моренных гряд. Они широко развиты в первой Свирской гряде. Высота гряд до 15 м и больше, ширина 100-200 м, длина до 5-6 км. По данным Е.А. Ильина [Ильин, 1965] и геологической съемки [Геологическая..., 1971а,б], озы отвечают ледниково-эрозионным ложбинам стока талых вод, сформировавшимся среди кончано-моренных гряд или позади них. Среди них, возможно, есть формы, которые образовались в трещинах льда над выступами доледниковой поверхности или над раз-

ломами [Сейсмоструктура..., 2009]. Озы сложены песками светло-желтыми и светло-серыми различного гранулометрического состава, полевошпатово-кварцевыми, с отчетливо выраженной горизонтальной и косой слоистостью. Часто отложения озоев перекрыты маломощным (0,5-1 м) чехлом красно-бурой моренной супеси.

Камовый рельеф представлен одиночными холмами или их скоплениями, которые развиты, преимущественно, на севере вблизи дистального края первой Свирской гряды и внутри нее. Высота холмов первые метры. В разрезе одного из камов близ деревни Новоселки обнажаются пески палево- и светложелтые, желтые, мелко- и тонкозернистые, кварцевые, слоистые. В них прослеживаются прослойки и линзы глин, суглинков, гравия, мелкой гальки. Встречаются и валуны. Видимая мощность отложений, измеряемая по высоте камов, около 4 м, а по данным геологической съемки она может превышать 10-15 м. Часто камовые холмы перекрыты маломощным чехлом моренного суглинка.

3) Аллювиальные отложения и рельеф (рельеф и отложения, образованные постоянными потоками). На территории исследованного района среди речных долин самыми крупными являются долина р. Вилия и ее притока р. Ошмянка. Долина р. Вилия в пределах исследованного района по морфологии разделяется на три участка: восточный, центральный и западный. На восточном участке долина в целом имеет северо-западную ориентировку. Вместе с тем вся она состоит из чередующихся отрезков северо-западного и меридионального простирания, прямолинейность которых предполагает приуроченность их к линеаментам (см. гл. 4). Ширина долины не постоянная. На расширенных до 3-4 км участках развиты пойма и две террасы. При пересечении моренных равнин и гряд долина сужается до 0,5 км, как, например, на юго-востоке между пос. Жодишки и Ошмянец, а также севернее у пос. Маркуны ниже устья Ошмянки и др.

На центральном незначительном по длине участке (всего 15-17 км) долина практически широтная. Здесь на участках пересечения гряд строение долины подобно antecedentному типу: наблюдается сужение долины, увеличение высоты поймы и террас. На этом участке современная долина Вилии смещена от ее более

древней погребенной долины на 7 км. Западный участок долины снова имеет северо-западную ориентировку. Для него характерны большие сближенные излучины, ширина которых определяет общую ширину долины – 3-4 км. В излучинах развиты пойма, I и II террасы.

Аллювиальные отложения слагают поймы и террасы рек, русла небольших ручьев. На Вилии выделяется два уровня поймы: низкая (0,5-1 м) и высокая (1,2-1,5 м). В основании осадков поймы выделяется базальный горизонт руслового аллювия. Аллювиальные отложения – галька разных размеров до небольших валунов. Пойменные осадки представлены тонкозернистыми песками, песчано-гравийными отложениями, реже супеси. В старицах торф, илы. Мощность пойменных отложений, по данным геологической съемки 5-7 м. Возраст пойменных отложений голоценовый (а IV) [Геологич. карта..., 1971а,б].

Первая (I) терраса узкими полосами или сегментами развита вдоль русел Вилии и Ошмянки лишь в широких излучинах на севере она расширяется до 2 км (рис. 3.9).



Рис. 3.9. Первая (I) терраса р. Вилия в районе пос. Нестанишки

Высота террасы увеличивается вниз по течению от 4-5 до 6-8 м. Терраса аккумулятивная, сложена разномеристыми песками, горизонтально и косослоистыми с гравием и галькой, в верхней части супесями и суглинками. Мощность аллювия 3-5 м. Возраст террасы - вторая половина позднего плейстоцена (поздневалдайский) (a¹ III).

Вторая (II) терраса в долинах рек Вилия и Ошмянка имеет высоту 10-14 м и ширину до 2-3 км. Вверх по течению высота ее снижается. Поверхность террасы относительно ровная, но переход в коренной берег иногда выражен нечетко, вследствие развития делювия. В долине Вилии терраса чаще всего эрозионно-аккумулятивная. Так севернее д. Михалишки в ее цоколе выходят днепровско-сожские водно-ледниковые отложения. Терраса сложена аллювиально-флювиогляциальными отложениями, представленными песками разномеристыми, с прослоями гравия с галькой и небольших валунов. В верхней части аллювия много прослоев супесей и суглинков, представляющих пойменную фацию. Мощность аллювия не более 10 м, в среднем 3-5 м. Возраст террасы – первая половина позднего плейстоцена (ранневалдайский) (a² III).

4) Рельеф и отложения, образованные временными потоками, представлены многочисленными ложбинами, оврагами, которые расчленяют ледниковые и водно-ледниковые равнины разного возраста. Ориентировка ложбин иногда выдерживается на отдельных площадях, что предполагает их связь с зонами трещиноватости (см. гл. 4).

Характеристика дочетвертичного погребенного рельефа и отложений.
Дочетвертичная поверхность выработана преимущественно на палеозойских и мезозойских породах. Силурийские и девонские породы срезаны единой поверхностью выравнивания – мезозойской, формировавшейся на протяжении позднего палеозоя, почти всего мезозоя до позднего мела на юге и юго-западе, а на отдельных участках и до миоцена. Это мезозойский пенеплен, когда-то широко развитый на громадной площади Восточно-Европейской платформы, а затем погребенный. На его поверхности, возможно, сохранилась кора выветривания мощностью

4-8 м [Геология Беларуси, 2001]. На территории исследуемого района поверхность пенеплена почти ровная, слабо деформированная (расчлененная). Наивысшие абсолютные отметки ее, по данным бурения, составляют 60-65 м (на Константиновской гряде до 100 м). В целом она имеет слабый (пологий) уклон к югу и к западу.

Неогеновые отложения отвечают новейшему комплексу. В южной, северной и центральной части фрагментарно сохранились неогеновые отложения: нижне- и среднемиоценовый бриневский надгоризонт и средне-верхнемиоценовый антопольский надгоризонт [Якубовская и др., 2005]. Согласно А.К. Карабанову и др., эти отложения датируются как неоген-четвертичные (?) [Карабанов..., 2009]. По всей вероятности, они были развиты шире, но затем в плиоцене и в четвертичное время частично были размывы (см. рис. 3.1, рис. 3.2).

Останец неогеновых отложений наиболее крупного размера расположен в центральной части территории. Размеры этого останца достигают 20 км. Мощность колеблется от 15 до 23 м. Подошва расположена на абсолютных отметках от 62 до 65 м, а кровля – на 83-85 м. Следующий останец находится в южной части территории между пос. Изабелино и Ошмяны. Его размеры достигают 12 км. Максимальная мощность неогеновых отложений по данным скв. 25 и 45 – 17 м. Кровля расположена на абсолютных отметках 71-77 м, а подошва – 60-70 м. Несколько восточнее скважиной 24 вскрыт небольшой останец неогеновых отложений мощностью 5 м и размером 3,5 км в длину. Здесь кровля и подошва описываемых отложений расположены ниже, абсолютные отметки 64 и 58 м соответственно. В северной части исследуемой территории находятся два относительно небольших фрагмента неогеновых отложений, вскрытых скважинами 295 (пос. Некрашуны) и скв. 1 (пос. Мостяны). Размер первого останца достигает 7 км в длину, мощность неогеновых отложений здесь 22 м, абсолютные отметки кровли – 88 м, подошвы – 66 м. Длина второго останца составляет 5 км, мощность отложений – 4 м, абсолютная отметка подошвы – 76 м.

Как уже упоминалось выше, неогеновая система представлена здесь нижним отделом – миоценом в полном его объеме, а именно нижним бриневским и верх-

ним антопольским надгоризонтами [Геология Беларуси, 2001; Якубовская и др., 2005]. Эти два надгоризонта различны по составу: для бриневского (N_{1br}) характерен преимущественно песчаный состав, а для антопольского (N_{1an}) – преимущественно глинистый. Мощность отложений достаточно выдержанная, в основном составляет 10 м и колеблется от 9,1 м (скв. 172) до 14,5 м (скв. 162). Возраст бриневского надгоризонта – нижний-средний миоцен. Выше по разрезу залегают отложения антопольского надгоризонта. Мощность отложений от 6,7 (скв. 56) до 16,5 м (скв. 202). Возраст надгоризонта – средний-верхний миоцен.

Геолого-геоморфологические профили позволяют выделить на погребенной дочетвертичной поверхности несколько региональных ступеней, перекрытых разновозрастными четвертичными моренами и флювиогляциальными отложениями (рис. 3.10). Наиболее высокая ступень, абсолютная высота которой составляет 80-85 м, выработана на миоценовых отложениях и датирована как *раннеплиоценовая* (N_2^1). Во время осадконакопления в антопольское время это была еще обширная аккумулятивная равнина. Но затем во время дифференцированных движений на участках поднятий часть осадков была срезана, и аккумулятивная поверхность стала денудационной. Эта поверхность на Островецком поднятии перекрыта березинской мореной или подстилающими ее флювиогляциальными отложениями. К северу она повышается до 90 м, а к югу понижается до 55 м. Перекрывающие эту поверхность отложения представлены или днепровской мореной или подстилающими ее березинско-днепровскими флювиогляциальными отложениями.

В раннеплиоценовую поверхность врезана на 10-20 м поверхность с абсолютными отметками около 70 м, перекрытая также березинской, а местами днепровской мореной, выработанная в основном на силурийских и девонских отложениях и реже на миоценовых отложениях. Эта поверхность датирована нами как *позднеплиоценовая* (N_2^2). В нее неглубоко (около 10-15 м) врезаны погребенные долины, которые по аналогии с погребенными долинами соседней Литвы, могут иметь или ранненеоплейстоценовый или позднеплиоцен-ранненеоплейстоценовый возраст.

Гипсометрические профили подошвы четвертичных отложений

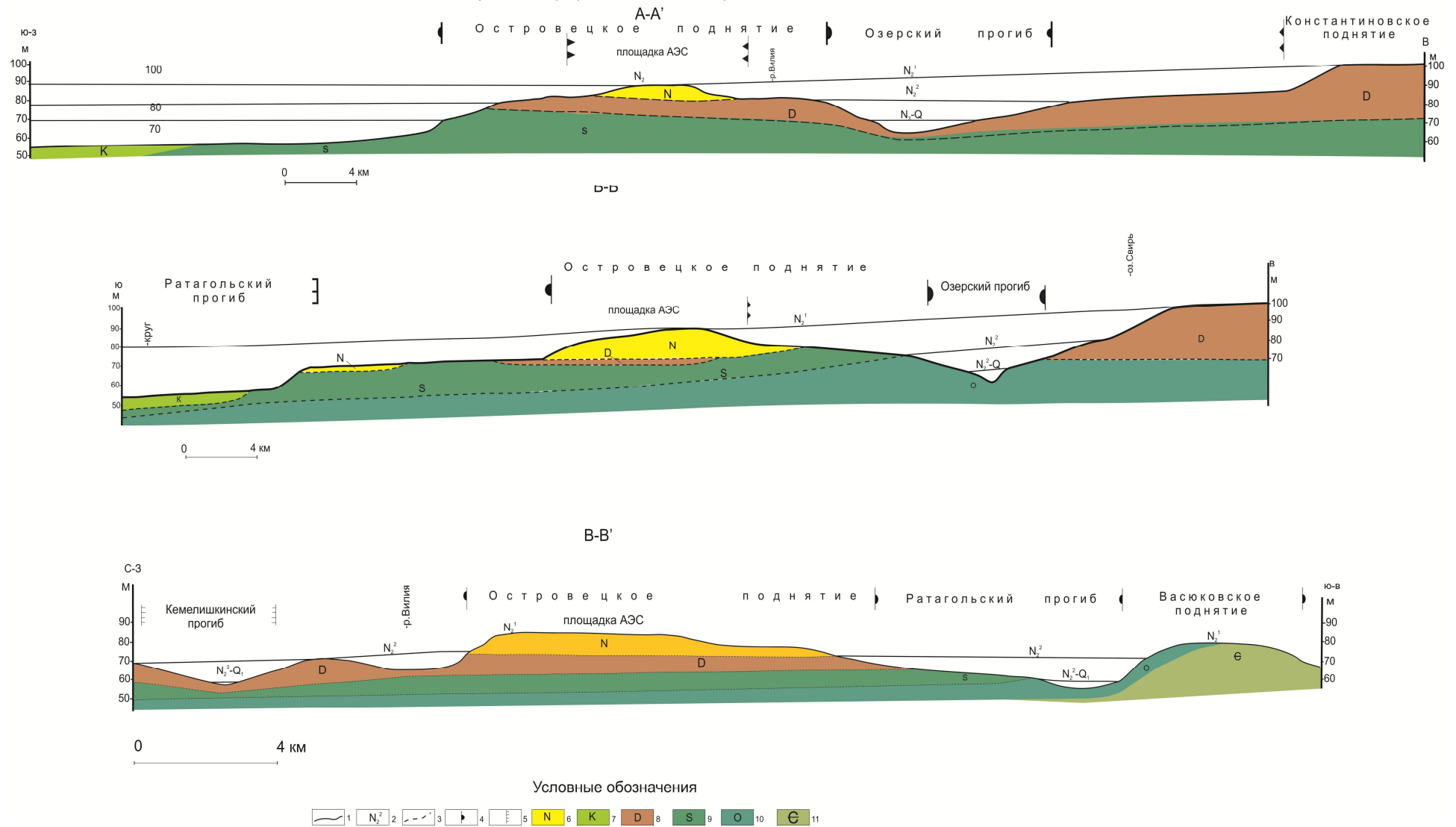


Рис. 3.10. Гипсометрические профили подошвы четвертичных отложений. 1 - поверхность дочетвертичного рельефа; 2 - возраст эрозионно-денудационных уровней; 3 - предполагаемые границы стратиграфических горизонтов; границы структур позднеплиоцен-неоплейстоценовые; 4 - границы поднятий и прогибов, 5 - ступеней; 6 - неогеновые породы; 7 - меловые породы; 8 - девонские породы; 9 - силурийские породы; 10 - ордовикские породы; 11 - кембрийские породы.

Очень слабые уклоны поверхностей к погребенным долинам и не большая глубина врезов последних позволяют нам предположить, что они наследовали пологие прогибания.

К синклиналиподобным погружениям приурочены погребенные долины. Возможно, что долины первоначально были выполнены плиоцен- раннеплейстоценовым или раннеплейстоценовым (венедским?) аллювием, который во время последующих березинского и днепровского оледенений был уничтожен и затем перекрыт этими моренами.

По данным бурения (скв. 4), березинская морена спускается до отметки 55 м. На территории соседней Литвы погребенные долины выполнены позднеплиоцен-раннеоплейстоценовыми отложениями, но там они существенно глубже, их тальвеги опущены ниже уровня моря. Отсутствие скважин не позволяет более точно определить возраст долин, генезис и состав слагающих их отложений.

История формирования дочетвертичного рельефа рассматривается следующим образом. В начале новейшего этапа в позднем олигоцене здесь еще, в отличие от более южных районов Беларуси, по всей вероятности, не происходили движения или были слабые поднятия, о чем свидетельствует отсутствие позднеолигоценовых отложений. Незначительные прогибания произошли в раннем – позднем миоцене, вследствие чего мезозойская (местами донеогеновая) поверхность была перекрыта тонкими осадками, состоящими из глин, алевроитов, песков с углистыми прослоями, накопившимися в спокойных континентальных условиях в озерных бассейнах (бриневская и антопольская свиты). Их мощность составила около 20 м. Слабые незначительные по амплитуде (первые метры) поднятия, начались здесь в раннем плиоцене, когда на некоторых участках были частично или полностью размыты отложения антопольской свиты. Рост поднятий продолжался в позднеплиоценовое и раннеплейстоценовое время в связи с общим поднятием Белорусской антеклизы (образована на древнем кристаллическом сводовом поднятии). В это время образовалась следующая ступень, вложенная на 10-15 м ниже в раннеплиоценовую поверхность, а затем в нее врезались погребенные позднеплиоцен-раннеоплейстоценовые долины. С раннего плейстоцена исследуемый

район подвергался воздействию ледниковых покровов, вследствие чего плиоценовый рельеф был погребен под четвертичными отложениями.

Таким образом:

1) абсолютные отметки Ошмянской краевой гряды, сложенной сожской мореной, составляют 220-200 м. Над окружающей поверхностью гряда возвышается на 140-150 (120) м. Менее крупные фазальные краевые гряды имеют абс. высоту от 260-280 м до 160-190 м. Волнистые равнины (основная морена) – 170-180 м. Высота отдельных холмов 5-20 м. Мощность сожской морены в краевых грядах превышает 100 м, а на Ошмянской гряде приближается к 150 м. На остальной территории мощность основной морены изменяется от 5-10 м до 20-30 м и более. Подошва морены снижается с Ошмянской гряды со 160 м до 140 м. В этих формах рельефа развиты поверхности (уровни, ступени). Самый высокая – 270-300 м выделяется только на юге на краевой Ошмянской гряде и на более северной меридиональной гряде. Следующий уровень имеет высоту 230-250 м и развит как на краевых моренных грядах, так и на основной морене. Наиболее выдержанный по высоте и широко развитый уровень – 160-190 м (на Островецкой площадке 170-180 м).

2). Рельеф поозерской морены, в отличие от сожской, мало затронут процессами эрозии и денудации. Абсолютные отметки Свирской гряды изменяются от 170 до 200 м, а Константиновской в пределах 190-220 м. Относительные превышения над окружающей местностью составляют соответственно 20-40 и 50-80 м. По морфологии и гипсометрическому положению выделяются две генерации зандровых равнин: более древняя высокая (170-180-200 м) с остаточными холмами и более молодая низкая выровненная, иногда заболоченная (130-150-165 м). Более молодая равнина расположена гипсометрически ниже, т.е. вложена (врезана) в более высокую на 10-20 м. Образование двух генераций равнин связано, возможно, с тектоническим подъемом территории в конце сожского оледенения.

3) На территории исследуемого района поверхность пенеплена почти ровная, слабо деформированная (расчлененная). Наивысшие абсолютные отметки составляют 60-65 м (на Константиновской гряде до 100 м). В целом она имеет сла-

бый (пологий) уклон к югу и к западу. Неогеновые отложения, перекрывающие пенеппен, расположены на разных высотах, что указывает на их деформацию. Кровля находится на абс. отм. 71-77 м, 83-85 м, 64, 88; подошва на абс. отметках 62-65 м, 60-70 м, 64- 58 м, 66 м, 76 м. Мощность отложений колеблется от 4-5 до 15-23 м и 22 м. Это позволило в погребенной дочетвертичной поверхности выделить несколько региональных цикловых ступеней. Ступени фиксируют процесс неравномерного поднятия территории в начале новейшего этапа, появление, формирование и дальнейшее развитие основных новейших структур на территории исследуемого района. Наиболее высокая ступень, абсолютной высота которой составляет 80-85 м, выработана на миоценовых отложениях и датирована как раннеплиоценовая (N_2^1). К северу она повышается до 90 м, а к югу понижается до 55 м. В раннеплиоценовую поверхность врезана на 10-20 м поверхность с абсолютными отметками около 70 м, Эта поверхность датирована как позднеплиоценовая (N_2^2). В нее неглубоко (около 10-15 м) врезаны погребенные долины, которые по аналогии с погребенными долинами соседней Литвы, могут иметь или раннео-плейстоценовый или позднеплиоцен-раннео-плейстоценовый возраст.

Самая древняя березинская морена спускается до отметки 55 м.

4) Высота второй террасы имеет высоту 10-14 м. Мощность аллювия не более 10 м, в среднем 3-5 м. Высота первой террасы увеличивается вниз по течению от 4-5 до 6-8 м. Мощность аллювия 3-5 м. На Вилии выделяется два уровня поймы: низкая (0,5-1 м) и высокая (1,2-1,5 м). Болотные отложения имеют мощность от 3-5 до 8-10 м

Строение четвертичного погребенного рельефа и отложений. В Островецком районе развиты доберезинские водно-ледниковые отложения (fIbr) (минско-березинские), березинская морена (gIbr), березинско-днепровские межморенные флювиогляциальные, а местами аллювиальные, лимногляциальные отложения (f,a,IIbr-II d), днепровская морена (gII d), днепровско-сожские флювиогляциальные отложения (f,II d-sz), поозерско-сожские флювиогляциальные отложения (fII sz-III pz).

Наиболее древними четвертичными отложениями являются доберезинские водно-ледниковые отложения (fIbr) (минско-березинские), вскрываемые несколькими скважинами лишь на Островецком поднятии на абсолютных отметках около 60 м. Они залегают на неогеновых отложениях и состоят из серых и светло-серых песков с песчано-гравийными прослоями, реже супесей, суглинков и глин. Мощность отложений невыдержанная от 1 до 12 м [Геологич. карта..., 1967], а на Островецкой площадке АЭС - от 3-8 до 20 м [Беляшов, 2009; Карабанов, 2009].

Березинская морена (gIbr) - самая древняя из ледниковых отложений исследуемого района. Ее кровля вскрывается скважинами на абсолютных отметках от 80 до 120 м, на промплощадке – на 100-110 м, местами на 120 м, причем, в понижениях рельефа дочетвертичной поверхности она отсутствует. Она размыта и в долине Вилии, севернее которой она вообще отсутствует. Морена залегает на неогеновых отложениях, силурийских и девонских породах, и реже на подстилающих флювиогляциальных отложениях. Она облекает древний рельеф, лежит на разновысотных ступенях, полого спускается с 80-85 м по склонам погребенных долин до отметки 50 м. Морена состоит из серых или буровато-серых, реже желтовато-бурых валунных суглинков и супесей с песчаными, песчано-гравийными, реже гравийно-галечными прослоями. Наибольшая мощность морены достигает 30-40 м. Березинская морена сопоставляется с окской мореной Русской равнины и дайнавской мореной Литвы.

Березинско-днепровские межморенные флювиогляциальные, а местами аллювиальные, лимногляциальные отложения (f,a,IIbr-IIId) перекрывают березинскую морену или врезаются в нее на 30-35 м, достигая коренных пород: на юге неогеновых и силурийских, а на севере девонских. Кровля отложений вскрывается скважинами на абсолютной глубине от 60 до 130 м, причем, наиболее высокое ее положение - 110-120 м - отмечается на Островецком поднятии, где кровля неровная, возможно нарушенная днепровским ледником. В составе отложений преобладают пески разнотельные горизонтально - и косослоистые с гравийно-галечными, суглинистыми и глинистыми линзами и прослоями. Мощность вскрываемых отложений непостоянна и обычно изменяется от 3-4 м до 10-15 м и более,

причем, она уменьшена на поднятиях, а в погребенных долинах увеличена до 30 м.

На севере исследованного района скважиной 41 (район д. Поболи) на абсолютной глубине 118 м вскрыты межледниковые песчано-глинистые александринские отложения (сопоставляемые с лихвинскими на Русской равнине) мощностью 8 м, содержащие растительные остатки [Геологическая карта..., 1967].

Днепровская морена (gII d) представлена разнообразными по цвету - красно-бурыми, бурыми, буровато-коричневыми, реже серыми и желто-серыми, зеленовато-серыми – валунными суглинками и супесями, иногда плотными песчанистыми глинами. В составе обломочного материала присутствуют кристаллические породы - граниты, гнейсы, сланцы - и осадочные – алевролиты, песчаники, известняки, доломиты. Морена развита практически повсеместно, образуя покров непостоянной мощности. Наибольшая мощность 35-40 м (скв. 410) отмечается на своде Островецкого поднятия, где абсолютные отметки ее кровли составляют 150-160 м. На его склонах мощность сокращается до первых метров, а кровля понижается до 110-120 м. Повышена мощность морены до 40 м на Ошмянской краевой гряде, где ее кровля поднимется до 120 и более метров. Однако здесь же в единственной скважине она фиксируется на абсолютной глубине 20 м. Не исключена ошибка в датировке морены. На Свирской гряде мощность морены по данным геологической съемки [Геологич. карта..., 1971a] 15-20 м. Залегает морена не только на флювиогляциальных отложениях, но и на коренных неогеновых и девонских породах, особенно в южной и северной частях района. Днепровская морена сопоставляется с одноименной мореной Русской равнины.

Днепровско-сожские флювиогляциальные отложения (f,II d-sz) перекрывают днепровскую морену и развиты практически повсеместно, кроме долины Вилии, где они размыты. Отложения залегают во врезам в кровле днепровской морены или образуют выровненные поверхности погребенных равнин. Мощность отложений заметно уменьшена на Островецком и Свирском поднятиях (5-15 м, скв. 28, 260 и др.), но увеличена до 20-30 м южнее на склонах краевой Ошмянской гряды. Кровля отложений понижается со сводов поднятий к их склонам. Здесь же

отмечается и наиболее высокое положение кровли отложений до 160-170 м абсолютной высоты, местами же она снижается до 130-140 м. Отложения вскрываются не только скважинами, но и многочисленными карьерами. Это в основном разнообразные песчаные отложения с многочисленными прослоями гравия, гальки, супесей, суглинков, реже глин. Отложения нарушены многочисленными гляциодислокациями (см. ниже).

Поозерско-сожские флювиогляциальные отложения (fIIsz-IIIpz) развиты в основном на склонах Свирской гряды, где они вскрываются скважинами в интервале высот 130-150 м. Их мощность не велика и обычно составляет 5-8 м.

Таким образом, из анализа погребенного четвертичного рельефа и отложений можно заключить, что поднятия, возникшие в плиоцене, продолжали расти и в четвертичное время. Об этом свидетельствует уменьшение мощности флювиогляциальных отложений на склонах и сводах поднятий и увеличение их мощности в прогибах. Доберезинские водно-ледниковые отложения имеет мощность от 12 до 20 м, березинско-днепровские разнородные отложения – мощность увеличена от 3-4 (10-15) до 30 м, днепровско-сожские флювиогляциальные отложения имеют мощность от 20 до 30 м. В распределении мощности морен чаще наблюдается обратная картина. На поднятиях она больше, поскольку они служили препятствием для продвигающихся к югу ледников (морены сгружены), как, например, у березинской (30-40 м), днепровской (35-40 м), сожской (20-30 м, 100-150 м) морен.

Кровля березинской морены залегает на отм. от 80 до 120 м. Подошва лежит на разновысотных ступенях, которые она их облекает. При этом она спускается с 80-85 м до отметки 50 м. Кровля березинско-днепровских отложений вскрывается скважинами на абсолютной глубине от 60 до 130 м, причем, наиболее высокое ее положение - 110-120 м отмечается на Островецком поднятии. Днепровская морена на своде Островецкого поднятия абсолютные отметки кровли составляют 150-160 м, на Ошмянской краевой гряде опускается до 120 м. Однако здесь же в единственной скважине она фиксируется на абсолютной глубине 20 м. Кровля днепровско-сожских флювиогляциальных отложений понижается со

сводов поднятий к их склонам. Наиболее высокое положение кровли отложений 160-170 м абсолютной высоты и снижается до 130-140 м.

Неотектонические поднятия и прогибы. Сохранившиеся фрагменты дочетвертичной поверхности и развитые ступени рельефа наметили на исследуемой территории основные поднятия и разделяющие их прогибы. Центральное поднятие – Островецкое; в юго-восточной части обособилось Васютинское поднятие, а в северной части – Константиновское. Под Свирской грядой поверхность, хотя и приподнята, однако, самостоятельного поднятия не обнаруживается (возможно, из-за отсутствия данных), так что Свирская мореная гряда развита на склоне Константиновского поднятия. Поднятия разделены прогибами. На севере выделяется субширотный Озерский прогиб, на юге – Ратагольский и Ошмянский, на западе – Кемелишкинский. К прогибам, возможно, были приурочены древние долины. В частности, в Озерном прогибе возможно находилась древняя долина Вилии, от которой современная ее долина смещена к югу на 6-7 км. Сток по ней осуществлялся на северо-запад. Несмотря на то, что структуры весьма неравномерно развиты на площади, для них характерно два главных простирания: северо-западное и северо-восточное (рис. 3.11).

В центральной части исследуемого района выделено Островецкое изометрическое поднятие с максимальной амплитудой 85 м. Менее поднятая ступень этого поднятия в виде структурного носа вытягивается в северо-западном направлении. Аналогичного типа структурный нос вытянут в северном направлении с противоположной стороны. В целом Островецкое поднятие согласуется по простиранию с Озерским прогибом, что нельзя отметить для структур, расположенных к юго-западу от поднятия. Островецкое поднятие является отчасти унаследованным: по поверхностям девона и докембрийского фундамента ему соответствуют локальные поднятия. В рельефе ему отвечает возвышенность, сложенная сожской, в том числе краевой мореной.

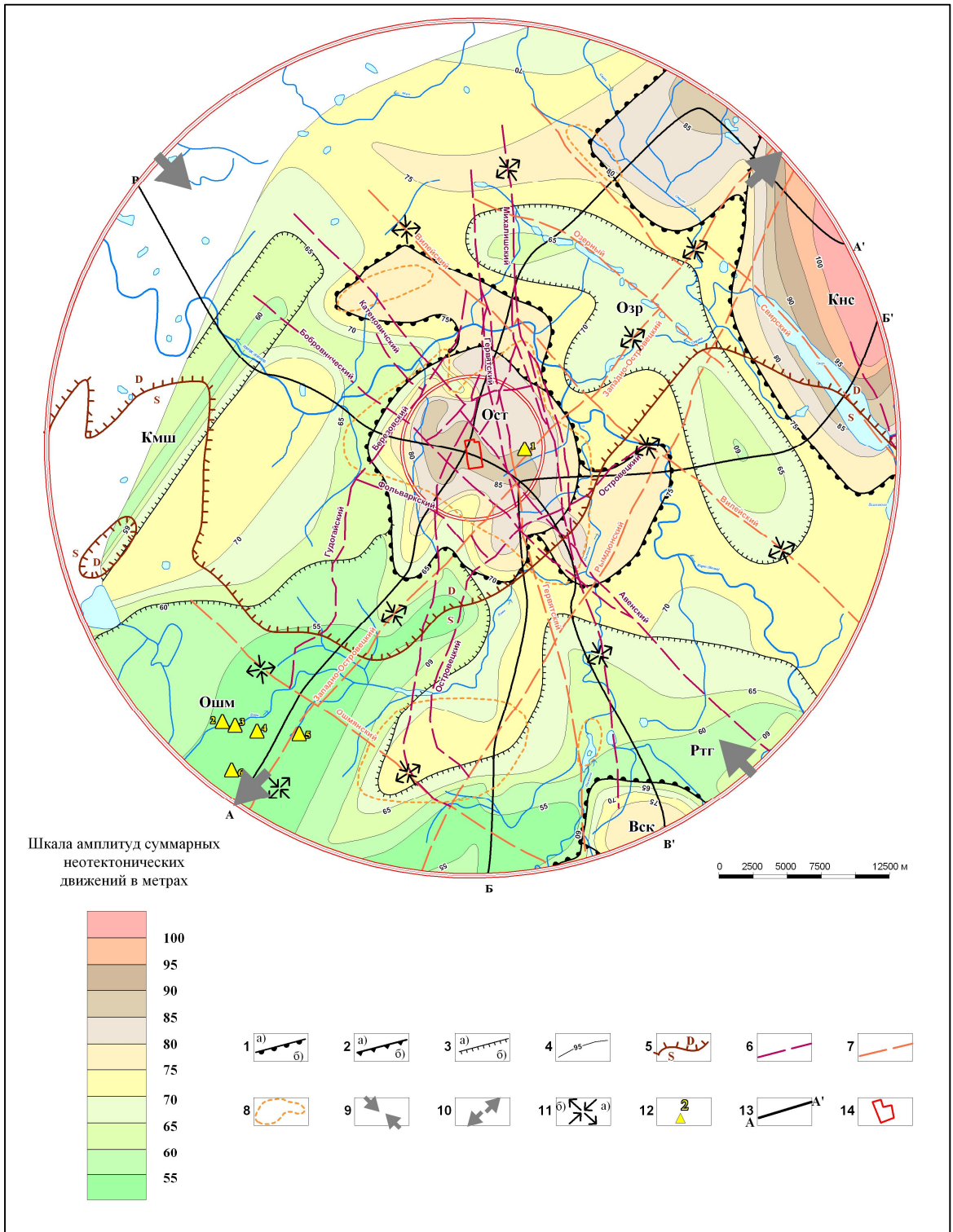


Рис. 3.11. Структурно-геодинамические условия Островецкого района.

I – структуры позднеплиоцен-неоплейстоценовые. 1 – поднятия а), прогибы б). Названия структурных форм. Поднятия: Кнс – Константиновское, Ост - Островецкое, Вск – Васюковское. Прогибы: Озм – Озерский, Ртг – ратагольский, Озм - Ошмянский, Кмш – Кемелишкинский. 2 – ступени: относительно более поднятые а), относительно менее поднятые б). 3 - ступени: относительно менее опущенные а), относительно более опущенные б). II – структуры донеотектонические. 4 – изогипсы подошвы четвертичных отложений, отождествляемые с изобазами неотектонических деформаций. 5 – граница девонских и силурийских отложений. Разломы (по РУП Белгеология, 2013), выраженные: 6 – в кристаллическом фундаменте, 7 – в дочетвертичном осадочном чехле, 8 – неогеновые отложения.

III – геодинамические условия образования неотектонических структур. Направления регионального субгоризонтального усилия: 9 – сжатия, 10 – растяжения. 11 – современное поле напряжений. IV – прочие обозначения. 12 – участки измерения плотности потока радона (цифра номер участка), 13 – линии структурно(геолого)-геоморфологических профилей, 14 – площадка АЭС.

На простирании Островецкого поднятия в краевой юго-восточной части ближней зоны выделено Васюковское изометричное поднятие, вернее его северная часть с аналогичной максимальной амплитудой 85 м, как у Островецкого поднятия. Это поднятие унаследовало Кревское докембрийское поднятие (минус 250 м). По поверхностям ордовика, силура и девона ему соответствуют перерывы в осадконакоплении. В современном рельефе этому поднятию почти соответствует поозерская морена и ее флювиогляциальные уровни. Так же как и Островецкое поднятие, Васюковское поднятие развивается с раннего плиоцена и является отчасти устойчивым образованием, поскольку периодически испытывало погружение или поднятие во время образования отложений чехла.

В северо-восточной части исследуемого района расположено Константиновское поднятие с максимальной амплитудой 100 м. На рассматриваемой территории это самое высокое поднятие, вытянутое в северо-западном направлении, сопряженное с Озерским прогибом. Константиновское поднятие наследует девонское поднятие, проявленное в одноименной поверхности в изогипсах, и с этой точки зрения является унаследованной структурой. В современном рельефе Константиновскому поднятию соответствует одноименная краевая гряда, сложенная поозерскими ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. К юго-западному склону этого поднятия, выделенного по изогипсам подошвы четвертичных отложений, приурочено озеро Свирь.

Озерский прогиб северо-западного простирания сопряженно развивается с Константиновским и Островецким поднятиями. Форма Озерского прогиба хорошо проявлена по замкнутой изогипсе 70 м и более пониженным ее значениям. Она отчасти согласуется со структурами девона и практически не согласуется со строением более глубоких горизонтов чехла, например, со структурой каледонского структурного этажа. К сопряжению Озерского прогиба и Константиновского поднятия приурочена Свирская гряда, которая сложена краевыми ледниковыми

и водно-ледниковыми образованиями поозерского оледенения. Возможно, что к Озерскому прогибу приурочена древняя долина Вилии. В современном рельефе Поозерскому прогибу соответствует поозерская флювиогляциальная равнина.

Юго-западная часть территории более неоднородна по строению дочетвертичной поверхности. В северо-восточной части нижнеплиоценовые поверхности подняты на максимальную высоту, в юго-западной части они опущены с незначительным градиентом вертикальных деформаций 0,002. Прогибам соответствуют относительно молодые поверхности эполейстоценового возраста.

Центральное место среди структур, развитых в юго-западной части территории занимает Ошмянский прогиб северо-восточного простирания. Форма прогиба и его размеры неясны, поскольку он простирается за пределы рассматриваемого района. Северо-Восточная ориентировка Ошмянского прогиба не согласуется с простиранием структур кристаллического фундамента, но согласуется с изогипсами простирания поверхностей осадочного чехла, которые погружаются на северо-запад. Ошмянская краевая гряда сожского оледенения северо-западного простирания наложена на одноименный прогиб. Со смежно расположенными прогибами (Ратагольским и Кемелишкинским) рассматриваемый прогиб развивается согласно.

Ратагольский прогиб протягивается в северо-восточном направлении по линии поселков Баранцы—Андреевцы. На северо-западе он сопряжен с Островецким поднятием, на юго-востоке — с Васюковским. Между Ратагольским и Ошмянским прогибами выделена относительно менее опущенная ступень, которая согласуется с ними по простиранию. На ее продолжении по линии поселков Дебеси—Нестанишки находится структурный нос Островецкого поднятия. Ратагольский прогиб отчасти согласуется с простиранием изогипс поверхности силура и ордовика, которые погружаются на северо-запад. Изогипсы этих поверхностей простираются в том же направлении, что и осевая линия прогиба. Ратагольскому прогибу в современном рельефе отвечает обширная поозерская флювиогляциальная равнина.

Кемелишкинский прогиб практически не изучен из-за отсутствия здесь достаточного количества скважин. В целом можно отметить, что он простирается согласно с Ошмянским и Ратагольским прогибами. Между Кемелишкинским и Ошмянским относительно более опущенными ступенями выделяется относительно менее опущенная ступень. Она довольно отчетливо выражена на структурно-геоморфологических профилях, построенных по поверхности коренных пород. На сочленении ее с Островецким поднятием образована седловина (район пос. Литвяны).

Таким образом, новейшая структура района стала развиваться с раннего плиоцена, когда слабые тектонические движения нарушили залегание миоценовых континентальных отложений озерного генезиса. Возникли первые невысокие поднятия и пологие прогибы; к последним были приурочены не глубоко врезанные долины. Амплитуды врезов не превышали 10-20 м, а общая амплитуда поднятия за плиоцен и, возможно, ранний плейстоцен (эоплейстоцен ?) составила 30-35 м (если принять, что донеогеновая поверхность в начале этапа поднятия находилась на абсолютной высоте близкой к 0). Следовательно, за четвертичное время произошло поднятие на 50 -55 м (85-35; 85 – это высокая поверхность раннего плиоцена, 35 – это врез эоплейстоцена). Можно рассчитать приблизительные скорости поднятия территории за плиоцен-раннеэоплейстоценовое и четвертичное время. В первом случае она будет равна 0, 006 мм/год (продолжительность плиоцена около 5 млн. лет + продолжительность эоплейстоцена 1 млн. лет. Делим 35 м на 6 млн. лет), во втором – 0, 06 мм/год (продолжительность неоплейстоцена + голоцен около 800 000 лет. Делим 50 м на 800 000 лет). Таким образом, скорость поднятия в четвертичное время была на порядок выше.

С раннего плейстоцена район подвергался, по крайней мере, четырем покровным оледенениям (березинское, днепровское, сожское и поозерское). Известно, что во время оледенений под ледниковой нагрузкой поверхность прогибалась (на треть мощности ледникового покрова), а в межледниковья приходила в прежнее состояние. Следовательно, территория четыре раза испытывала такие движения. После последнего оледенения территория практически пришла в свое прежнее

нее состояние, и лишь Балтийский щит продолжает изостатическое поднятие со скоростью 0,9 мм/год. Сложно определить, сколько метров из 50 м приходится на собственно тектонические движения, а сколько на изостатические.

Глубины речных врезов обычно прямо пропорциональны амplitудам поднятия, произведенные в позднеплейстоцен-голоценовое время. Возраст второй террасы р. Вилии принят как первая половина позднего плейстоцена (как практически везде на Русской равнине). Река Вилия на севере на широтном отрезке на участке Нидяны-Быстрица прорезает моренную гряду, образуя относительно узкую долину. Она врезана в поверхность сожской морены не менее, чем на 30 м (абсолютные отметки сожской морены на этом отрезке 150-160 м, а отметки поверхности террасы около 130 м). Учитывая, что средняя мощность аллювия террасы в среднем равна 14 м, получаем, что глубина вреза за первую половину позднего плейстоцена (продолжительностью около 70 тыс. лет [Борисов, 2010]) составляет 0,6 мм/год. Во вторую половину позднего плейстоцена она составила 0,3 мм/год. В течение голоцена Вилия врезается со скоростью около 0,6 мм/год.

В Островецком районе выделяются поднятия, прогибы и осложняющие их ступени (70 м) типично платформенного характера. Рисунок изогипс подошвы четвертичных отложений и выявленные на ее основе новейшие структуры не позволяют делать вывод о согласованности их с докембрийскими разломными зонами чехла и фундамента. Простираение разломов и их характер распространения является независимым от строения подошвы четвертичных отложений. Современный рельеф с его возвышенностями, грядами и межгрядовыми понижениями также не согласуется с рисунком разломных зон.

Экзогенные перегибы склонов, совпадающие с отдельными участками разломов, в целом не могут служить доказательством современной активности (существования) разломов. На это красноречиво указывают закономерности строения подошвы четвертичных отложений, построенной на основании последней, обновленной базы данных буровых скважин, и зональности современного рельефа ледникового и водно-ледникового происхождения. В то же время следует признать, что северный склон Ошмянской гряды в центральной части исследуемого

района довольно круто сопрягается с флювиогляциальной равниной. В сопряжении к северо-западу и юго-востоку развита серия узких долинных зандр. Это позволяет признать на этом участке возможную активизацию Ошмянского древнего разлома.

Соотношение погребенного и поверхностного рельефа разное. На Свирской и Константиновской краевых грядах оно прямое, и особенно на последней, где дочетвертичная поверхность приподнята до абсолютной высоты почти 100 м. Под Свирской моренной грядой дочетвертичная поверхность приподнята почти до 90 м. Прямое соотношение наблюдается на Островецком поднятии, где дочетвертичная поверхность поднята до 80-85 м (скв. 421 вскрыла девон на абсолютной отметке около 85 м), и поверхностный рельеф также повышен (200 м). Не совсем ясно с Ошмянской краевой грядой. Общая мощность ледниковых отложений составляет 190 м [Авхимович..., 2012], по данным геологической съемки она превышает 200 м. Аномально высокая мощность отложений связывается с опусканием дочетвертичной поверхности – с Ошмянским прогибом.

3.2.2. Рельеф, отложения и экзогенные процессы Монаковского района (нижнее течение р. Ока).

Район исследований находится на правом берегу р. Ока ниже г. Муром (территория размером 50 км²). В нем выделяются: 1) эрозионно-денудационный, водноледниковый и ледниковый рельеф, постоянных и временных потоков; 2) суффозионно-карстовый рельеф и рассматривается история его развития; 3) неотектонические поднятия и прогибы и линеаменты.

Эрозионно-денудационный, водно-ледниковый и ледниковый рельеф, постоянных и временных потоков. Рельеф исследуемого района представляет собой плато и его склоны. Наивысшие абсолютные отметки рельефа – 130-131 м, а низшие – 70 м (урез р. Оки). Таким образом, амплитуда рельефа (глубина расчленения) составляет 60 м. Плато сложено породами уржумского яруса верхней перми (P_{2ur}), перекрытыми четвертичными отложениями преимущественно ледникового и водноледникового генезиса, относящимися к раннеплейстоценовому донскому

оледенению (f,gI dn) или криушскому горизонту местной стратиграфической шкалы (f,gI kš).

На плато и его склонах развиты водноледниковый и ледниковый рельеф и рельеф созданный временными и постоянными потоками. На территории они распределены согласно структурным условиям: первый и второй типы развиты в пределах поднятий и их склонов, а третий – в пределах прогибов.

Водноледниковый и ледниковый типы рельефа наложены на более древние четвертичные поверхности, образовавшиеся в доледниковое время, или сами образуют различные по высоте геоморфологические уровни, отражающие неравномерное развитие поднятий и прогибов и их эрозионное расчленение. Весь рельеф имеет ступенчатое строение: от высоких поверхностей, вложенных друг в друга и развитых на водоразделах и склонах разных порядков, до речных террас и пойм в долинах рек. Ступени рельефа формируются в процессе эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных циклов. Поэтому, прежде всего ниже дается характеристика наиболее древнего эрозионно-денудационного рельефа, а затем уже наложенного на него более молодого.

Эрозионно-денудационные поверхности (рельеф), перекрытые комплексом водноледниковых и ледниковых отложений, имеют циклический тип развития. Анализ геолого-геоморфологических и геологических разрезов показывает, что плато имеет ступенчатое строение. Ступени формируются при неравномерном поднятии. Стадии (эпохи) поднятия, сопровождающиеся врезанием, чередуются со стадиями (эпохами) ослабления или прекращения движений. В последнем случае происходит выравнивание территории (рис. 3.12, рис. 3.13).

Ступени включают склон или врез (на картах он выражен сгущением горизонталей) и прилежащую к ним площадку или поверхность выравнивания (на картах выражена разрядкой горизонталей), именуемые циклом. В целом это педименты, имеющие эрозионно-денудационный генезис, т.к. они формируются под действием эрозии постоянных и временных русловых потоков, а также процессов плоскостной денудации – делювиального смыва, солифлюкции, в зависимости от климата.

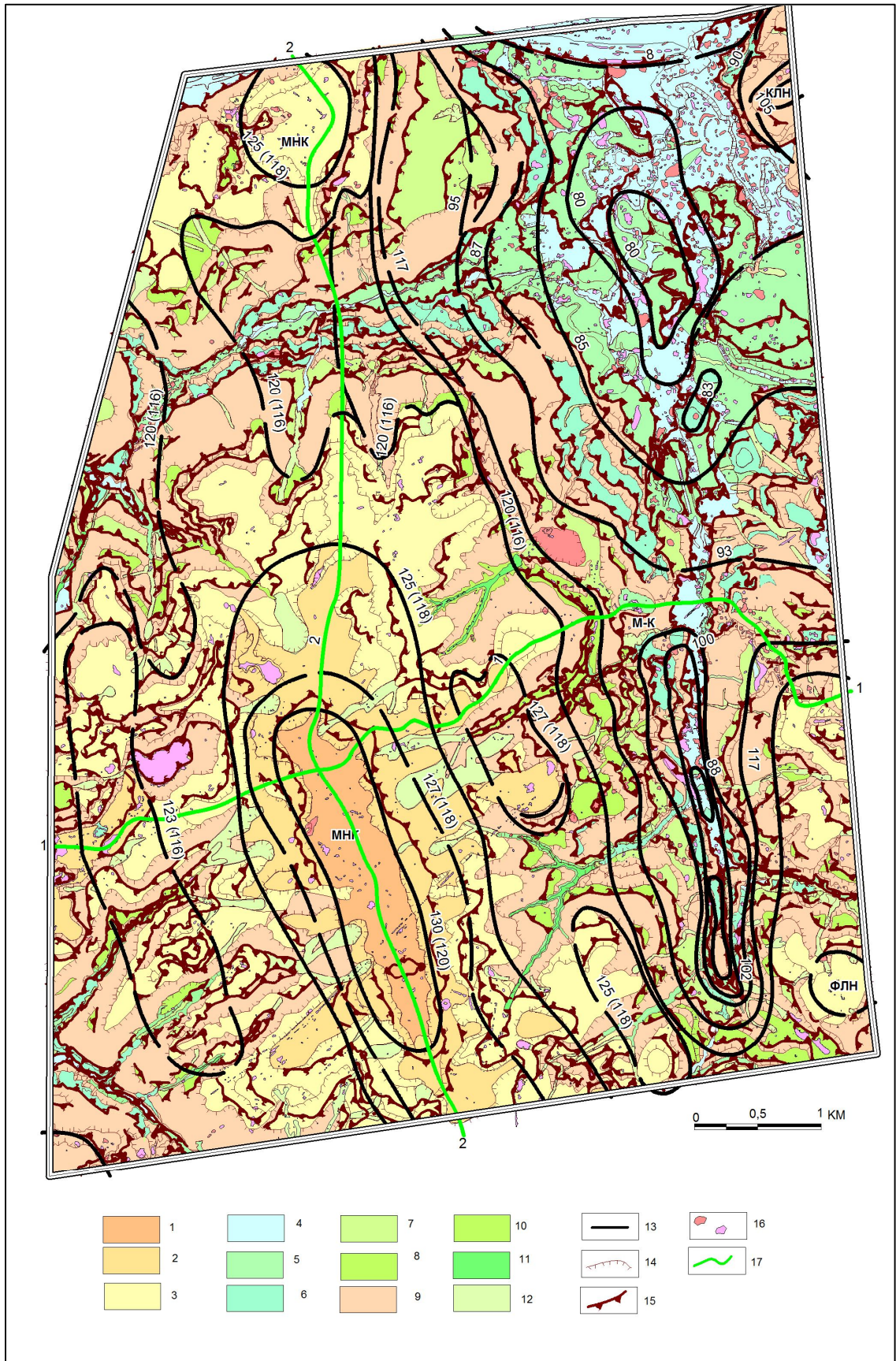


Рис. 3.12. Структурно-геоморфологические условия (зональность) Монаковского района правобережье Оки ниже г. Муром).

МНК – Монаковское поднятие, ФЛН – Филинское поднятие, КЛН – Клинское поднятие, М-К – Монаково-Кутринский прогиб. Эрозионно-денудационные раннеплейстоценовые по-

верхности: 1 – первая (I^1) абс. выс. 130-128 м, с вычетом мощности неоплейстоценовых отложений 120 м; 2 – вторая (I^2) абс. выс. 127-125 м, с вычетом мощности неоплейстоценовых отложений 118 м; 3 – третья (I^3) абс. выс. 125-120 м, с вычетом мощности неоплейстоценовых отложений 116 м. Аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные средне-позднеоплейстоценовые поверхности: 4 – голоценовая пойма (Q_{IV}), аллювиальные террасы: 5 – первая (a^1_{III}), 6 – вторая (a^2_{III}), 7 – третья (a^3_{II}), 8 – четвертая (a^4_{II}). Геоморфологические формы рельефа и их элементы: 9 – склоны возвышенностей, 10 – склоны оврагов, 11 – дно оврагов, 12 – ложбины; перегибы склонов: 13 – обобщенные изогипсы эрозионно-денудационных поверхностей и их высота, 14 – выпуклые, в том числе бровки террас, 15 – вогнутые, в том числе тыловые швы террас, 16 – понижения различного генезиса, 17 – линии геолого-геоморфологических разрезов.

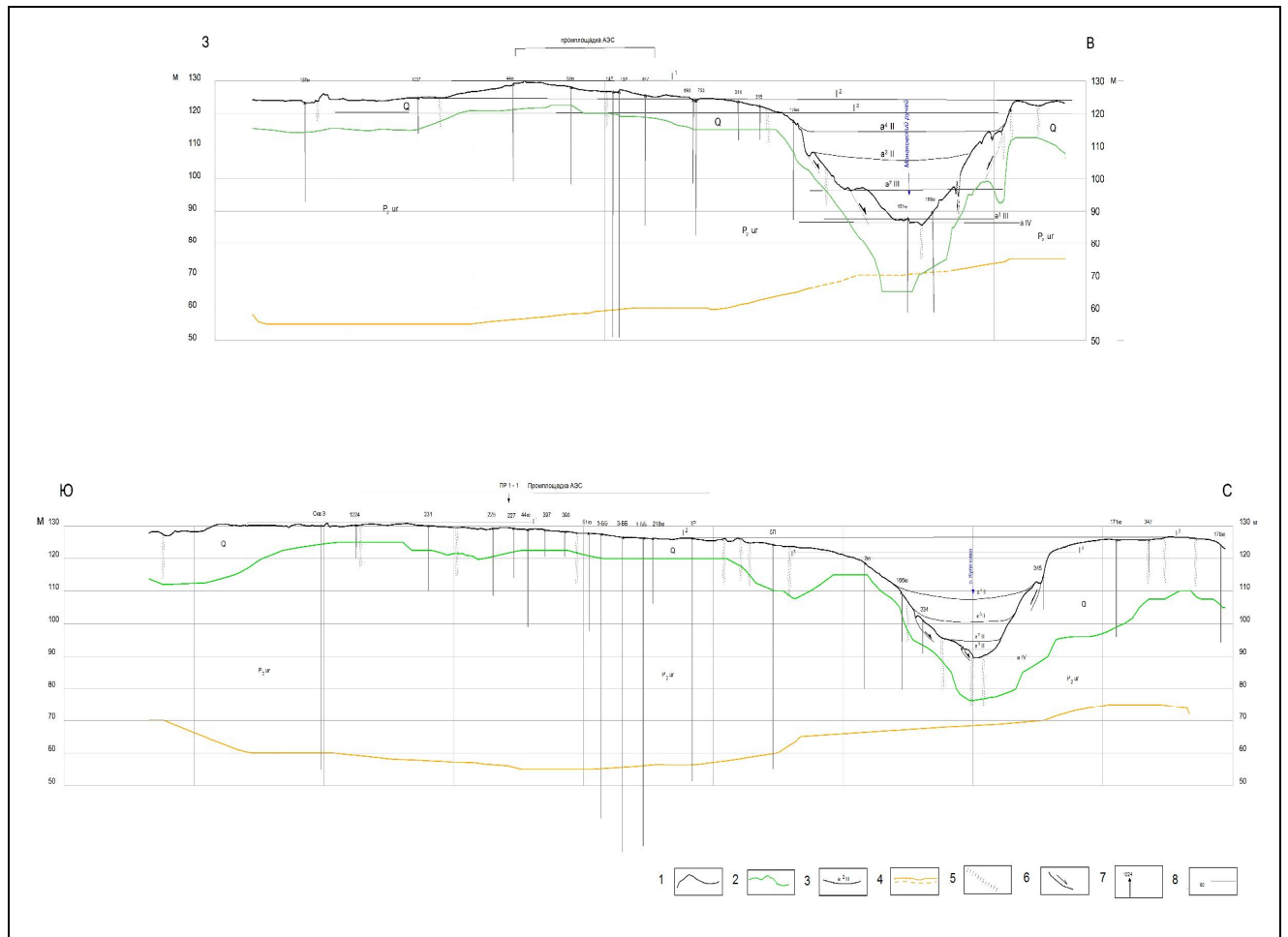


Рис. 3.13. Структурно-геоморфологические разрезы: 1-1 (субширотный), 2-2 (субмеридиональный).

1 - рельеф земной поверхности, 2 – подошва четвертичных отложений, 3 - сопоставительные линии геоморфологических уровней (поверхностей) и их возраст, 4 – подошва уржумского яруса средней перми (P_{2ur}), 5 – линеаменты, 6 – оползневые склоны и направление смещения масс, 7 – скважины и их номера, 8 – рельеф (м).

В рельефе плато выделяются три ступени, выработанные на поверхности коренных пород и перекрытые четвертичными отложениями (см. рис. 3.12, рис. 3.13). По высоте ступени мало отличаются друг от друга (превышение 2 м). Но

флювиогляциальные отложения и морена, перекрывающие эти ступени, подчеркивают их существование.

Возраст самой верхней ступени или уровня, а, следовательно, и всего плато, определяется, как начало раннего неоплейстоцена, временем, предшествующим донскому оледенению. Отчасти это подтверждается тем, что в доледниковую поверхность врезан долинный задр или ложбина стока вод времени наступания донского оледенения (см. рис. 3.13).

Следовательно, возраст этой поверхности додонской. В нее врезаны (вложены) две более низкие поверхности. Они также относятся к раннему неоплейстоцену, т.к. следующая более низкая ступень представляет собой IV террасу р. Б. Кутры, Куляковки и Монаковского ручья, сопоставляемую с аналогичной террасой р. Оки, относящейся уже к среднему неоплейстоцену [Геол. карта..., 1983; Характеристика..., 2010]. Первый уровень или ступень - наиболее высокий - образует основную водораздельную поверхность с абсолютными отметками земной поверхности 130-128 м, а по подошве четвертичных отложений до 120 м (табл. 3.2). Она вытянута с юга на север в пределах исследуемого района на 2,5 км. Ее ширина от 0,2 км на юге до 0,6 км на севере. Вторые и третьи ступени (педименты) развиты на склонах Монаковского и Филинского поднятий и концентрически их опоясывают. При этом по их развитию можно заметить, что склон, обращенный к Монаковскому ручью, более пологий, а обращенный к р. Муромке более крутой.

Вторая ступень развита на абс. отметках 127-125 м, по подошве четвертичных отложений – на 118 м. Третья ступень спускается до 120 м и по подошве четвертичных отложений до 116 м. Эти ступени формировались в процессе поднятия территории, скорость которого была незначительна, т.к. врезы ступеней друг в друга составляют всего первые метры.

Ледниковый и водноледниковый рельеф является основным типом, развитым в Монаковском районе. Он наложен на эрозионно-денудационные ступени. Во время оледенения ступени были перекрыты ледником, оставившим после таяния комплекс отложений и своеобразный рельеф.

Табл. 3.2. Схема расчленения четвертичных отложений и геоморфологических уровней территории Нижегородской АЭС

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (Б.А.Борисов, 2007; С.М.Шик, 2004)						РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕРРАСЫ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ И ИХ ВОЗРАСТ			ГЛУБИНА ВРЕЗОВ И СКОРОСТИ ПОДНЯТИЙ			
система	надраз- дел	раздел	звено	горизонт	возраст границ, тыс.лет*	индексы	Высота поверхности (абс.)	Высота поверх. относит. (м)	относит. глу- бина цикло- вых врезов	средняя скорость поднятий (мм)		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	го- лоце	неоплейстоцен	верхнее	современный	10-12	пойма aIV	75-79	5-9	22-26	2,0-2,2 (за 10 000 лет**)		
				осташковский	57		a ¹ III ₃₋₄	82-88	12-13	21-26	0,5-0,6 (за 46 000 лет)	
			среднее	калининский	127	терраса	a ² III ₁₋₂	87-100	15-17	25-30	0,3-0,36 (за 70 000 лет)	
				московский	242		a ³ III ₃₋₄ (верхнекривич- ская свита)	93-95 105-110	20-25	30	0,2 (за 115 000 лет)	
				горкинский			a ⁴ III ₁₋₂ (нижнекривич- ская свита)	115-117	до 40	41-42	0,26 (за 185 000 лет)	
				днепровский	427							
			нижнее	вторая половина	окский		?					
					мучкапский	528	венедская свита (?)					
					донской		f,gI _{dn}					
				первая половина	окатовский	621	эрозивно- денудационные уров- ни	I ³	120-125 (с вычетом ледник. отл-й 116)	50-55	41	
					сетуньский			I ²	125-128 (с вычетом ледник. отл-й 118)	55-57		
					красиковский	712		I ¹	128-130 (с вычетом ледник. отл-й 120)	60-65		
					покровский							
			акуловский (петропавловский)	787								
			золей- стоцен	верхнее		acN ₂ ³ -Q ₁ ¹ (погребенная долина и выполняющие ее отложе- ния)	70-85	34-39	129-149			
				нижнее	1 800							
			неогеновая	плиоцен	акчагыльский ярус, aN ₂ ²							
					киммерийский ярус, N ₂ ¹	5000						
				миоцен	понтический ярус, N ₁ ²				денудационный уровень высотой 180 м.		за пределами района иссле- дования	
					сарматский ярус, N ₁ ¹				денудационный уровень (отложения отсутствуют)			

К настоящему времени эти водораздельные равнины сглажены, практически плоские, слабо наклонные, местами слабо волнистые или холмистые. В большинстве случаев они сложены тремя горизонтами отложений общей мощностью 5-10 м. Нижнюю часть представляют собой пески времени наступания оледенения. Средняя часть представлена мореной, имеющей преимущественно суглинистый состав. Верхний слой образуют пески времени отступления ледника. Именно эти пески покрывают практически все водоразделы и пологие склоны, спускаясь до 105 м и образуя флювиогляциальные равнины времени отступления донского ледника (f,g Idn). Местами эти пески замещаются также песчаными, но с суглинистыми прослоями лимногляциальными осадками, поле распространения которых выделяется по данным бурения [Характеристика..., 2010] в северо-восточной части площадки.

На песчаной поверхности флювиогляциальных равнин, развитых, главным образом, на втором и третьем геоморфологических уровнях, наблюдаются замкнутые понижения изометричной, овальной формы, которые, возможно, имеют суффозионное происхождение. Пески местами перевеяны ветром в последующее время с образованием небольших холмов и гряд. Из-за отсутствия обнажений эоловый генезис некоторых этих форм предполагается. Возможно, что некоторые из них являются моренными, где песчаный покров отсутствует или имеет небольшую мощность. Рельеф, образованный постоянными водными потоками (реками) развит в пределах Монаковско-Кутринского и Окско-Мокшинского прогибов (см. рис. 3.12). Он представлен аккумулятивным рельефом поймы и эрозионно-аккумулятивным рельефом надпойменных террас. Все эти формы развиты в долинах рек Б. Кутра, Муромка, Куляковка и Монаковского ручья, и особенно широко распространяются в их устьевых частях.

Пойма наиболее широко развита в устьевой части долины Б. Кутры близ впадения в Оку. Ширина поймы здесь составляет 1 км, а в створе с устьевой частью р. Куляковки она увеличивается до 1,8 км. Высота поймы над Окой составляет 6-8 м, а над руслом Кутры 3-4 м. Пойма сложена песчано-суглинистыми от-

ложениями с прослоями илистых глин общей мощностью 15-18 м. Поверхность поймы неровная, изобилует многочисленными старицами, высохшими или с водой, прирусловыми валами; многочисленны замкнутые изометричные понижения – воронки, западины (рис. 3.14). Некоторые из них образуют прямолинейные цепочки, по которым выделены линеаменты. Глины уржумского горизонта здесь размыты, и под поймой местами близко к поверхности залегают карстующиеся гипсы и известняки. Ближе к левому склону воронок меньше, т.к. здесь мощность отложений увеличивается за счет неоген-четвертичных отложений, выполняющих погребенную долину.

Русло Б. Кутры образует крутые излучины, что может быть связано с растущей тектонической перемычкой между Клинским и Монаковским поднятиями. По долинам Монаковского ручья и р. Куляковки пойма сужена, но на ней также развиты многочисленные замкнутые понижения.

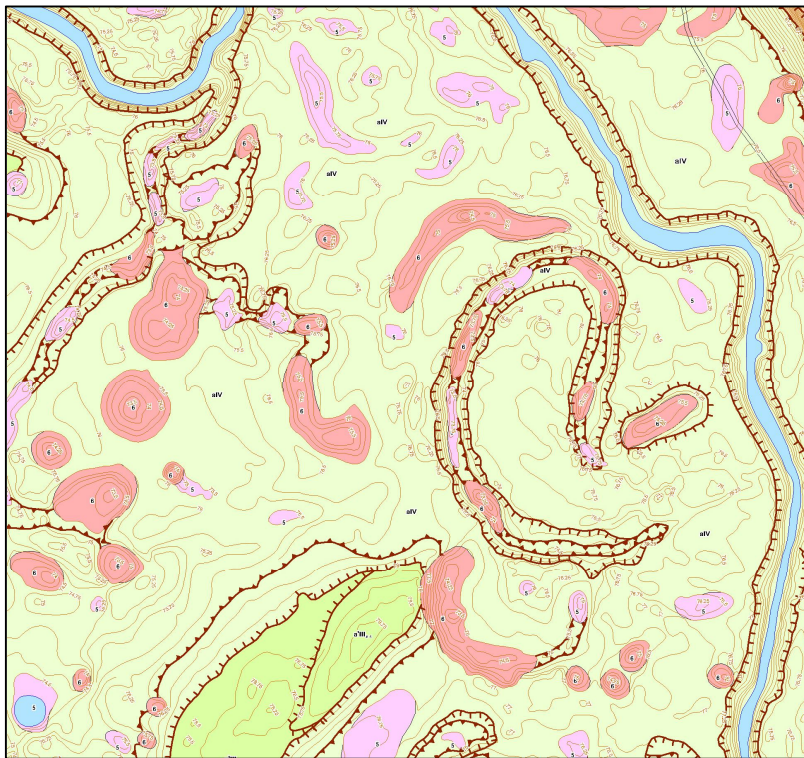


Рис. 3.14. Пойма р. Б. Кутры с многочисленными суффозионно-карстовыми формами.

В долине р. Оки, на участке под пос. Чудь, входящем в исследуемый район, высокая пойма имеет высоту 7-9 м, а низкая пойма – 4-5 м. В уресе реки здесь

местами обнажаются уржумские глины. Вдоль крутого склона долины протягивается притеррасное понижение глубиной 2-2,5 м. Прирусловые валы в виде развешанных песчаных грив возвышаются на 0,5-1 м над поверхностью поймы, несколько воронок приурочены к старицам. Возраст поймы голоценовый. С учетом мощности пойменных осадков голоценовый врез оценивается в 25-26 м.

Террасы широко развиты во всех долинах исследуемой территории. Выделяется 4 цикловых надпойменных террасы. Их образование связано с циклическими изменениями климата (чередование межледниковых и ледниковых эпох), сопровождающимися прерывистыми положительными тектоническими движениями. Возраст террас приведен в таблице (см. табл. 3.2). На карте названия горизонтов заменены цифрами.

Все террасы сложены аллювием, в составе которого преобладают пески серые или желтовато-серые, разномерные, с гравием и мелкой галькой, кварцевые. Они переслаиваются с суглинками и супесями [Характеристика..., 2010; Геологическая..., 1983]. При этом мощность аллювия примерно одинаковая – около 20 м. Высота террас повышается вверх по долинам рек и ручьев от их низовий, а абсолютные отметки поверхности увеличиваются в этом направлении. Ниже приводятся высоты террас Монаковского ручья и их изменения снизу вверх по течению.

Высота первой (I) террасы ($a^1\Pi_{1-2}$) 12-13 м. Абсолютные отметки ее поверхности увеличиваются от 80-82 до 88 м. Высота второй (II) террасы ($a^2\Pi_{3-4}$) 15-17 м, абсолютные отметки изменяются от 85-87 м до 100-105 м. Высота третьей (III) террасы ($a^3\Pi_{1-2}$) 20-25 м, абсолютные отметки поверхности изменяются от 93-95 до 105-110 м. Высота четвертой (IV) террасы ($a^4\Pi_{1-2}$) около 40 м, а абсолютные отметки увеличиваются от 115-116 м до 119 м. Третья и четвертая террасы на склонах долин расщепляются на ряд дополнительных уровней, высота которых отражает неравномерный рост Монаковского поднятия. Глубина вреза и скорость врезания русла Монаковского ручья (низовье р. Ока) в отдельные отрезки четвертичного периода различны.

На основании геологических и инженерно-геологических разрезов, а также высоты террас и мощности слагающего их аллювия установлены средние скорости поднятий по этапам развития рельефа. На основании относительной глубины цикловых врезов и их возраста вычислены средняя скорость врезания по этапам, которая может быть сопоставима со скоростью неотектонических поднятий (см. табл. 3.2).

За период образования третьего денудационного уровня второй половины раннего неоплейстоцена, продолжительность которого 53 000 лет, средняя скорость поднятия составляет 0,05 мм/год. За первую половину среднего неоплейстоцена (185 тыс. лет) скорость поднятия составляет 0,26 мм/год, за вторую половину среднего неоплейстоцена (115 тыс. лет) — 0,2 мм/год, за первую половину позднего неоплейстоцена (70 тыс. лет) — 0,3-0,36 мм/год, за вторую — 0,5-0,6 мм/год, за голоцен (10 тыс. лет) — 2,0-2,2 мм/год. Здесь и ниже продолжительность отдельных отрезков четвертичного периода приведена по Б.А. Борисову [Борисов, 2007].

Вследствие отсутствия данных по глубине врезов трех денудационных ступеней (педиментов) рассчитаны средние суммарные скорости поднятий.

Согласно первому денудационному уровню начала первой половины раннего неоплейстоцена (787000 лет), средняя скорость поднятия составляет 0,016 мм/год. Согласно второму денудационному уровню конца первой половины раннего неоплейстоцена (712 000 лет), средняя скорость поднятия составляет 0,017 мм/год. Согласно третьему денудационному уровню начала второй половины раннего неоплейстоцена (621 000 лет) средняя скорость поднятия составляет 0,02 мм/год. Для третьего уровня рассчитана поэтапная скорость поднятия за 53 000 лет, которая составила 0,05 мм/год (см. выше).

Рельеф, образованный временными потоками, развит как на склонах поднятий, так и в их осевых частях на водоразделах. Он представлен оврагами и ложбинами. Овраги развиты на всех склонах плато и речных долин. Наиболее крупные из них выделяются на склонах, сопряженных с долинами Монаковского ручья и р. Муромки. Их длина составляет 1-1,5 км, реже 2 км (овраг на склоне доли-

ны Муромка). В большинстве случаев они прямолинейны и имеют разветвленные верховья, внедряющиеся в поверхность плато. Здесь их продолжают пологие ложбины.

Продольные профили оврагов в целом относительно пологие, падение тальвегов 1-2 м на 100 м. В тальвегах наблюдаются ступени, связанные с выходом более плотных пород, а также суффозионные западины и суффозионно-карстовые воронки. Поперечные профили V-образные и U-образные, крутосклонные. Причем, склоны отчетливо отделяются от днищ. Наибольшая глубина врезов оврагов до 10 м характерна для средней их части, особенно в местах примыкания к Монаковской линеаментной зоне или стенкам отрыва древних и современных оползней. Здесь некоторые овраги имеют подвешенные тальвеги. Это овраг у южного конца пос. Монаково, а также овраг на склоне р. Куляковки. Наиболее глубокие овраги прорезают покровные ледниковые и водноледниковые отложения и кровлю глин уржумского яруса. На крутых склонах оврагов местами развиты оползни. В приустьевых частях оврагов развиты небольшие узкие наклонные площадки террас, которые сочленяются с террасами, развитыми в долинах ручья Монаковского и речек Б. Кутра, Куляковка и Муромка. Овраги прорезают поверхности террас и открываются на пойму. Нижние части оврагов в поселках подпружены дамбами с образованием прудов. Большая часть оврагов заросла лесом.

Прямолинейность некоторых оврагов, отдельных их участков, а также выдержанная ориентировка (например, северо-восточная у оврагов на склонах Муромского ручья и р. Муромки) позволяет приурочивать их к линеаментам.

Возраст оврагов - от среднего неоплейстоцена (они прорезают ледниковый комплекс отложений, и в них развита IV среднеплейстоценовая терраса) до позднеплейстоцен-голоценового.

Помимо оврагов развиты многочисленные ложбины. Они представляют собой еле заметные линейные понижения, с пологими склонами, сливающимися с плоскими днищами. Часто на поверхности они выделяются с трудом, только по более влажной темной растительности, но лучше всего они выражены на топографических картах масштаба 1:2 000. В отличие от оврагов продольные профили

ложбин очень пологие, почти горизонтальные. Прямолинейность некоторых ложбин, как и оврагов, является признаком выделения по ним линеаментов, предполагая, что ложбины отражают трещиноватость четвертичных отложений. На дне многих ложбин обоих типов часты пологие замкнутые суффозионные (?) понижения, блюдца, иногда более глубокие карстово-суффозионные воронки. При слиянии ложбин часто образуются замкнутые западины, являющиеся участками фильтрации поверхностных.

Рельеф склонов. Склоны занимают большую часть исследуемой территории. Они отражены на картах разного масштаба сгущением горизонталей. При этом часто создается ложное представление об их значительной крутизне. Однако профили, проведенные по склонам, в большинстве случаев пологие, соответствующие крутизне в первые градусы. Лишь склоны оврагов достаточно крутые – 30-40°.

Почти на всех склонах выделяется целый ряд локальных линейных структурно-геоморфологических форм - перегибов от относительно крутых участков склонов к относительно более пологим или иначе – выпуклых, образующих «бровки», и вогнутых, образующих тыловые швы. Эти перегибы склонов отражают неравномерный «пульсирующий» процесс развития поднятия.

Склоны большей частью выработаны на флювиогляциальных отложениях времени отступления донского ледника и покрыты делювиальными отложениями, имеющими песчано-суглинистый состав в результате смыва водноледниковых песков, суглинков морены и уржумских глин. Многочисленны пологие ложбины стока. Возраст склонов от раннего неоплейстоцена до голоцена включительно (f,d I-IV).

В нижних частях склонов развит оползневой рельеф. Особенно широко развиты оползни на склонах долин Б. Кутры, Куляковки, Монаковского ручья и на склоне р. Оки в районе пос. Чудь. Для развития оползней здесь имеются все условия: глинистые коренные породы, относительно крутые, а по Оке крутые склоны, подмыв склонов ручьями и реками, достаточное количество атмосферных осадков, нарушенность отложений трещинами-линеаментами. В рельефе склонов от-

четливо выражена стенка отрыва оползневых масс (см. рис. 3.13), протягивающаяся от долины р. Оки вдоль левого склона Б. Кутры, переходящая затем на склоны Куляковки и далее тянущаяся по левому склону Монаковского ручья. Гипсометрически она приурочена к определенным абс. отметкам – от 118 м на севере до 100-110 на юге, так что она постепенно снижается к руслу Монаковского ручья. Ручей Куляковка и некоторые овраги в верховьях Монаковского ручья прорезают эту стенку, а некоторые овраги, как указывалось выше, оканчиваются на ней, являясь подвешенными. Б.А. Гантов связывает эту стенку отрыва со смещением древних громадных оползневых блоков уржумских отложений к руслу погребенной палеодолины позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста ($N_2^3-Q_1$) [Характеристика..., 2010].. Подошва отложений уржумского яруса смещена в районе устьев Куляковки, Монаковского ручья и Б. Кутры процессами оползания с 80 м абс. высоты до 40 м. Древние оползни погребены под аллювиальными отложениями и более молодыми оползневыми телами.

Стенка отрыва местами имеет циркообразную форму, местами она прямолинейна, преломляясь на отдельных участках. Она обновлена в четвертичное время. На правом склоне Куляковки в свежей стенке отрыва местами обнажаются уржумские глины и перекрывающие их флювиогляциальные пески и морена. Практически на всем ее протяжении к ней приурочены многочисленные оползни позднеплейстоцен-голоценового возраста. Местами сползает делювиальный покров, а местами оползнями захвачены и коренные породы. Оползневые тела имеют холмисто-западинный рельеф. Вдоль стенки отрыва развиты «заколы» - тыловые швы оползневых тел, хорошо выраженные в рельефе (рис. 3.15, см. рис. 3.13).

К ним приурочены эрозионные ложбины, замкнутые суффозионные понижения и карстовые воронки. Прямолинейность тыловых швов, как и стенок отрыва, видимо, обусловлена трещинами-линеаментами.

Таким образом, средние скорости поднятий по этапам развития рельефа увеличивается от раннего неотектонического этапа к современному. На основании относительной глубины цикловых врезов и их возраста вычислены средняя

скорость врезания по этапам, которая может быть сопоставима со скоростью неотектонических поднятий (см. табл. 3.2).

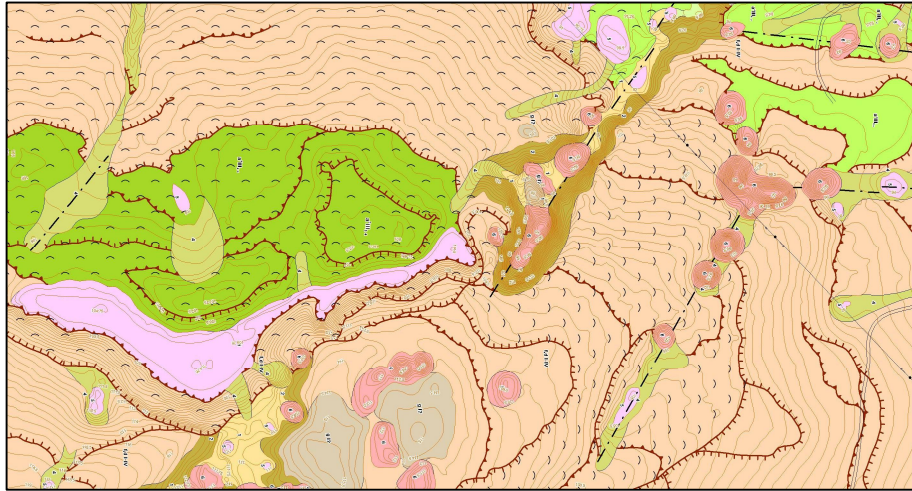


Рис. 3.15. Стенка отрыва оползневого тела с трещинами – заколами и западинами (розовый цвет) вдоль нее. К трещинам–линеаментам приурочены цепочки воронок.

За период образования третьего денудационного уровня (53 000 лет) средняя скорость поднятия составляет 0,4 мм/год. За первую половину среднего плейстоцена (185 тыс. лет) — 0,26 мм/год. За вторую половину среднего плейстоцена (115 тыс. лет) — 0,2 мм/год, за первую половину позднего плейстоцена (70 тыс. лет) — 0,3-0,36 мм/год, за вторую — 0,04-0,06 мм/год, за голоцен (10 тыс. лет) — 2,2-2,4 мм/год. Таким образом, с течением времени в рамках неоплейстоцена наблюдается увеличение средней скорости деформаций. Особенно она повышена в первой половине среднего плейстоцена и в голоцене. Следствием увеличения скорости поднятий является активизация экзогенных процессов и, в частности, карстово-суффозионных. Это подтверждается увеличенным количеством воронок на пойме и на первой террасе.

Суффозионно-карстовый рельеф и история его развития. Анализ пространственно-временных закономерностей развития карстовых форм основывается на изучении структурно-геоморфологических условий. Изучена площадь размером 50 км². В ходе исследований изучено распределение всех замкнутых отрицательных форм рельефа глубиной более 1 м. Для этого выявлялись все воронки, западины предположительно суффозионного, суффозионно-карстового или неясного происхождения. Очевидно, что некоторые из них могут иметь и чисто суфф-

фозионную, и полигенетическую природу. Всего в исследуемом районе выявлено 1239 понижений различного диаметра и глубины (табл. 3.3.).

Табл. 3.3. Развитие суффозионно-карстовых форм в зависимости от рельефа.

Тип суффозионно-карстовых форм		Формы рельефа																				Всего			
		Овраги			Овражные террасы	Ложбины			Линеаменты	Пойма		I терраса		II терраса		III терраса		Поверхность IV террасы	Эрозионно-денудационные уровни и их абс. высоты (м)				Оползни		
		Устье	Средняя часть	Верховье		Устье	Средняя часть	Верховье		Тыловой шов	Поверхность	Тыловой шов	Поверхность	Тыловой шов	Поверхность	Тыловой шов	Поверхность		Поверхность I уровень, 130-128	Поверхность II уровень, 127-125	Поверхность III уровень, 120-116		Тыловой шов	Оползневое тело	Склоны уровней и террас
Впадины	КОЛ-ВО	24	68	23	4	32	132	25	26	63	266	12	98	3	11		4	9	36	62	152	38	53	95	1236
	%	1.94	5.5	1.86	0.32	2.59	10.68	2.02	2.1	5.1	21.5	0.97	7.93	0.24	0.89		0.32	0.73	2.91	5	12.3	3.07	4.29	7.69	100
Воронки	КОЛ-ВО	5	14	8	2	14	19	12	9	85	93	11	48	4	6	1			1	1	26	31	33	33	456
	%	1.1	3.07	1.75	0.44	3.07	4.17	2.63	1.97	18.64	20.39	2.41	10.53	0.88	1.32	0.22			0.22	0.22	5.7	8.11	7.24	7.24	100

Для изучения структурно-геоморфологических условий развития карста, было проанализировано распределение воронок по различным геоморфологическим уровням. Для каждого геоморфологического уровня рассчитаны показатели плотности поверхностных карстовых форм. Отдельно анализировались воронки, образовавшиеся в оврагах, прорезающих различные геоморфологические элементы. Результаты обработки данных приведены в таблице (см. табл. 3.3).

По структурно-геоморфологической карте (см. рис. 3.14) анализировалась приуроченность воронок к тем или иным элементам рельефа (поверхность, склон, прибровочная часть и тыловой шов речных террас и эрозионно-денудационных уровней, тыловые швы оползневых тел, русла постоянных и временных водотоков, старицы, ложбины).

В Монаковском районе проведен анализ связи воронок и впадин с выделенными линеаментами. Схема расположения воронок на исследуемой территории приведена на рисунке (рис. 3.16).

Среди многочисленных отрицательных форм широко развиты два типа: воронки и впадины (см. табл. 3.3). К воронкам относятся преимущественно изометричные формы разных размеров, глубина которых превышает 2 м, а к впадинам –

многочисленные формы глубиной 0,5-2 м, многие из которых овалы, удлиненные, но есть и изометричные.

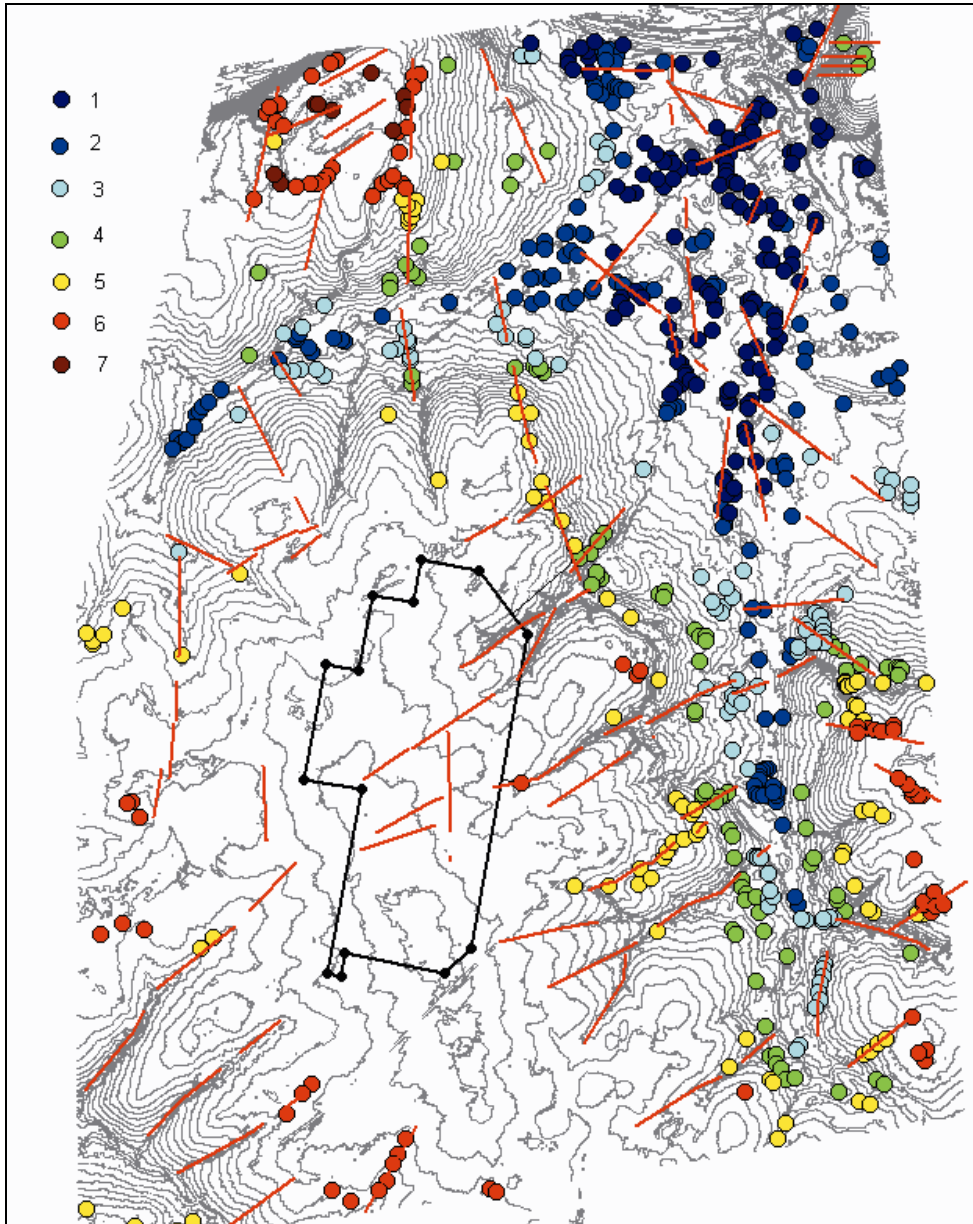


Рис. 3.16. Пространственное распределения воронок и впадин на территории, прилегающей к площадке АЭС. 1-5 – воронки, расположенные в пределах долин: 1) на пойме, 2) на I-й террасе, 3) на II-й террасе, 4) на III-й террасе, 5) на IV террасе; 6-7 воронки, расположенные в пределах флювиогляциальной равнины: 6) на III эрозионно-денудационном уровне; 7) на II эрозионно-денудационном уровне. Красные линии – линеаменты.

Вслед за Б.А. Гантовым считается, что образование как тех, так и других вызвано суффозионно-карстовыми процессами. Основанием участия суффозии является песчаный состав флювиогляциальных, аллювиальных отложений, а также наличие песков и песчаников в составе уржумских и татарских отложений.

Кроме того, значительная раздробленность и трещиноватость покрывающих пород, фиксируемая бурением и геофизикой, также способствует этому процессу. Среди всех отрицательных форм преобладают впадины – 1236, тогда как воронок насчитывается 456 (см. табл. 3.3). Длина впадин колеблется от 3-5 до 100-400 м. У воронок наибольший диаметр превышает 100 м, а глубина – 6-7 м. Наибольшее количество впадин и воронок развито на поймах р. Ледь, Б. Кутра, Куляковка и Ока, причем, как на поверхности, так и в тыловых швах, что объясняется близким залеганием карстующихся пород, перекрытых песчаным современным и древним аллювием.

Возможно, что здесь многие формы приурочены к отмершим старицам, в которых периодически в паводки скапливается вода. Значительное количество впадин разных размеров и меньшее количество воронок развито на днищах полого наклонных слабо врезанных ложбин и более глубоких оврагов на всем их протяжении, что доказывает участие суффозии в образовании отрицательных форм. Поздненеоплейстоцен-голоценовые оползневые тела с особым бугристо-западинным рельефом и понижениями-трещинами в присклоновых тыловых частях, с нарушенной структурой и текстурой отложений также характеризуются широким развитием впадин и воронок. Они также приурочены к участкам повышенной нарушенности и проницаемости склонов, протягивающимся вдоль стенок отрыва древних оползней. С повышением абсолютной высоты рельефа количество впадин и воронок уменьшается. Шире всего они развиты на более низком III ранненеоплейстоценовом уровне, возможно, еще связанного с погребенными долинами Куляковки, Леди и Б. Кутры.

Вместе с тем, высокая водораздельная поверхность, на которой расположена площадка АЭС, в целом, по сравнению с долинными участками, не поражена карстово-суффозионными формами. Анализ приведенных рисунков и таблицы показывает, что на наиболее приподнятых I и II эрозионно-денудационных уровнях флювиогляциальной равнины отрицательные формы практически отсутствуют, за исключением участка в северной части территории, в районе деревни Чудь, где на II уровне с абсолютными отметками 125-126 м встречены 6 воронок.

По данным предыдущих исследований [Характеристика..., 2010], образование этих воронок связано со специфическими инженерно-геологическими условиями. Здесь в результате подмыва берега р. Окой произошла голоценовая активизация древних неоген-четвертичных оползней, что привело к активному развитию эрозионных процессов, быстрой деструктуризации уржумской глинистой толщи и формированию специфического карстово-овражного рельефа. Воронки приурочены к тыловым швам оползня и к оврагам, размывающим оползневое тело. Остальные воронки приурочены к долинному комплексу и периферийной части наиболее низкого III-го уровня флювиогляциальной равнины с абсолютными отметками 120-125 м.

Развитие карстово-суффозионных процессов наблюдается только на территориях с абсолютными отметками ниже 125 м. В основном эта территория приурочена к древней палеодолине, отраженной на карте подошвы четвертичных отложений (рис. 3.17).

В таблице приведено распределение плотности поверхностных форм по геоморфологическим уровням (см. табл. 3.3). Наиболее поражена суффозионно-карстовыми процессами пойма. По мере повышения абсолютных отметок (и, соответственно, увеличения возраста) террас и эрозионно-денудационных уровней их пораженность карстовыми формами закономерно снижается. Так на III террасе плотность поверхностных форм снижается в 3,5 раза до значения 14,4 воронки на кв. километр, а на III уровне флювиогляциальной равнины этот показатель снижается по сравнению с поймой в 12,5 раз и составляет 4 шт./км².

Некоторое повышение плотности закарстованности на IV террасе связано, очевидно, с приуроченностью к ней тыловых швов (стенок отрыва) древних неоген-четвертичных оползневых тел, фиксируемых на исследуемой территории. Известно, что тыловые швы древних оползней, развитых на склонах переуглубленных долин являются участками повышенной нарушенности и проницаемости геологической среды, что обуславливает приуроченность к ним карстово-суффозионных процессов. Из таблицы видно, что большинство воронок приурочено к тыловым швам и перегибам склонов речных террас и уровней.

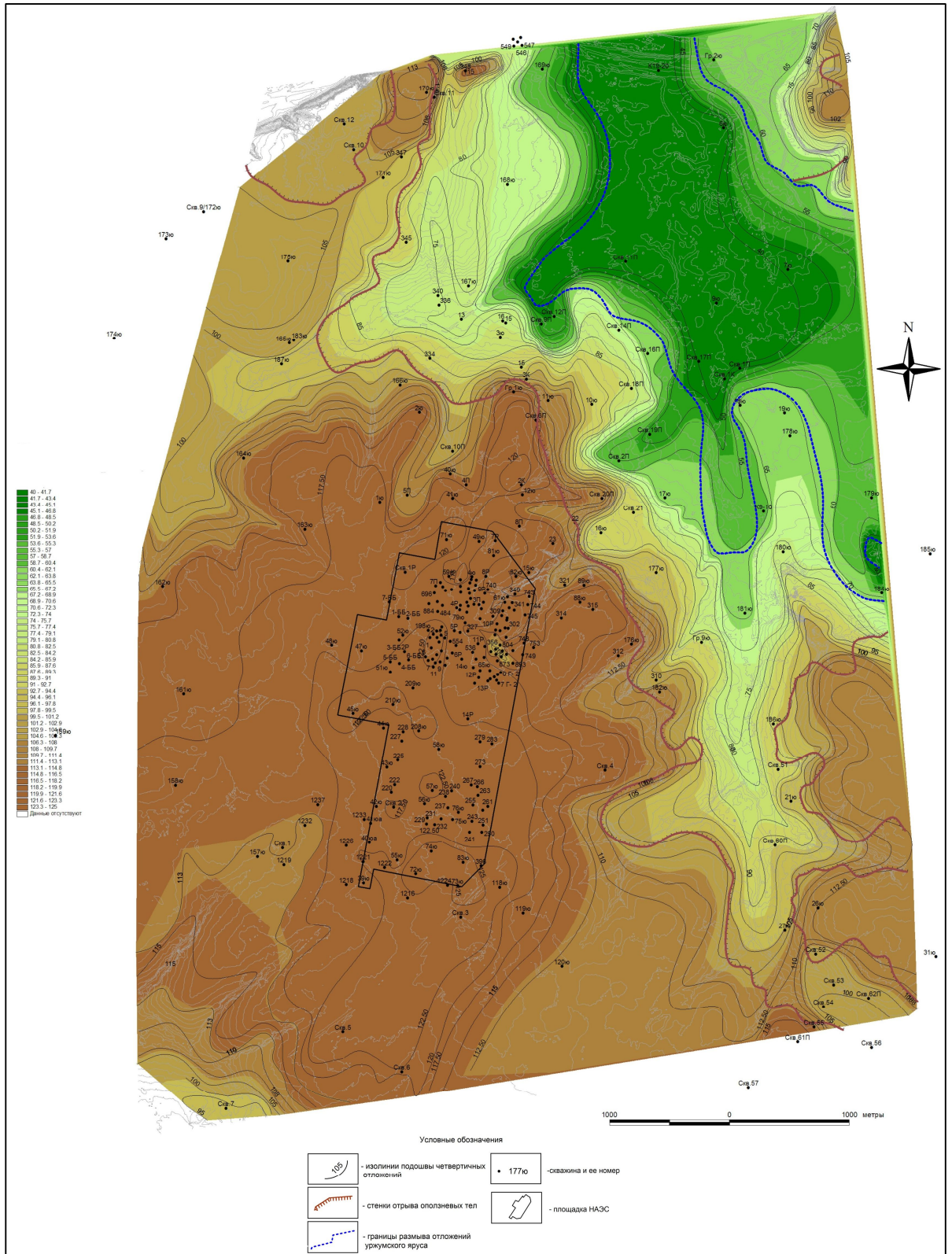


Рис. 3.17. Подошва четвертичных отложений Монаховского района. В восточной части расположена позднеплиоцен-раннеплейстоценовая долина.

Несколько меньшее количество воронок, около приурочено к руслам водотоков, старицам и ложбинам. Приуроченность воронок к остальным элементам

рельефа незначительна. На пойме и первой террасе воронки приурочены более или менее равномерно ко всем элементам рельефа – поверхностям, тыловым швам, старицам и руслам (склоны и прибровочные участки здесь выражены слабо). В пределах II-IV речных террас воронки приурочены к тыловым швам, при этом на остальных элементах рельефа их мало. На III эрозионно-денудационном уровне воронки приурочены в основном к прибровочным участкам и склонам. Это можно объяснить деструктивным влиянием врезанных речных долин. Распределение карстовых воронок на II денудационном уровне, как уже упоминалось выше, полностью связано с формированием карстово-овражного рельефа в пределах активизированного древнего оползневого тела. На I денудационном уровне воронки и понижения природного происхождения отсутствуют.

Суффозионно-карстовые формы приурочены к Монаковской субмеридиональной линеamentной зоне (см. рис. 3.12) и к другим линеamentам северо-восточного простирания. При этом линейно вытянутые цепочки отрицательных форм преимущественно приурочены к линеamentам.

Отрицательные формы, приуроченные к линеamentам, пересекают различные геоморфологические уровни и разные элементы рельефа. Геоморфологическое положение воронок в данном случае играет подчиненную роль, основная же причина их образования связана, скорее всего, с повышенной трещиноватостью и проницаемостью пород характерных для линеamentов.

Исследования временных закономерностей развития суффозионно-карстовых форм – крайне сложная задача, что связано, прежде всего, с отсутствием точных данных о времени образования абсолютного большинства исследованных воронок. Исключение составляют единичные провалы, зафиксированные в ходе изысканий для строительства Нижегородской АЭС, и примерно 25 молодых воронок, время образования которых принято в пределах последних 50 лет [Характеристика..., 2010]. В пространственном распределении молодых воронок и свежих провалов, учитывая их небольшое количество (по сравнению с общим количеством карстовых форм), выявить четкие закономерности пока не представляется возможным.

Если рассматривать закономерности образования карстовых форм в масштабах геологического времени, имеющиеся данные позволяют предположить существенную активизацию суффозионно-карстовых процессов в позднем плейстоцене и голоцене, на что четко указывает рост плотности поверхностных карстовых форм по мере уменьшения возраста формирования геоморфологических уровней.

Таким образом, в исследуемом районе поднятия возникли только в раннем плейстоцене. Рост поднятия сопровождался формированием на его склонах эрозионно-денудационных ступеней - поверхностей выравнивания. Во вторую половину раннего плейстоцена они были перекрыты ледником донского оледенения, оставившего водноледниковые или флювиогляциальные отложения и морену на их поверхности. В среднем и позднем плейстоцене рост поднятия продолжался. В результате этого, а также изменений климата (чередование ледниковых и межледниковых эпох) были образованы эрозионно-аккумулятивные террасы (IV, III, II и I террасы) в долинах Муромского ручья, Куляковки, Муромки и, конечно, Оки. Древние позднеплиоцен-раннеплейстоценовые отложения древней сети были погребены. В голоцене врезы рек увеличились, стали образовываться поймы рек, формирование которых в виде аккумуляции пойменных осадков, продолжается и в настоящее время.

Рост поднятий на протяжении среднего, позднего плейстоцена и в голоцене (см. раздел 4), сопровождался появлением трещин в отложениях – линеаментов, линеаментных зон, продолжающимся врезанием рек и, следовательно, понижением базисов эрозии, особенно Оки, ведущим к понижению уровня грунтовых вод. Все эти процессы являются причиной активизации суффозионно-карстовых процессов в настоящее время, особенно на низких поверхностях пойм, террас, в тальвегах оврагов. Эти элементы рельефа, а также нижние части склонов Монаковского поднятия палеодолины характеризуются повышенной экзогенной и тектонической трещиноватостью. Карстово-суффозионные процессы особенно усиленно развиваются в пределах древней погребенной палеодолины.

История развития рельефа разделяется на два основных этапа – 1) доновейший и 2) новейший.

1) Доновейший этап, в свою очередь, распадается на несколько подэтапов, важных с точки зрения дальнейшего их влияния на современный рельеф и, в частности, на образование суффозионно-карстовых форм. Это доуржумский, уржумский и послеуржумский подэтапы. В доуржумский подэтап в сакмарский век (P_{1s}) образовалась толща гипсов и ангидритов мощностью более 60 м. В течение длительного временного (7-8 млн. лет) и стратиграфического перерыва между сакмарским и казанским веками (отсутствуют артинский, кунгурский, уфимский ярусы) обнаженная поверхность гипсов была закарстована с образованием воронок и более крупных форм – котловин, как это известно по соседнему г. Держинск, где эти формы достаточно детально изучены [Макаров и др., 1998; Асеев, 1959]. Осадкообразование возобновилось в раннеказанский век, но было не продолжительным, когда образовались сравнительно маломощные (10-15 м) известняки и доломиты ($P_2 kz_1$). В наступивший новый перерыв осадкообразования, охвативший вторую половину казанского века (отложения этого времени $P_2 kz_2$ отсутствуют), в континентальных условиях поверхность нижеказанских известняков и доломитов была выветрена, разрушена до доломитовой муки, расчленена трещинами и также закарстована.

В уржумский подэтап на территории исследованного района существовал внутриконтинентальный «морской» бассейн, в котором в условиях жаркого и засушливого климата отложилась пачка, состоящая из плотных красноцветных глин, с прослоями песчаников, алевролитов, местами гипсов (P_{2ur}) мощностью 50-60 м. Эти отложения перекрыли закарстованные поверхности гипсов и известняков. В конце перми в герцинскую фазу тектогенеза отложения были дислоцированы с образованием складок разного размера.

В послеуржумский подэтап, который продолжался длительное время (150-180 млн. лет) в течение всего мезозоя и до новейшего времени (позднего олигоцена), территория представляла собой сушу, где происходило разрушение рельефа и его выравнивание. Трансгрессии юрского и мелового морей сюда не дошли (осад-

ки отсутствуют). В это время формировалась поверхность выравнивания (пенеплен), остатки которой известны на Токмовском поднятии. Кровля уржумских отложений выветривалась, разрушалась, становилась трещиноватой. Поверхностные воды, проникая внутрь толщи, достигали карстующихся пород, вследствие чего карст продолжал развиваться на глубине.

2) Новейший тектонический этап охватывает 35-40 млн. лет с позднего олигоцена до настоящего времени. Особенно интенсивное поднятие имело место в начале плиоцена (начавшиеся тектонические движения имели дифференцированный характер, что привело к образованию поднятий и сопряженных прогибов); оно сопровождалось понижением базисов эрозии – уровня Каспийского и Черного морей, вызванным климатическими причинами. Образовались относительно глубокие речные долины, которые затем в позднем плиоцене и начале раннего плейстоцена были заполнены аллювиальными и гравитационными (оползневыми или деляпсивными) отложениями (a, dsN₂³–Q₁).

На территории исследуемого района глубокие погребенные долины существуют в долинах Монаковского ручья, Б. Кутры, Оки. Погребенный рельеф представлен на карте подошвы четвертичных отложений (см. рис. 3.17) и на геолого-геоморфологических разрезах (см. рис. 3.13). Древняя долина вскрыта бурением по Монаковскому ручью и продолжается на юг по долине р. Леди в Серезинский прогиб. Ее дно находится ниже современного русла почти на 40 м и понижается с абсолютных отметок 40-45 м до 35 м в низовьях, у впадения в р. Оку. Погребенный тальвег Оки также находится на этой же высоте. Погребенная долина на большей части своего протяжения уничтожила глинистые отложения уржумского яруса, вскрыв карстующиеся породы.

По данным бурения, долина выполнена аллювиальными песками, желтовато-коричневыми, разномерными, с редкими прослоями глин. Мощность аллювия около 10 м, а вместе с оползневыми образованиями в присклоновых частях долины мощность отложений увеличивается до 30 м. Оползневые тела представлены блоками раздробленных пород уржумского горизонта и карстующихся пород сакмарско-казанского горизонтов. Возраст долины определяется условно и

отнесен к позднему плиоцен-ранненеоплейстоцену ($N_2^3-Q_1$). Однако не исключен ее ранненеоплейстоценовый возраст, относящийся ко времени мучкапского межледниковья-окского ледниковья, когда во многих речных долинах центральных областей Европейской России формировалась ныне погребенная венедская свита аллювия.

Неотектонические поднятия, прогибы и линеаменты установлены на основании изучения рельефа, новейших отложений и зональности экзогенных процессов. Пространственно-временных закономерностей развития новейших структур и этапов развития рельефа отражены на структурно-геоморфологической карте и геолого-геоморфологических разрезах к ней (см. рис. 3.12, 3.13).

Неотектонический этап в исследуемом районе начался с дифференцированных движений, приведших к заложению палеодолины и накоплению в ней аллювиальных и коллювиальных отложений позднеплиоцен-ранненеоплейстоценового возраста. К этому времени относится образование трех раннечетвертичных эрозионно-денудационных уровней, которые затем были перекрыты флювиогляциальными отложениями и мореной донского ледника. К первой половине среднего плейстоцена относится образование высокой и самой древней, IV надпойменной террасы. В средне-позднеплейстоцен-голоценовое время сформировались три цикловые террасы и пойма. Их образование связывается с развитием рр. Куляковки и Бол. Кутры и Монаковского ручья, которые преобразовали рельеф сообразно неотектоническим деформациям.

С целью характеристики структурных форм проанализированы геоморфологические уровни и их пространственно-временные закономерности развития.

Эрозионно-денудационные уровни ранненеоплейстоценового возраста и средне-позднеоплейстоценовые эрозионно-аккумулятивные террасы, отражающие неравномерную эволюцию поднятий и прогибов, обобщены с помощью изогипс. Они проводились по их бровкам (см. рис. 3.12). Всего выделено семь разновозрастных и разнородных уровней: самый высокий первый уровень 130 м (120 м), второй уровень 125 м (118 м) и третий уровень 120 м (116). В скобках приводится абсолютная высота изогипс с вычетом мощности ледниковых отло-

жений. Бровка четвертой террасы отвечает изогипсе 117 м. Бровка III террасы отмечается разными по высоте изогипсами, связанными с приуроченностью террасы к разным частям долины. В верхней (южной) части Монаковского ручья изогипса бровки террасы 105 м, в северной, в устьевой части рр. Куляковки, Б. Кутры и Монаковского ручья, она снижена на 10 м и соответствует 95 м. Вторая терраса так же неодинакова по высоте. В южной части ей отвечает изогипса 102 м, в северной части – 85 м. Изогипса I террасы в южной части Монаковского руч. не показана, поскольку почти сливается с поймой. В северной части она распространена довольно широко. Здесь она находится на высоте 80 м. Высота изогипс немного, но отличаются от высот поверхностей, приведенных в таблице (см. табл. 3.2). Это связано с тем, что они несколько обобщают высоту уровней в связи с эрозионным расчленением рельефа: оврагами, ложбинами и т.д.

Пространственно-временные закономерности образования уровней, отображенные разными по высоте и по возрасту изогипсами, позволяют выделить Монаковское (Мнк), Филинское (Флн) и Клинское (Клн) поднятия и Монаковско-Кутринский прогиб (М-К). Согласно структурно-геоморфологическим разрезам, они рассматриваются как локальные структурные формы изгибного характера (см. рис. 3.13).

Монаковское поднятие, как структурная форма, объединяет в себе две возвышенности, которые разъединены долиной р. Куляковки. По этой реке выделена одноименная линеamentная зона. Монаковское поднятие на востоке сопряжено с Монаковско-Кутринским прогибом, который наследуется долиной Монаковского ручья и долиной р. Б. Кутра. В исследуемом районе Бол. Кутра представлена только своей устьевой частью.

Согласно структурно-геоморфологической карте и геолого-геоморфологическим разрезам, Монаковско-Кутринский прогиб состоит из двух несколько различающихся по форме отрицательных структур (см. рис. 3.12, 3.13). Северная часть Монаковско-Кутринского прогиба имеет линейную форму, а в южной части он приобретает овальную форму. К ней приурочены устья р. Б. Кутры, Куляковки и Монаковского ручья. В его центральной части посреди поймы

сохранился останец первой террасы. По периферии овального прогиба развиты глубокие оползни, образование которых связывается с переуглубленной дочетвертичной долиной, вскрывшей подошву отложений уржумского яруса средней перми.

Сопряженный склон Монаковского поднятия и Монаковско-Кутринского прогиба отображен сближенными изогипсами 120 и 117 м. К нему тяготеют древние, глубокого заложения и средне-позднелепистоценовые приповерхностные оползни (оплывины). По данным бурения самое глубокое положение тальвега позднеплиоцен-раннелепистоценовой долины находится на 33 м (северная часть Монаковско-Кутринского прогиба) (см. рис. 3.17). Максимальная высота первого денудационного уровня 120 м. С учетом мощности водно-ледниковых отложений она составляет 130 м. Разница высоты составляет 87-90 м на расстоянии 3 км (30/км). Таким образом, на километр расстояния эрозионно-тектоническое превышение составляет 30 м за позднеплиоцен-голоценовое время.

В исследуемый район входят также небольшие фрагменты (участки) склонов Клинского и Филинского поднятий. Филинское и Клинское поднятия по большей части находятся за пределами исследуемого района.

Соотношение новейших структур с герцинскими можно рассмотреть следующим образом.

На основании базы данных, созданной по скважинам, построена карта подошвы отложений уржумского яруса (рис. 3.18). На тех участках, где эти отложения отсутствуют вследствие врезания палеодолины, подошва их была реконструирована. В итоге вырисовалась синклираль (прогиб) СВ-ЮЗ простирания, ядро которой представлено мульдой. Отметки подошвы мульды изменяются от минимальных 55 м в центре до 75-80 м на периферии синклинали (северо-западе и юго-востоке). Амплитуда синклинального прогиба составляет 25 м. Градиент деформаций составляет 0,008, что почти в два раза превышает допустимые значения, согласно нормативным документам. В районе пос. Мартюшиха подошва уржумского яруса опускается с 80 м до 62, 2 м.

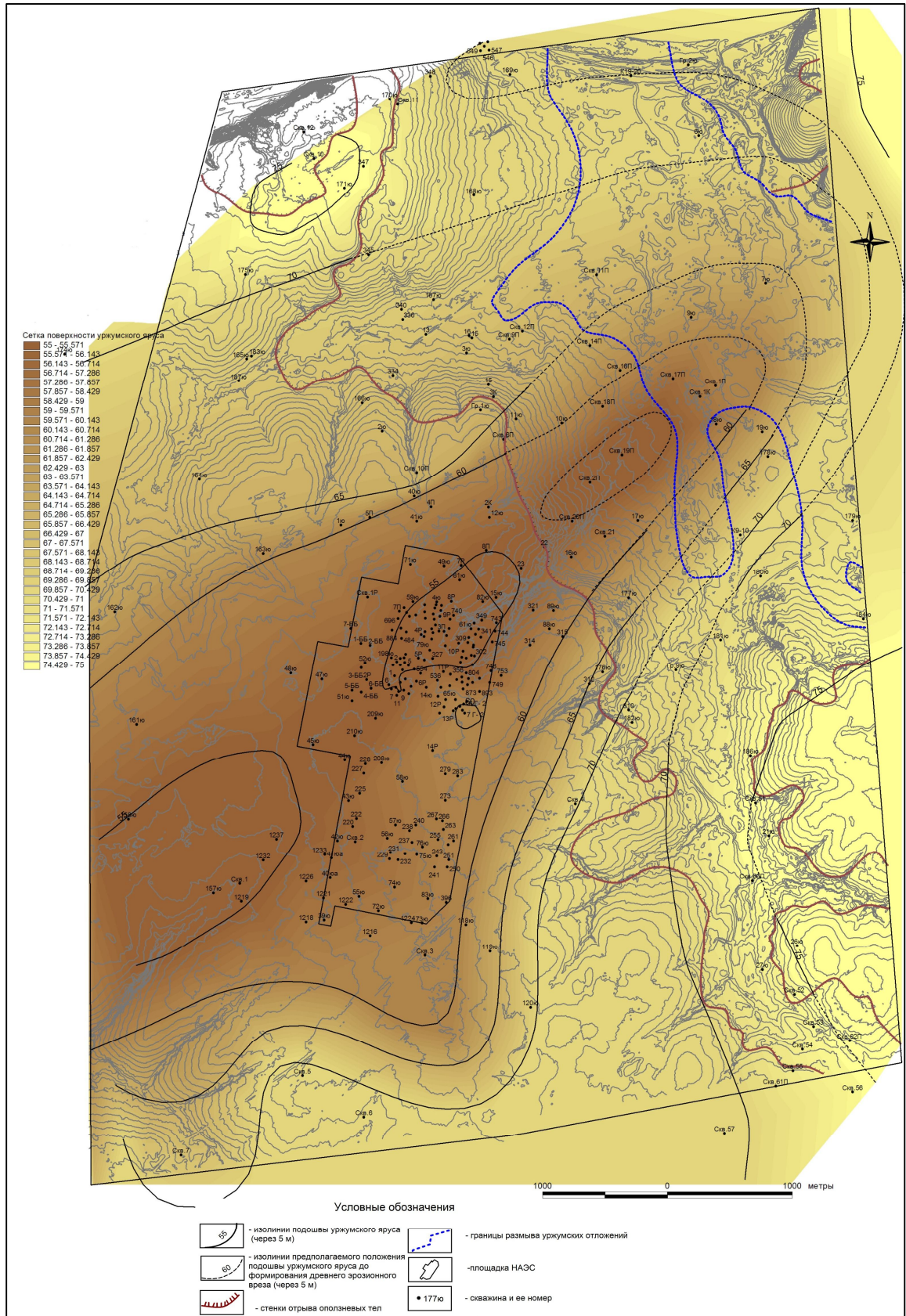


Рис. 3.18. Подошва отложений уржумского яруса средней перми.

Понижение связывается с существованием локальных переуглубленных дочетвертичных врезов, заполненных оползневыми массами. Не исключено, что эти врезы наследуют узкую локальную синклиналь, вытянутую косо по отношению к простирацию Монаковского поднятия. Монаковская линейно-ментная зона наследует это аномальное понижение.

В подошве уржумских отложений отсутствует всякое проявление разрывных нарушений, что позволяет сделать вывод об отсутствии условий для их формирования. Возможно, что градиент деформации подошвы (0,008) не является предельным для прочности пород.

Над синклиналию ЮЗ-СВ простираания формируется обращенное Монаковское поднятие субмеридионального простираания. Косое их расположение относительно друг друга может привести к образованию левосдвиговых напряжений растяжения, которые создают условия для развития открытой трещиноватости и усиления суффозионных процессов.

Это связано с тем, что происходит как бы поворот структур против часовой стрелки и трещиноватость северо-восточного и субмеридионального простираания становится приоткрытой. Поворот подтверждается GPS наблюдениями [Технический ..., 2011].

Таким образом, согласно структурно-геоморфологическим разрезам неотектонические структуры: Монаковское, Филинское и Клиновское поднятия и Монаковско-Кутринский прогиб – все они относятся к категории неразрывных, осложняющих региональное Павловское поднятие. Градиент деформаций уржумских отложений, равный 0.008, не привел к образованию тектонических разрывов с нарушением сплошности пород. В этой связи нет оснований рассматривать неотектонику территории с позиции разрывной. При этом несогласное или, точнее, косое соотношение простирааний герцинской синклинали и новейшего субмеридионального поднятия, формирующегося в условиях напряжений растяжения, создает условия для возникновения сдвиговых напряжений.

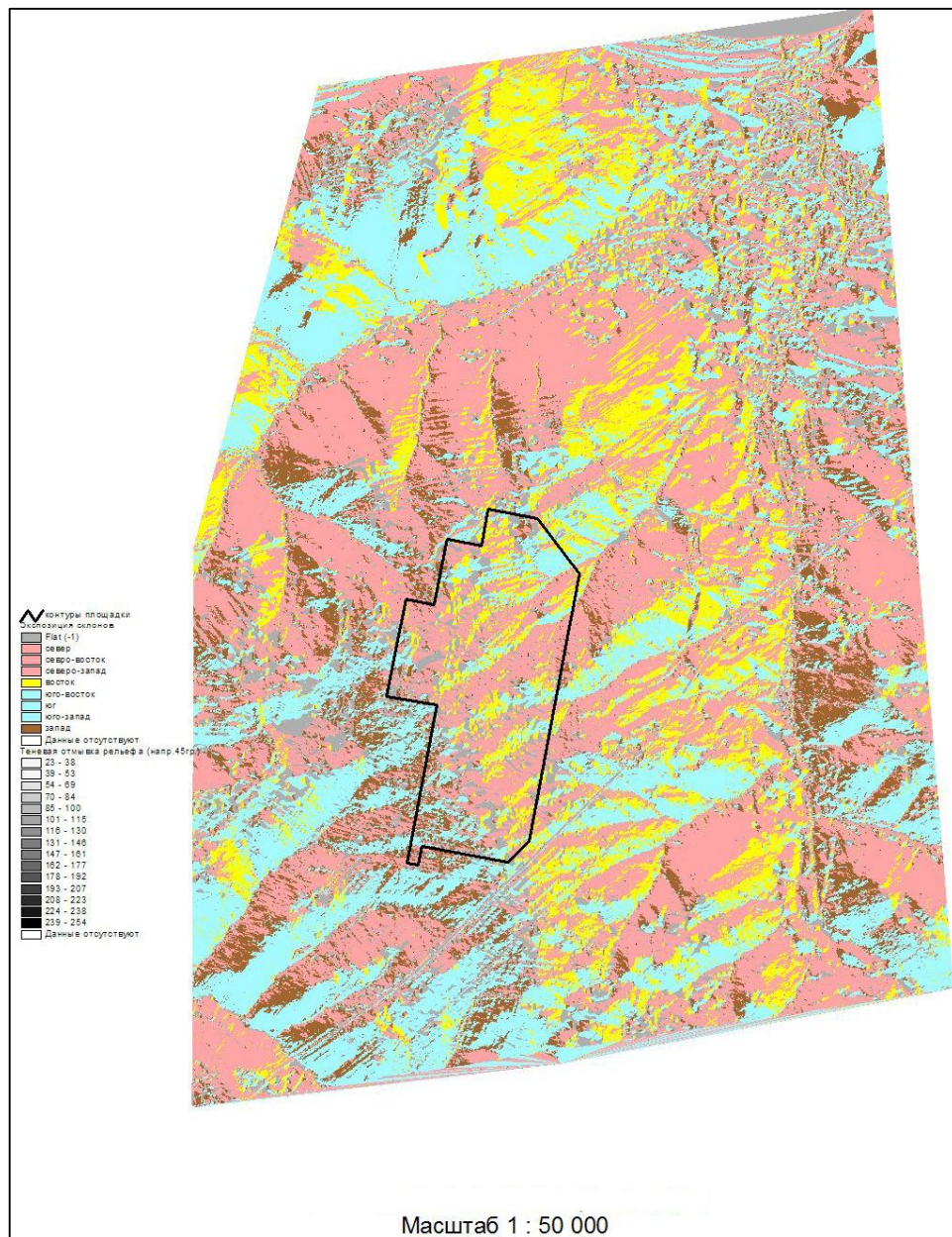
Зона сопряжения Монаковского поднятия и Монаковско-Кутринского прогиба, простирающихся субмеридионально, является ослабленной и высокопрони-

цаемой. По ней выделяется Монаковская линеаментная зона, формирование которой сопровождается трещинами растяжения. По ним происходит обмен поверхностных и подземных вод, формируются глубокие и приповерхностные оползни. Вдоль трещин закола этих оползней образуются карстово-суффозионные понижения.

Линеаменты – это прямолинейные или пологоизогнутые в плане узкие высокоградиентные зоны изменения различных характеристик земной поверхности: ландшафтных, геологических, структурных, геоморфологических, вещественно-геохимических и проч. Для характеристики линеаментов использованы космические и аэрофотоснимки, топографические карты разного масштаба (от 1:2 000 до 1:200 000), цифровые карты рельефа, экспозиций склонов масштаба 1:50 000 (рис. 3.19), а также геологические материалы предшествующих исследований, в том числе, данные бурения, геологические разрезы, геофизические профили и др. Выделенные линеаменты сопоставлены с линеаменами, полученными в процессе предшествующих исследований [Новейшая ..., 2000; Соловьева и др., 1990]. При этом наблюдается хорошая сходимость результатов.

Линеаменты образуют сеть, состоящую из ряда относительно крупных линейных зон различных по простиранию и протяженности, а так же менее крупных (при этом не обязательно менее протяженных) одиночных линий, параллельных или пересекающихся друг с другом. Большинство линеаментов развито не только в исследуемом районе, но прослеживается и за ее границами (линеаменты по ручьям Монаковскому, и по рекам Б. Кутре, Куляковка, Муромка и Оке).

Наиболее подробно изучены линеаменты, выявленные по крупномасштабным детальным топографическим картам 1:2 000 масштаба. Самыми широко используемыми признаками выделения на них линеаментов являются прямолинейные эрозионные формы рельефа – русла рек и ручьев, овраги, ложбины, бровки или обрывы террас, тыловые швы террас и оползневых тел. В ряде случаях линеаменты выделены по линейным цепочкам западин или замкнутых понижений, в том числе суффозионно-карстовых воронок. Следует сразу сказать, что выделенные в районе линеаменты мы считаем отражением на земной поверхности трещи-

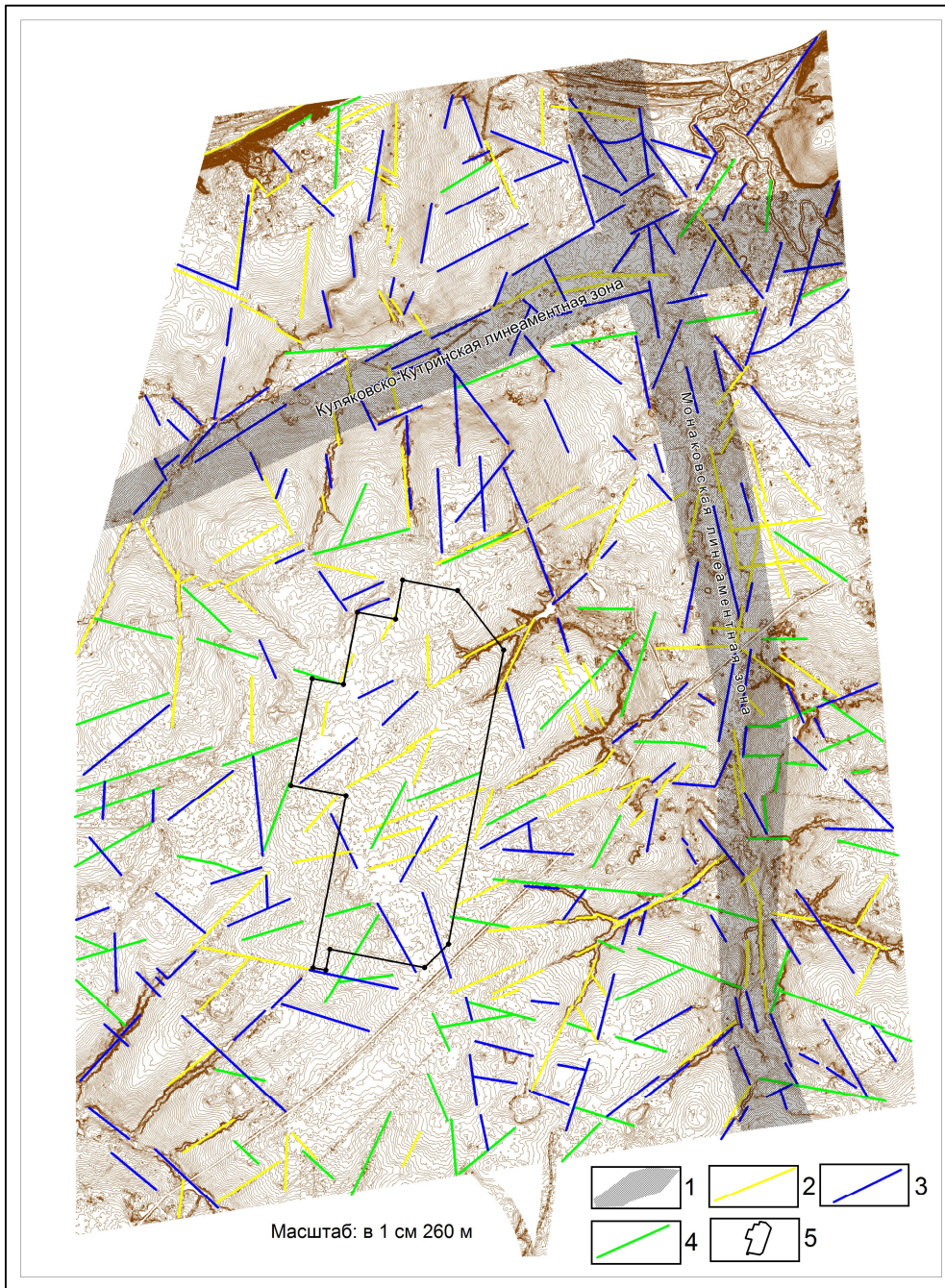


не считаем их разрывами.

Рис. 3.19. Агрегированная экспозиции склонов.

Происхождение трещиноватости может быть различным: это могут быть трещины планетарные, связанные с ротацией Земли, или диагенетические трещины, усиленные процессами денудации, а так же тектонические, вызванные напряженным состоянием геологической среды. Трещиноватость в коренных породах подтверждена бурением [Характеристика..., 2010] и полевыми исследованиями.

Наиболее крупными являются линеаментные зоны Монаковская и



Куляковская, ограничивающие площадку соответственно с востока и севера (рис. 3.20).

Рис. 3.20. Линеаменты Монаковского района.

1 - линеаментные зоны; линеаментные, выделенные 2 – по карте 2 000 масштаба, 3 – по карте 1: 10 000, 4 – по цифровым картам рельефа и экспозиции склонов; 5 площадка АЭС

Монаковская зона линеаментов выделяется на космическом снимке и на всех картах рельефа. Она протягивается субмеридионально (340-350 СЗ) через

весь исследуемый район более чем на 8 км, уходя за его пределы. Ее ширина изменяется от 1-2 км на юге до 2,5 км на севере. Предшествующими исследованиями Монаковская зона отнесена к геодинамически активным зонам XIII порядка или XIV порядка, длина которых может достигать 100-200 км [Уточнение..., 2008].

Монаковская зона состоит из ряда менее крупных линеаментов протяженностью от 350 до 1000 м, которые выделяются по указанным выше признакам. Среди них преобладают субмеридиональные – север-северо-западные линеаменты, параллельные общему простиранию всей зоны. Они трассируются вдоль склона погребенной долины, и приурочены к стенкам отрыва глубоких оползней. В меньшей мере развиты линеаменты северо-западной, северо-восточной и субширотной ориентировок. Северо-восточные линеаменты с азимутами простирания 50-60 СВ пересекают Монаковскую зону в ее разных частях. Эти линеаменты наиболее ярко отражены в овражной сети и также проявлены спрямленными участками русла ручья Монаково, спрямленными очертаниями различных форм рельефа, в том числе карстово-суффозионных воронок, их вытянутостью в виде цепочек соответствующего направления.

На всем протяжении Монаковской зоны выделяются субмеридиональные линеаменты север–северо-восточного простирания (10-15 СВ), которые выражены преимущественно прямолинейными участками Монаковского ручья, бровок и тыловых швов террас, редкими цепочками воронок. По тем же признакам выделяются северо-западные линеаменты (310-330 СЗ). Больше всего они развиты в северной части Монаковской зоны, где она расширяется, и в южной части зоны в районе пос. Мартюшихи.

Субширотные линеаменты самые малочисленные. Они выражены прямолинейными участками правых и левых притоков Монаковского ручья, бровок склонов, цепочками воронок.

По данным геофизики и бурения к Монаковской линеаментной зоне на нескольких участках в районах поселков Мартюшихи и Монаково, а также устьевой части Монаковского ручья приурочены зоны дробления и трещиноватости в гори-

зонтально залегающих известняках уржумского яруса. Вероятно, с трещиноватостью пород связано поступление воды в скважины, пробуренные в местах, близких к этой зоне.

Зона линеаментов отчетливо проявлена в региональных геофизических полях [Уточнение..., 2008]. Ей соответствуют аномалии силы тяжести и магнитные. Разрывы, приуроченные к этой зоне, не выявлены. Монаковская зона наследует погребенную сравнительно глубокую позднеплиоцен-раннеплейстоценовую долину (Монаковский ручей – р. Ледь) (ее тальвег на 30-40 м ниже современных русел этих водотоков), что позволяет считать эту зону новейшей. Активность этой зоны в четвертичное время определяется тем, что на склонах Монаковского ручья и р. Б. Кутры широко развиты молодые оползни. Оползни в устьевой части р. Б. Кутры на ее левом склоне, по данным бурения смещают раннеплейстоценовые морену и флювиогляциальные отложения (см. рис.3.13). Это свидетельствует о тектонической активности зоны в четвертичное время. Общее строение всей зоны предполагает ее раздвиговой характер, т. е. предположительно она формируется в условиях растяжения. Отчасти это подтверждается аномалиями радона, зафиксированными нами в устьевой части долины р. Б. Кутры. Не исключены правосдвиговые напряжения в ее пределах, возникающие при взаимодействии давления со стороны Токмовского свода и с запада со стороны Окско-Донского прогиба.

Куляковская линеаментная зона выделена по долине одноименного ручья, длина которого составляет 10-20 км, и по рангу считается местной или локальной. Никаких вертикальных и горизонтальных смещений в этой зоне не зафиксировано.

Куляковская зона является частью более протяженной зоны, продолжающейся на северо-восток по долине р. Б. Кутры и на юго-запад по долине речки Муромка. Азимут ее простирания 65-70 СВ. В исследуемом районе протяженность зоны до пересечения с Монаковской зоной составляет около 3 км, ширина изменяется от 200 м в юго-западной части до километра в устьевой части р. Куляковки. Северный склон ее долины несколько круче южного. В тальвеге наблюдаются воронки, вытянутые вдоль русла. В Куляковскую зону входят линеаменты

разного простирания. Преобладающими являются непротяженные линеаменты, простирание которых совпадает с общей направленностью всей зоны. Это – линеаменты с азимутами простирания 65, 68, 70, 72 СВ. Наиболее протяженные линеаменты (до 1 км) выделены по перегибам склонов, долине, руслу, а менее крупные (100-300 м) – по отдельным участкам русла, ложбинам, цепочкам карстовых воронок. Долина ручья широкая, местами достигает 200 м. Линеаменты других направлений - 290, 310, 320 СЗ - малочисленны.

В геофизических полях эта линеаментная зона не выражена. В структуре фундамента и чехла разрывные нарушения отсутствуют. Как и Монаковская, Кутринская зона следует вдоль погребенной долины позднеплиоцен – раннеплейстоценового возраста, вскрытой бурением в устьевой части р. Куляковки и, возможно, продолжающейся восточнее в долину Б. Кутры. На склонах древнего вреза развиты древние погребенные оползни. Молодые оползни развиты на правом склоне Куляковки. Возможный раздвиговый характер зоны подтверждается аномалиями радона, выявленными в восточной части зоны за пределами исследуемой территории в районе пос. Филинское, а также трещинами растяжения в пределах растущего Филинского купола.

Помимо линеаментных зон в исследуемом районе выделяются менее крупные одиночные линеаменты. Среди них преобладающими являются линеаменты северо-восточного простирания (рис. 3.21), которые характерны для обширной территории всего северо-западного склона Токмовского свода. В рельефе им соответствуют овраги, развитые на левом склоне Монаковского ручья (основные их ориентировки 65, 64, 50 СВ), и правом склоне р. Муромки (40, 50 и 60 СВ), а также многочисленные ложбины, на дне которых развиты небольшие замкнутые блюдца, вероятно, суффозионного происхождения. Протяженность линеаментов составляет от 350 до 2000 м. Ширина оврагов и ложбин, по которым выделены линеаменты этого направления, как правило, небольшая и в среднем не превышает 20-30 м по тальвегу. Глубина отдельных эрозионных форм до 6-10 м. Небольшие воронки развиты как на дне тальвегов основных оврагов, так и их притоков и ложбин. Последние – это пологие расплывчатые часто плохо выраженные на ме-

стности понижения. Чаще всего развиты неглубокие (не более 2 м) овраги и ложбины. Линеаменты прослеживаются не единой линией, а состоят из отдельных отрезков небольшой длины. Эти отрезки как продолжают, так и кулисно подставляют друг друга.

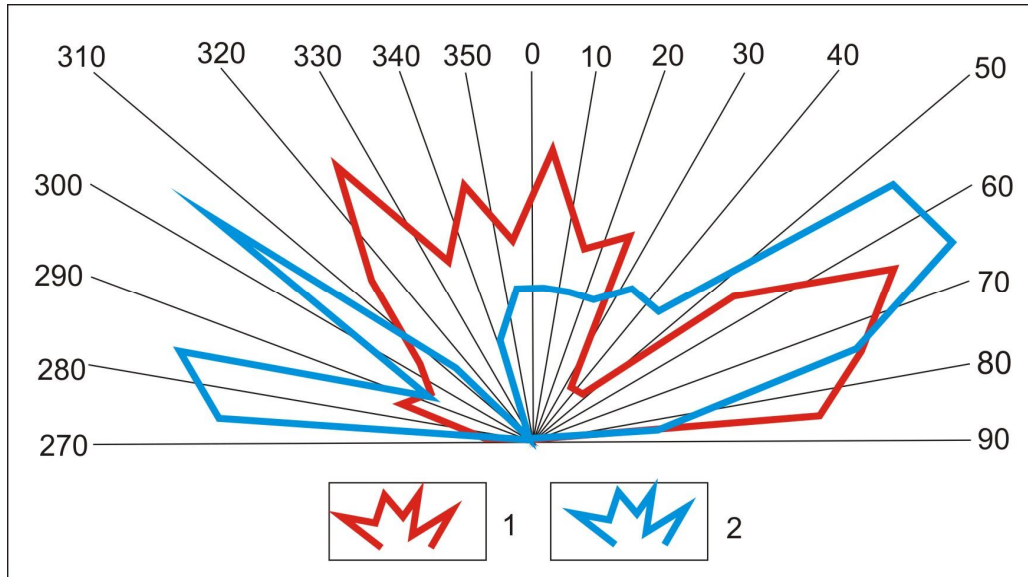


Рис. 3.21. Роза-диаграмма простираний линеаментов: 1 – выделенные по результатам структурно-геоморфологического картирования, 2 – выделенные по экспозиции склонов.

К линеаментам северо-восточного простирания приурочены зоны дробления пород, фиксируемые по скважинам. Северо-восточные линеаменты хорошо выражаются по суффозионно-карстовым и оползневым формам, развивающимся по зонам дробления в уржумских породах.

Линеаменты северо-западного простирания ($310-330^\circ$) менее ярко выражены в рельефе и проявлены в основном широкими пологими ложбинами, небольшими оврагами, являющимися притоками более крупных оврагов северо-восточного простирания. С северо-запада к площадке подходит протяженная (660 м) ложбина шириной до 40 м, по которой выделен линеамент, но в пределах площадки она практически исчезает. Более отчетливо северо-западные линеаменты выделяются на правом склоне долины Монаковского ручья.

Субмеридиональные линеаменты широко развиты в пределах Монаковского поднятия. Они имеют преимущественно север–северо-восточное направление ($10-30^\circ$) и проявлены оврагами на правом склоне ручья Куляковки, а также широкими неглубокими ложбинами. В пределах площадки эти линеаменты проявлены не яс-

но выраженными ложбинами и прямолинейными бровками склонов. В меньшей степени развиты линеаменты с простираниями 340-350 ССЗ. Они в основном следуют вдоль Монаковской линеаментной зоны.

Субширотные линеаменты восточного и западного направления редки и в пределах площадки не выделены.

Таким образом, большая часть линеаментов непосредственно связана с ростом Монаковского поднятия, о чем свидетельствует их радиальное развитие на его склонах. Все они отражают трещиноватость, проявленную в коренных и четвертичных отложениях, отчасти подтвержденную данными бурения, геофизики и наземными наблюдениями. Наиболее крупными транзитными зонами линеаментов являются Монаковская и Кутринская. Обе они проявляют признаки современного растяжения, подтверждаемые активным развитием в их пределах оползневых процессов. Линеаменты отражают трещиноватость пород, выраженную на поверхности, отчасти подтвержденную зонами дробления, выявленными геофизикой и бурением.

3.2.2. Рельеф и отложения Курчатовского района (среднее течение р. Сейм).

Структурно-геоморфологические исследования включают характеристику рельефа, который, в большинстве случаев, отражает развитие новейших деформаций и отложений. В разделе рассматриваются новейшие отложения и рельеф; геоморфология: цикличность развития рельефа, поэтапные амплитуды врезаний и поднятий, скорости поднятий; неотектонические поднятия и прогибы.

Новейшие отложения и рельеф. Новейшие отложения представлены верхнеолигоцен-нижнемиоценовыми, миоценовыми, плиоцен-четвертичными и четвертичными.

Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения рассматриваемого района неоднозначно трактуются разными исследователями. На геологических картах, составленных в процессе геологической съемки 1:200 000 масштаба в конце шестидесятых и семидесятых годах [Геологическая..., 1967, 1974], показано относительно широкое развитие полтавской свиты или серии, имеющей позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст (P_3-N_1). На геологической карте м-ба 1: 50 000 [Результаты геологической съемки Курчатовского района, 1974], показано развитие полтавской свиты или серии, имеющей позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст (P_3-N_1). На геологической карте м-ба 1: 50 000 [Результаты геологической съемки Курчатовского района, 1974], показано развитие полтавской свиты или серии, имеющей позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст (P_3-N_1).

таты..., 2012а,б] более позднего времени этой свиты нет, а вместо нее показана берекская свита, отнесенная к позднему олигоцену (P_3br), и площадь развития которой резко сокращена, по сравнению с полтавской свитой. Есть и другие датировки возраста свиты – поздний олигоцен-ранний миоцен (т.е. такой же, как и у полтавской свиты), или ранний миоцен [Холмовой, 1982; Трегуб, 2005]. По литературным данным [Назаренко, 1964; Мороз, Савронь, 1975; Зосимович и др., 1986], отложения берекской свиты развиты южнее исследованной территории и являются типично морскими.

В диссертации используется прежняя (старая) датировка полтавской свиты, а название «берекская» ставится в скобки (P_3br). Неоднозначное определение возраста свиты влияет на последующие структурно-геоморфологические и неотектонические построения.

Полтавская (P_3-N_1pl) (берекская) свита развита на Южном и Северном водоразделах р. Сейм. На фоне общего повышения подошвы свиты с юга на север с 220 м абс. высоты до 250 м наблюдаются плавные ее снижения к долинам Реута и Сейма почти до 200 м абс. высоты. На восточном междуречье Сейма и Реута многочисленные скважины вскрывают полтавскую свиту. Здесь абсолютные отметки ее подошвы оконтуривают Реутское новейшее поднятие, о чем будет сказано ниже. Она залегает на отложениях киевской свиты (P_2kv) или нерасчлененных каневской и бучакской свит ($P_2kn+b\check{c}$), а на западе исследованного района в левобережье р. Апоки - на отложениях сантонского яруса верхнего мела (K_2s).

Отложения представлены пестроцветными песками и глинами. Пески светло-серые, желтые, бледно-желтые, кирпично-красные, реже белые, сыпучие или слабо глинистые, кварцевые, с блестками слюды, горизонтально- и косослоистые. Иногда в верхней части свиты наблюдаются мучнистые каолинизированные пески и линзы мраморовидной плотной глины. Мощность ее, по данным бурения, колеблется от первых метров до 13-14 м на Реутском поднятии, а наибольшая мощность свиты достигает 35 м [Геологическая..., 1967]. Перекрываются отложения четвертичным лессово-почвенным комплексом, а местами отложениями шапкинской свиты.

Миоценовые отложения, представленные шапкинской свитой ($N_1\check{s}p$), распространены ограничено, лишь отдельными пятнами на высоких водоразделах (от 200 до 250 м). Лучше всего они сохранились в южной части территории на левых склонах долин Сейма и Реута (скв.14, 15, 225). Отложения залегают с размывом на полтавской или нерасчлененных каневской и бучакской свитах, местами спускаясь на верхнемеловые отложения сантонского яруса. На севере шапкинская свита выделена лишь в верховьях р. Рогозны (скв. 842) и еще севернее за долиной Прутище (скв. 656). В основании свиты выделяются суглинки, иногда пески, содержащие гравийные зерна кварца и плохо окатанную гальку и обломки подстилающих пород: мергеля и мела и бурого железняка размером до 1,5 см. Основная часть свиты сложена пестроокрашенными (кирпично-красными, краснобурыми, светло- или охристо-желтыми, светло-серыми) глинами и песками с включением железисто-марганцовистых бобовин и известковистых стяжений. (скв. 19 у д. Михайловка на юго-востоке района). Абс. высота подошвы свиты изменяется от 227 м на юге до 249 м на севере. Наиболее низкое ее залегание отмечено в скв. 14 (215 м). Мощность ее не постоянна - 1-6 м. Возраст шапкинской свиты – поздний-миоцен – основывается на том, что она нигде не залегает на более молодых, чем полтавские, отложениях. Иногда ее включают в состав полтавской свиты. Генезис отложений не совсем ясен, хотя некоторые исследователи предполагают их аллювиально-делювиальное происхождение [Геологическая..., 1967].

Плиоцен-четвертичные отложения (N_2-Q_1) ранее [Геологическая..., 1967, 1974] датировались как плиоценовые отложения нерасчлененные ($N_2 ?$). К ним отнесены озерно-аллювиальные отложения, слагающие высокие террасы, развитые по левобережью Реута и на обоих берегах Сейма. Террасы плохо выражены в рельефе, их поверхности и склоны сливаются вместе, т.к. перекрыты лессами и делювием мощностью до 20 м. Однако, по геоморфологическим данным удастся выделить два, реже три уровня, как на соседней более южной территории [Геологическая..., 1974], с абсолютными высотами от 230 до 215 и 200 м. Отложения вложены в палеогеновые (каневско-бучакскую и киевскую свиты) или верхнемел-

ловые (сантонский ярус) отложения. К долине Реута подошва отложений снижается с 185 до 160 м абс. высоты (скв. 213, 198), а на левом берегу Сейма она снижается до 150-148 м (скв. 977, 976, 915). Отложения представлены [Геологическая..., 1967] в основании песками серыми, белыми, серовато-желтыми, желто-бурыми, разномерными и гравийными, участками косослоистыми. Залегающие выше суглинки и глины серые, темно-серые (почти черные), зеленовато-серые, ржаво-бурые, плотные, песчаные, комковатые, горизонтально-слоистые, с включением железисто-марганцовистых стяжений. Общая мощность отложений местами превышает 40 м (скв.215).

На правом склоне долины Сейма, в 1 км восточнее д. Дроняево на высоте 232,8 м в заброшенном карьере обнажаются озерно-аллювиальные отложения, по возрасту также относящиеся к плиоцен-четвертичным. Это песчано-глинистые отложения охристо-оранжевой пятнистой окраски. Песок средне- и мелкозернистый, видимой мощностью 1 м. Выше по ровной границе залегает песчано-глинистая пачка коричневого цвета мощностью 3 м, в которой преобладают пластичные глины озерного генезиса. Общая видимая мощность отложений 4 м, хотя попадающиеся на дне карьера обломки фосфоритов из сантонского яруса свидетельствуют о близком залегании подошвы отложений. Выше по неровной границе залегают лессовидные суглинки (покровные), палевые, однородные, но с большим количеством известковистых включений (журавчиков).

Возраст отложений как плиоцен-четвертичный определен условно, на основании сравнения с более южной территорией, где, по данным бурения, аналогичные уровни относятся к седьмой, шестой и пятой террасам р. Псел. В связи с этим наиболее низко залегающие отложения на исследуемой территории, возможно, относятся к V террасе р. Сейм и имеют раннеплейстоценовый возраст, а более высокие – к эоплейстоцену и плиоцену, хотя, не исключено, что уровни, выработанные на этих отложениях, являются эрозионными.

Четвертичные отложения в пределах исследуемого района развиты повсеместно. Среди них выделяются аллювиальные отложения ранне-, средне-, позднеплейстоценового и голоценового возраста. При описании четвертичных отло-

жений использованы данные геологической съемки [Геологическая..., 1967, 1974], разрезы скважин, разрезы геологические, инженерно-геологические и гидрогеологические, собственные наблюдения, проведенные, в основном, в карьерах, отчеты предшествующих исследований [Обоснование..., 2001; Проведение..., 2013а,б,в; Результаты..., 2012а,б], а также литературные данные [Панин и др., 2001, 2011; Кузнецов, 1979; Скоморохов, 1979].

Среди аллювиальных отложений выделяются ранне- средне- и позднео-плейстоценовые отложения, слагающие пять террас в долинах рек Сейм и Прутище, и голоценовые осадки поймы. Террасы широко развиты в основном в этих долинах на их левых склонах и меньше на правых.

Аллювий ранненеоплейстоценовый, слагающий верхнюю V террасу ($a_5 I$), включается в состав нерасчлененного комплекса плиоцен-ранненеоплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений ($Ia N_2-Q_1$). Эта терраса выделяется по геоморфологическим данным в интервале абс. высот 200-210 м. О составе и мощности слагающего ее аллювия трудно судить, так как по разрезам скважин он неотделим от общей толщи.

Средненеоплейстоценовый аллювий разделяется на два подкомплекса или генерации – первой и второй половины среднего неоплейстоцена.

Аллювий первой половины среднего неоплейстоцена слагает IV террасу ($a_4 II^{1-2}$) в долинах Сейма и его притоков – Реута, Прутище и др., где залегает на цоколе из верхнемеловых пород или озерно-аллювиальных отложениях плиоцен-ранненеоплейстоценового возраста. Высота террасы до 40-45 м. В основании аллювия повсеместно выделяется базальный горизонт, сложенный крупнозернистым, гравийным песком с включением гальки меловых пород. Мощность его около 1 м. Выше разрез слагается песком охристо-желтым, иногда серым, разнозернистым, местами глинистым, с прослоями суглинка. Мощность его почти 13 м. Верхняя часть аллювия представлена суглинками мощностью 5-6 м, местами серой глиной мощностью до 12 м [Геологическая..., 1967]. Возможно, это пойменная фация аллювия вместе с осадками озерного генезиса. В присклоновой части террасы в аллювии появляется много суглинка с галькой местных пород, снесен-

ных со склонов. Общая мощность аллювия достигает 20-22 м (скв. 975, 976). Сверху он перекрыт лессовидными суглинками, описанными выше. Их мощность составляет от 7 до 14 м, местами больше. Образование аллювия IV террасы связывают с днепровским оледенением, хотя нижняя его часть должна относиться к предшествующему (лихвинскому) межледниковью, как это наблюдается в долинах Днепра, Дона и др. [Кузнецов, 1979].

Аллювий второй половины среднего неоплейстоцена слагает III террасу (a_3 П³⁻⁴), относительная высота которой достигает 30-35 м в долине Сейма и 18-24 м по его притокам. Он изучен по ряду скважин на левобережье Сейма (скв. в районе пос. Угоны, Лукашевка и др.), а также в долинах Быка и Реута (с. Густомля, Тарасово и др.) [Геологическая..., 1967]. Базальный горизонт аллювия мощностью 0,5-1 м состоит из грубозернистого песка с галькой кварца и песчаного фосфорита. Нижняя часть разреза аллювия сложена песком, серым разнозернистым, слабо глинистым, в котором выделяются прослои темно-серого плотного песчаного суглинка. Мощность песка различна в разрезах скважин и изменяется в больших пределах от первых метров до 15 м. В средней части разрезов преобладают суглинки и супеси. Их мощность до 16 м. Верхняя часть аллювия мощностью до 8 м представлена песком бурым и желтовато-бурым, разнозернистым, глинистым, уплотненным, с прослоями суглинка бурого, пористого, тонкопесчаного, лессовидного. В некоторых разрезах (правобережье р. Бык южнее Льгова) верхняя часть слагается суглинками. Общая мощность аллювия увеличивается с востока на запад с 10-12 м до 20-23 м. В этом же направлении понижается высота залегания подошвы аллювия с абс. отметок 156,5-161,5 м (д. Околодок, с. Дьяконово, пос. Пены и т.д.) до 131 м (с. Густомой западнее Льгова). Аллювий перекрыт лессами с почвенными горизонтами общей мощностью от 7 до 12 м. Возраст аллювия – вторая половина среднего неоплейстоцена, включая время московского оледенения.

Аллювий первой половины позднего неоплейстоцена развит по всем основным долинам рек, где он слагает II террасу, имеющую два уступа высотой от 9-12 (a_2^1 П¹⁻²) до 18 м (a_2^2 П¹⁻²), а по другим данным 13-14 и 20-21 м. Аллювий за-

легают на меловых породах, которые местами, например, против д. Дичня, выходят в цоколе террасы. Мощность аллювия колеблется от 10-17 м на низкой террасе до 24-26 м на высокой (скв. 58). Базальный горизонт сложен грубозернистым песком с гравием и мелкой галькой мергеля и песчаных фосфоритов. Он перекрывается песком желтовато-серым и серым разномерным с прослоями до 2 м суглинка коричневатого-бурого, мелко-комковатого. Самая верхняя часть разреза мощностью от 6 до 13 м представлена суглинками желтовато-коричневыми и серыми, слабо пористыми, тонкопесчаными, известковистыми, с гнездами ожелезнения, иногда с прослоями глин. В них встречаются корневища растений, фауна пресноводных и наземных моллюсков, характеризующая мелководные условия пойменной фации. Линзы заторфованных, гумусированных суглинков, супесей и глин представляют собой старичную фацию. В некоторых разрезах (скв. ст. Блохино, д. Липино, пос. Пены, район г. Львова и др.) аллювий представлен только песком с редкими прослоями и гнездами суглинка. Так в карьере у д. Липино (т. 30) обнажается песчаная толща, представленная переслаиванием тонко- и среднезернистого песка желтого цвета

Среднезернистые пески более плотные, образуют карнизы. Пески кварцевые слюдяные с многочисленными прослоями и линзами ожелезненного песка. Для всей толщи характерна разнообразная слоистость – горизонтальная, волнистая, косая, подчеркиваемая ожелезнением. В верхней части разреза встречаются мерзлотные деформации в виде морозных клиньев (рис. 3.22).

В песках встречаются разрывные нарушения (сбросы) с амплитудой в несколько см, образованные в процессе диагенеза осадка. Возраст аллювия – начало позднего неоплейстоцена. Близкие разрезы аллювия II террасы известны в долине Прутище.

При этом образование нижней его части, по сходству с аналогичными отложениями соседних районов [Величко, 1961; Кузнецов, 1979], может быть отнесено ко времени микулинского межледникового, а верхней – к калининскому оледенению. Это подтверждается и абсолютными датировками [Панин и др. 2011]: нижняя часть аллювия имеет возраст 77 ± 7 тыс. лет, а верхняя – $50,1 \pm 3,9$ тыс. л.



Рис. 3.22. Морозный клин в аллювиальных песках, слагающих II террасу у деревни Липино

Аллювий второй половины позднего неоплейстоцена слагает I террасу (a_1 III³⁻⁴) высотой от 6-9 до 10-12 м в долинах практически всех рек. Однако в долине Сейма она развита фрагментарно. Терраса аккумулятивная. Подошва аллювия практически везде находится на уровне подошвы поймы (скв. 03, 127а восточнее пос. им. К.Либкнехта, 20у в районе д. М. Угоны и др.), в местах локальных поднятий (ниже по течению от площадки Курской АЭС-2) она выше подошвы поймы. В западной части района в приустьевой части р. Прутище она на 3-4 м ниже основания поймы. Мощность аллювия увеличивается вниз по течению Сейма от 5-14 до 18-27 м (скв. 41). В районе площадки Курской АЭС-2 она составляет 16-18 м. Нижняя часть аллювия (от 4-10 до 15,6 м) слагается песком светло-желтым и серым, средне- и крупнозернистым, в основании с гравием и галькой фосфоритов (базальный горизонт), с прослоями суглинков (0,5 м) темно-серых, песчанистых.

Верхняя часть аллювия (3-13 м) представлена слоистыми супесью мощностью до 5 м или суглинком до 4-5 м, желтовато-бурым, зеленовато-серым и серым, с прослоями песка, содержащим обломки пресноводных моллюсков и растительные остатки.

В районе пос. Авдеево, находящегося выше по течению реки от площадки в устьевой части р. Рогозны, к верхней части аллювия, представленного суглинком и тонким переслаиванием глинистого песка и супеси, отложившихся в застойных условиях, приурочен культурный слой (остатки жилищ-полуземлянок) [Величко, 1961], относящихся к позднему палеолиту. Возраст аллювия – вторая половина позднего неоплейстоцена, причем, нижняя его часть формировалась в межледниковье (молого-шекснинское или ленинградское), а верхняя – во время оледенения (осташковское). Это подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа [Губонина, 1977]. По радиоуглеродным данным возраст аллювия I террасы $19, 8 \pm 1, 3$ тыс. лет [Панин и др., 2011].

Аллювиальные голоценовые отложения (а IV) слагают *поймы рек и ручьев*, высота которых от 1-2 до 5-6 м. С востока на запад вниз по течению снижаются абсолютные отметки подошвы пойменного аллювия: на востоке они составляют 137-138 м (скв. 391, 3283), в районе проектируемой площадки Курской АЭС-2 – 133-131 м, а в районе г. Льгова – 128 м. В этом же направлении возрастает общая мощность аллювия с 10-12 м до 20 м. Обычная мощность пойменного аллювия р. Сейм составляет 12-13 м, что характерно для равнинных рек Восточно-Европейской платформы. В то же время мощность аллювия изменяется в зависимости от структурно-геоморфологических условий. На участках, где существуют условия подпруживания, вызванные локальными поднятиями, мощность аллювия возрастает до 18-20 м. Здесь образуются локальные расширения, в которых русло реки меандрирует или разделяется на рукава, и происходит аккумуляция аллювия. К таким участкам относятся район устья р. Рогозны, Курчатовское расширение, особенно крупное расширение перед Льговом. На Курчатовском расширении, большая часть которого в настоящее время занята охладительным прудом, мощность пойменных осадков достигает 18-19 м. Это связано с подпруживанием русла р. Сейм растущим поднятием, выраженным приподнятым положением коренных пород под поймой (рис. 3.23).

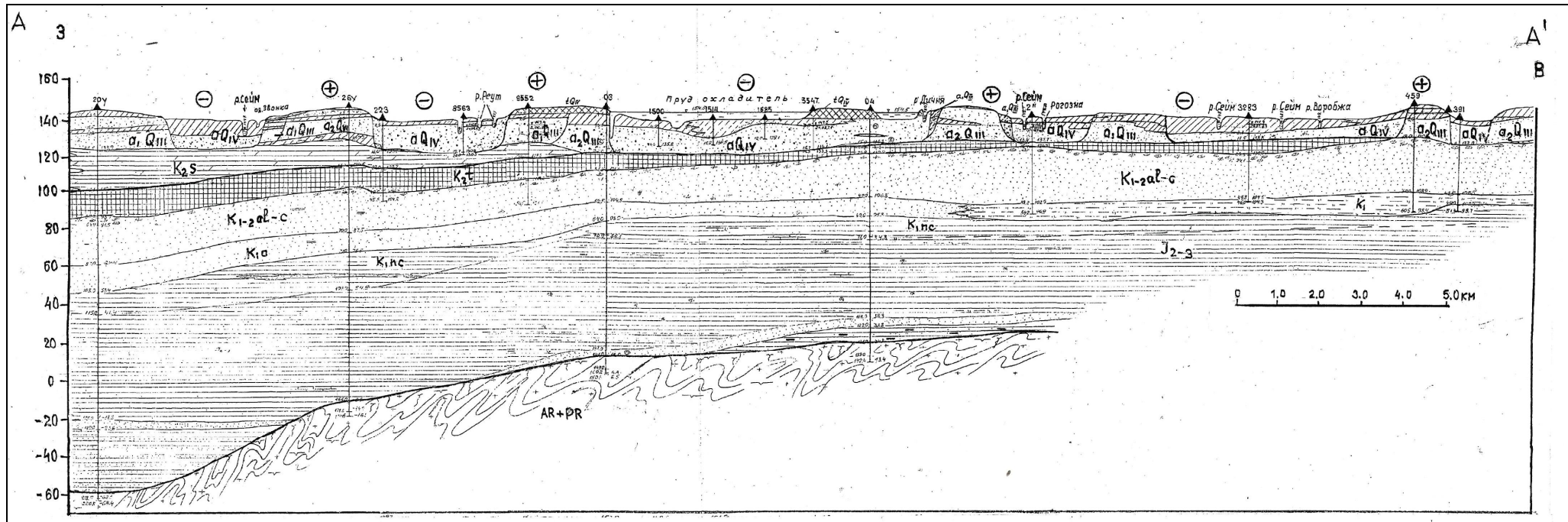


Рис. 3.23. Геологический разрез по линии А-А' (фрагмент разреза II-II' по данным [Обоснование..., 2001] с дополнениями). Плюсы и минусы в кружках показывают участки относительных поднятий (плюсы) и относительных прогибаний (минусы). Положение линии разреза показано на структурно-геодинамической карте. Возраст всех отложений показан индексами.

На этом участке пойма р. Реут также подпружена, мощность пойменных осадков увеличена тоже до 17-18 м (скв. 85, 63), среди них присутствуют торфяники. На относительно суженных участках между локальными расширениями, так называемыми «перемычками», где цоколь приподнят, а русло реки сужается, иногда спрямляется, врезаюсь в коренные породы, как на участке от д. Быки до пос. им. К. Либкнехта, мощность аллювия поймы не превышает 10-12 м. В некоторых разрезах буровых скважин (скв. 146, 112) вскрывается тальвеговая или наиболее глубокая часть русла, в которой мощность аллювия составляет 4-7 м.

Пойменные осадки р. Сейм в нижней части представлены песком русловой фации, в которой так же, как и в более древнем аллювии, практически всегда выделяется базальный горизонт – серый, разнотернистый песок с гравием и мелкой галькой фосфорита, мергеля. В более высоких песчаных горизонтах русловой фации встречаются прослойки суглинка мощностью до 1,4 м. Мощность нижней части аллювия около 7 м.

Верхняя часть аллювия слагается суглинками или супесями пойменной фации, бурыми и серыми, разной плотности, песчанистыми, с плохо разложившимися растительными остатками, с железисто-марганцевыми стяжениями. Мощность суглинков 2-5 м. В старичных понижениях отмечается присутствие торфа. Возраст пойменных осадков, по данным радиоуглеродного анализа, до 9830 тыс. лет [Панин и др., 2001].

В долинах ручьев и балок пойменный аллювий сложен суглинистыми отложениями, часто с болотными илистыми и глинистыми осадками. В долине р. Реут присутствуют глины серовато-зеленые, с ржавыми пятнами с большим количеством органики – застойная фация видимой мощностью 2 м (точка наблюдения 26). В пойменных осадках р. Прутище отмечается значительное количество торфа.

Болотные отложения (h IV) широко развиты среди пойменных осадков в долинах Сейма, Реута и всех их притоков. В устьевой части долины Реута развитие болотных отложений вызвано, по всей вероятности, подпруживающим влиянием молодого поднятия. Мощность болотных отложений первые метры. В при-

устьевой части р. Прутище отмечается увеличение мощности (скв. 32, 34). Отложения представлены иловатыми глинами и торфом, заполняющими старицы или пойменные понижения. В торфе присутствует вивианит в виде землистых яркосиних скоплений.

Таким образом, новейший комплекс отложений начинается с полтавской (берекской) свиты и продолжается полтавской и шапкинской свитой, плиоцен-четвертичными отложениями и пятью речными террасами. Их гипсометрическое положение и мощность отражают направленность неотектонических движений.

На фоне общего повышения подошвы полтавской свиты с юга на север с 220 м абс. высоты до 250 м наблюдаются плавные ее снижения к долинам Реута и Сейма почти до 200 м абс. высоты. Ее мощность, по данным бурения, колеблется от первых метров до 13-14 м на Реутском поднятии, а наибольшая мощность свиты достигает 35 м. Абс. высота подошвы шапкинской свиты изменяется от 227 м (215 м) на юге до 249 м на севере. Мощность ее не постоянна – 1-6 м. Плиоцен-четвертичные отложения имеют два, реже три уровня с абсолютными высотами от 230 до 215 и 200 м. К долине Реута подошва отложений снижается с 185 до 160 м абс. высоты. На левом берегу Сейма она снижена до 150-148 м. Общая мощность отложений местами превышает 40 м

Из всего комплекса четвертичных отложений, развитых на территории исследованного района, особенное значение имеют аллювиальные отложения рек Сейм и Реут, т.к. их состав и мощность являются показателями четвертичных тектонических движений. Особенно важен в этом отношении, аллювий, слагающий пойму и низкие террасы, т.к. в его строении отражаются самые молодые – позднеплейстоценовые и современные тектонические движения.

Пятая терраса выделяется в интервале абс. высот 200-210 м. Высота четвертой террасы составляет 40-45 м. Общая мощность ее аллювия достигает 20-22 м. Третья терраса имеет высоту 30-35 м. Мощность аллювия увеличивается с востока на запад с 10-12 м до 20-23 м. В этом же направлении понижается высота залегания подошвы аллювия с абс. отметок 156,5-161,5 м до 131 м. Вторая терраса состоит из двух уступов высотой от 9-12 до 18 м (13-14 и 20-21 м). Мощность аллю-

вия колеблется от 10-17 м на низкой террасе до 24-26 м на высокой. Первая терраса выделяется в интервале высот от 6-9 до 10-12 м. Мощность аллювия увеличивается вниз по течению Сейма от 5-14 до 18-27 м.

На основании разрезов скважин выделяются участки с аномальной мощностью пойменного аллювия, достигающей 18-20 м (при обычной для рек типа Сейма не более 10-12 м), что связано с возможным подпруживанием поймы растущим поднятием. Высота поймы от 1-2 до 5-6 м. С востока на запад вниз по течению снижаются абсолютные отметки подошвы пойменного аллювия: на востоке они составляют 137-138 м, в районе г. Льгова – 128 м. В этом же направлении возрастает общая мощность аллювия с 10-12 м до 20 м. Обычная мощность пойменного аллювия р. Сейм составляет 12-13 м, что характерно для равнинных рек Восточно-Европейской платформы.

Сложно построенный комплекс перигляциальных отложений, покрывающий водоразделы и поверхности речных террас, состоит из лессов или лессовидных суглинков, чередующихся с горизонтами погребенных почв. Для использования этих образований в структурно-геоморфологических и неотектонических целях необходимы данные об их мощности на различных по высоте поверхностях, включая террасы. Эти данные отсутствуют.

Геоморфология: цикличность развития рельефа, поэтапные амплитуды врезаний и поднятий, скорости поднятий. Рассматриваемый район расположен во внеледниковой области. Основные крупные формы рельефа – возвышенности среди долины реки Сейм, сама долина Сейма и долины ее крупных притоков - Курицы, Реута и Прутищи. В образовании всех этих форм рельефа участвовали процессы эрозии и аккумуляции постоянных и временных потоков, плоскостной денудации, идущие на фоне новейших тектонических движений и циклических изменений климата, которые определяли интенсивность этих процессов. Климатические изменения обусловили смену эрозионно-аккумулятивных циклов, накопление аллювия в долинах, периодическую аккумуляцию лессов и формирование почв на водоразделах, склонах и террасах. Последнее привело к значительному сглаживанию рельефа.

Общая морфология рельефа. По морфологии рельеф представляет собой пологоволнистые равнины, слабонаклонные к долинам р. Сейм и его основных притоков, расчлененные густой сетью балок и оврагов. На правобережье Сейма расчленение более дробное, по сравнению с левобережьем. На севере в правобережье Сейма это основной водораздел между реками Прутищи и Курицы (Курское поднятие) с наивысшими абс. отм. более 260 м, ориентированный в целом с юго-запада на северо-восток и расширяющийся в этом же направлении. В свою очередь, он расчленен меридиональными балками и притоками р. Сейм на ряд второстепенных водораздельных возвышенностей, довольно круто обрывающихся к Сейму. На юге в левобережье Сейма водораздельная возвышенность (Сеймско-Пселское) имеет субширотное простирание и расчленена долиной р. Реут, а также менее крупными притоками на второстепенные водоразделы, различно ориентированные: меридионально и диагонально, в северо-восточном и юго-западном направлениях. Наивысшие абсолютные отметки составляют 250, реже 260 м. Отдельные эрозионные останцы или разно ориентированные холмы выделяются во многих местах. Склоны водораздельных возвышенностей расчленены, помимо притоков Сейма, густой сетью оврагов и балок, промоинами, повсеместно с многочисленными признаками активной глубинной и боковой эрозии. В большинстве случаев наблюдается асимметрия склонов эрозионных форм: правые склоны круче левых. В целом амплитуда рельефа составляет 100-120 м (при уресе реки Сейм 148-144 м), а наибольшая глубина расчленения составляет 70-80 м.

Водоразделы сложены песчано-глинистыми отложениями палеогена и неогена, а на их склонах выходят мергели верхнего мела. Все эти отложения перекрыты лессами и лессовидными суглинками, обуславливающими развитие оползней и просадочных форм.

Долина р. Сейм в пределах исследованного участка асимметричная: правый склон круче левого. Т.е. современная долина смещена на север к правому ее склону. В связи с этим большая часть террас, особенно высоких (III и IV), развита на левом склоне долины. Террасы Сейма сочленяются с одновозрастными террасами боковых притоков.

Цикличность развития рельефа. В анализ цикличности развития рельефа входит в комплекс методов, необходимых для выявления и изучения новейших структурных форм и их характеристики. С этой целью были построены геолого-геоморфологические профили в крест и вдоль простирания основных форм рельефа – возвышенностей (поднятий) и впадин или речных долин (прогибов), позволившие выделить и увязать поверхности различного генезиса, сопоставить их с одновозрастными комплексами новейших отложений, развитых непосредственно на исследуемой территории, или за ее пределами.

Весь рельеф имеет ступенчатое строение: от высоких поверхностей, вложенных друг в друга и развитых на водоразделах и склонах разных порядков, до речных террас и пойм в долинах рек. Ступени рельефа формируются в процессе эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных циклов, являющихся характерной особенностью новейшего этапа. Они отражают процесс неравномерного проявления во времени и в пространстве новейших тектонических движений и развития структур – поднятий и прогибов. Их формирование также связано и с периодичностью изменения климатических условий.

Ступени объединяют склоны (врезы) и сопряженные с их подножиями поверхности выравнивания. Врезы формируются в периоды активизации положительных движений, ведущих к расчленению рельефа, а поверхности выравнивания – в периоды их ослабления или прекращения. Эти сопряженные формы рельефа являются важными реперами при изучении новейших структурных форм – их морфологии, возраста, характера развития, амплитуд. Они позволяют проследить, реконструировать возникновение, расширение, последовательный рост поднятий и углубления и сокращения прогибов. К сожалению, врезы, перекрыты лессом и иногда их можно видеть только по перегибам дорог.

По генезису выделяются эрозионно-денудационные, эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности, которые и создают ступенчатое строение рельефа. Оно непосредственно наблюдается и картируется на местности, а все морфологические особенности ступеней, по которым характеризуется процесс развития новейших структурных форм, изучается по геолого-

геоморфологическим профилям, проведенным в крест и вдоль простирания структурных форм. Наиболее высокие и относительно древние поверхности выравнивания при своем формировании обрамляют растущие поднятия и широко развиты, пока более молодые врезы речных долин и балок не расчленили их, оставив отдельные, часто сравнительно узкие фрагменты на водоразделах между эрозионными формами. Современное врезание балок, оврагов, промоин продолжает расчленять эти фрагменты и сокращать их площадь и в настоящее время.

Поверхности выравнивания картируются совместно со склонами, сопряженными с ними сверху, как формы, образующиеся в единый эрозионно-аккумулятивный или эрозионно-денудационный цикл. При этом основным критерием выделения ступеней-поверхностей является их гипсометрия. Особенностью исследованного района, как и всей платформенной территории, является малая величина врезов, определяемая в 15-20 м, а иногда и меньше, что объясняется общей незначительной амплитудой новейших тектонических движений. Кроме того, широкое развитие лессов, которые в четвертичное время перекрыли ранее образовавшиеся поверхности и склоны (врезы) между ними, сгладили («скрыли»), таким образом, первичную ступенчатость. В большинстве случаев она проявлена в сглаженном виде. Ее часто можно наблюдать по перегибам дорог – спуску с одной поверхности на другую. Но местами мощность лессов столь значительна (10-15 м), что они не позволяют отделить более низкую ступень от более высокой. Это можно было бы сделать по данным бурения, но большая часть скважин в исследованном районе пробурена или на склонах или на днищах балок, поверхностях террас и пойм. В связи с этим в некоторых случаях по гипсометрии выделена одна поверхность. А на самом деле под лессами возможно развитие двух разновысотных поверхностей.

Большая часть поверхностей представляет собой педименты, выработанные у основании склонов на коренных породах. Это относится в основном к миоценовым поверхностям. Более низкие поверхности представляют собой полигенетические поверхности, в составе которых эрозионно-денудационные – педименты, но в местах развития плиоценовых и четвертичных аллювиальных или озерно-

аллювиальных отложений они сочленяются с одновозрастными аккумулятивными поверхностями.

Возраст поверхностей определен по следующим данным. Возраст низких поверхностей – четвертичных террас и пойм - соответствует общепринятым датировкам, доказанным палеонтологическими, археологическими, и др. данными, для речных долин Восточно-Европейской платформы, подтвержденный датировками абсолютного возраста. В исследованном районе аллювий низких террас имеет абсолютные датировки, подтверждающие это [Панин и др., 2001, 2011]. При определении возраста более высоких и древних поверхностей принимался во внимание возраст пород, на которых выработаны поверхности, использовались «Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР» масштаба 1: 2 500 000 [1972], имеющиеся литературные данные [Миленко, 1983] и наши исследования по различным районам ВЕП [Новейшая..., 2006]. Учитывая все это и то, что самые высокие поверхности с абсолютными отметками 280-290 м, развитые севернее исследованного района, имеют позднеолигоцен-раннемиоценовый и раннемиоценовый возраст, более низкие поверхности на исследованной территории должны иметь возраст не древнее среднего миоцена.

Анализ рельефа исследуемого района, проведенный в полевых условиях и дополненный серией геолого-геоморфологических профилей, позволил выделить типы рельефа, включающие несколько разных по генезису и возрасту поверхностей, представленных на структурно-геоморфологической карте (рис. 3.24).

1. Эрозионно-денудационные и эрозионные поверхности, разновозрастные, с чехлом лессовидных суглинков (водоразделы разных порядков и их абсолютные отметки). Наиболее высокой и древней в пределах исследованного района является среднемиоценовая поверхность, с абсолютными отметками около 260 м. Она сохранилась только на северо-востоке Курского поднятия на водоразделе Сейм-Прутище, а также Прутище-Свапа (рис. 3.25, профиль 2-2¹), где представлена небольшими фрагментами.

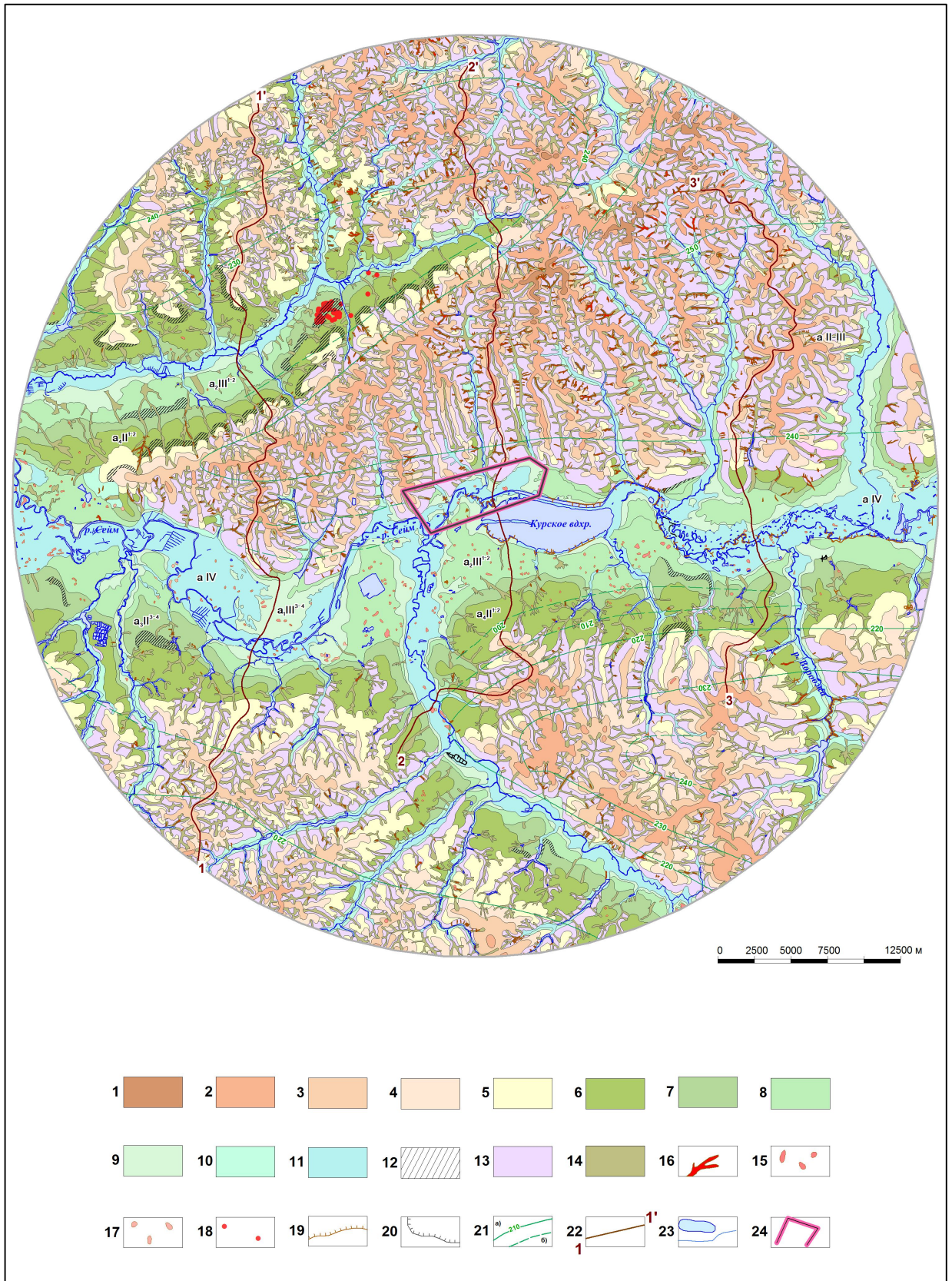


Рис. 3.24. Структурно-геоморфологическая (неотектоническая) карта Курчатовского района.

I. Типы рельефа. Эрозионно-денудационные и эрозионные поверхности, разновозрастные с чехлом лессовидных суглинков (водоразделы разных порядков и их абсолютные отметки). 1 – среднемиоценовая поверхность >260 м (N_1^2), 2 – позднемиоценовая поверхность 240-235 м (N_1^3), 3 – плиоценовая поверхность 225-230 м (N_2), 4 – эоплейстоценовая поверхность

215-220 м (Е). Эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности речных и балочных террас с относительными превышениями и их склоны. 5 – раннеплейстоценовая (V терраса) 50-60 м, 6 – первой половины среднего неоплейстоцена (IV терраса) 45-46 м, 7 – второй половины среднего неоплейстоцена (III терраса) 30-35 м, 8 – первой половины позднего неоплейстоцена (II терраса) 17-20 м. Низкий $a_2^1 III^{1-2}$ и высокий уровни $a_2^2 III^{1-2}$. 9 – второй половины позднего неоплейстоцена (I терраса) 10-15 м, 10 – комплекс террас, нерасчлененных по возрасту, 11 – голоценовая пойма 2-6 м, 12 – склоны речных террас, 13 – склоны речных долин, балок и оврагов, по возрасту нерасчлененные, 14 – днища оврагов и балок голоценового возраста. II. Формы рельефа. 15 – промоины, рытвины. Западины различного генезиса, выделенные 16 – по топографической карте, 17 – по результатам дешифрирования космоснимков, 18 – просадочные формы, 19 – бровки обрывов, 20 – карьеры. III. Прочие обозначения. 21 – изобазы суммарных неотектонических движений, 22 – линии геолого-геоморфологических профилей, 23 – объекты гидрографии: озера, пруды, реки, каналы, родники; 24 – площадка АЭС.

Она выработана на отложениях полтавской (берекской) свиты и сантонского яруса верхнего мела, с отдельными останцами шапкинской свиты ($N_1\check{p}$) и перекрыта лессовым чехлом мощностью 10-12 м. Поверхность практически ровная, иногда с отдельными холмами, сложенными лессовыми породами. На правобережном водоразделе Сейма в нее врезаны долины рек Рогозна и Курицы, крупные балки Демина, Дроняево и др.

Среднемиоценовый возраст (N_1^2) поверхности определяется тем, что он не может быть древнее возраста шапкинской свиты (P_3-N_1 или N_1), которую эта поверхность срезает. Она сопоставляется с сарматской поверхностью, развитой в более южных районах [Новейшая..., 2006; Миленко, 1983]. Следующая позднемиоценовая поверхность выравнивания с абсолютными отметками от 240 до 255 м (см. рис. 3.25) развита очень широко. Она выделяется практически на большей части основного водораздела Сейм-Прутище, а также на всех боковых относительно узких линейно вытянутых водоразделах между балками, прорезающими склоны (см. рис. 3.25, профиль 2-2¹, 3-3¹). На водоразделах Сейм-Реут, Сейм-Псел она развита отдельными фрагментами. Эта поверхность вложена в верхнюю поверхность на глубину до 20 м (рис. 3.26), но врез перекрыт лессами, и только пологие перегибы склонов позволяют его предполагать.

Поверхность выработана преимущественно на среднепалеогеновых отложениях и также имеет лессовый покров мощностью более 10 м. Отмечается наклон ее к долине р. Сейм и снижение абсолютные высоты с 250 и более до 240 м.

Ее поверхность выровнена, но местами волнистая из-за многочисленных понижений - седловин, хорошо выраженных на профилях и на местности, образованных верховьями растущих навстречу друг другу оврагов. Возраст поверхности позднемиоценовый – N_1^3 , сопоставляемый с поверхностью понтического возраста, развитой южнее. Местами на водоразделе между балками Макаровкой и Кожлей в ней выделяются дополнительные уровни.



Рис. 3.26. Склон между среднемиоценовой и позднемиоценовой поверхностями на водоразделе в верховьях р. Рогозна. Дорога поднимается от более низкой (позднемиоценовой) к более высокой (среднемиоценовой) поверхности

Следующая поверхность – плиоценовая (N_2) развита на абсолютной высоте около 225-230 м. По генезису она является эрозионно-денудационной и эрозионно-аккумулятивной. Эрозионно-денудационные ее фрагменты выработаны преимущественно на отложениях нерасчлененной каневско-бучакской свите, сантонском ярусе верхнего мела, а эрозионно-аккумулятивные – на позднеплиоцен-нижнелеоплейстоценовых отложениях. Последние развиты по левому и правому склонам долины Сейма, а также левобережью Реута на относительной высоте над руслами до 90 м. Эрозионно-денудационные поверхности этого возраста широко развиты на водоразделах Сейм-Прутище, Сейм-Реут, Сейм-Псел (см. рис. 3.25, профиль 1-1¹, 3-3¹), где их ширина превышает 2-2,5 км. Более узкие (до 1 км) фрагменты этой поверхности развиты практически на всех боковых водоразделах

между балками, расчленяющими склоны основных поднятий, или образуют ступень на их склонах. В предшествующую поверхность она врезана на глубину до 30 м. Но врез скрыт под лессовым покровом мощностью до 8-10 м и более. Возраст поверхности коррелируется с акчагыльской поверхностью, развитой в южных районах Восточно-Европейской равнины. Эоплейстоценовая поверхность не всегда выделяется в рельефе из-за лессового покрова. Ее абсолютные отметки 215-220 м. Наиболее широко она развита на пологих склонах водоразделов, спускающихся к долине р. Сейм, где выработана на озерно-аллювиальных отложениях. Возможно, здесь она является аккумулятивной, хотя не исключен ее и эрозионный генезис, если она «вырезана» в озерно-аллювиальных отложениях. Она полого спускается к долинам всех основных рек – Сейма, Реута, Прутище, где ее ширина редко превышает 1 км. Местами она имеет выровненную поверхность и образует VI террасу Сейма и Реута (по аналогии с соседними районами, в частности, долиной р. Пселле) [Геологическая..., 1974].

2. Эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности речных и балочных террас с относительными превышениями (показаны цифрами) и их склоны. Наиболее древняя поверхность – ранненеоплейстоценовая (Q_1) – выделяется в интервале высот 200-210 м. На склонах Сейма и Реута это V терраса, сложенная озерно-аллювиальными отложениями или выработанная на них, перекрытая лессами. В остальных местах на склонах водоразделов, долин Рогозны, Курицы и менее крупных речек и балок – это педименты, эрозионные поверхности, выработанные на коренных породах, полого спускающиеся в долины Прутище, Сейма, Реута и др.

Поверхности средненеоплейстоценовые в виде IV и III террас (соответственно $a_4\Pi^{1-2}$ и $a_3\Pi^{3-4}$) широко развиты в долинах основных рек исследованного района. Наиболее широко они представлены на левых склонах долин рек Сейм, Реут, Прутище (см. рис. 3.25 профили 1-1¹, 2-2¹, 3-3¹), а также в долинах их наиболее крупных притоков – Быка, Дични, Бол. Курицы, Вабли и др.

Абсолютная высота IV террасы находится в интервале высот от 190 до 200 м, а наибольшее относительное превышение над руслами рек составляет 45-

46 м. Абсолютные отметки поверхности III террасы около 180 м, а относительные превышения 30-38 м. Террасы аккумулятивные, а там, где они причленяются к коренным склонам (ниже д. Авдеево) и между г. Льгов и устьем Прутище – эрозивно-аккумулятивные. Поверхности террас слабо наклонены к долинам рек и фактически полностью перекрыты лессовым покровом, мощность которого иногда превышает 20 м. Местами по Прутище и Сейму отчетливо выражены склоны к террасам (рис. 3.27), показанные штриховкой (см. рис. 3.24), тогда как во многих других местах они перекрыты делювием. Террасы Прутище и Реута сочленяются с террасами Сейма.



Рис. 3.27. Склон от IV террасы к III террасе р. Сейм. Дорога поднимается от более низкой III террасы к более высокой поверхности IV террасы р. Сейм (левобережье Сейма, западнее долины р. Реут)

Вторая (II) терраса развита практически по всем речным долинам. Ее относительная высота над поймой р. Сейм колеблется в пределах 12-13 – 18-21 м. В связи с этим в ней на некоторых участках, в частности, между устьями Рогозны и Бол. Курицы, выделяются две генерации или две поверхности – низкая и высокая (a_2^1 III¹⁻² и a_2^2 III³⁻⁴). Вниз по течению высота террас снижается. Террасы развиты полосами шириной 1-1,5-2 км вдоль речных долин. Их высота снижается вниз по течению рек. Особенно обширные поверхности II террасы выделяются в приустьевых участках долин Реут и Бык (у Льгова). Здесь их ширина достигает 3-5 км. Поверхность слабо волнистая, местами заболочена или расчленена протоками (см.

рис. 3.24), с реликтами стариц, озерными понижениями, во многих местах с многочисленными западинами аллювиального, но, возможно, и суффозионного генезиса. Широко развиты дюны, достигающие 3-4 м высоты.

I терраса развита не широко, в основном в виде небольших островков и узких полос в долинах притоков р. Сейм и на их приустьевых участках в долине Сейма. Наиболее широкое ее развитие наблюдается на правобережье Сейма против пос. Б. Угоны. Здесь ее ширина достигает 3,5 км. Высота ее изменяется от 10-12, реже 15 м на востоке района до 6-9 м в западной части. Терраса аккумулятивная и лишь на отдельных участках, прилежащих к склонам долины, эрозионно-аккумулятивная, где в ее цоколе обнажаются мергели сантонского яруса. На поверхности террасы многочисленны старицы, широко развиты западины, по всей вероятности, аллювиального, но, возможно, и суффозионного генезиса. На отдельных участках развиты дюны.

В долинах притоков Сейма ручьях и балках террасы развиты значительно хуже в виде узких прерывистых полос, возраст которых часто трудно определить, поэтому принят как нерасчлененный средне-позднеплейстоценовый (Q_{2-3} , или aII-III).

Пойма (IV) развита по всем крупным речным долинам и их притокам. Пойма Сейма в основном аккумулятивная (рис. 3.28) и лишь на правом берегу ниже устья Рогозны в 0,5 км западнее д. Авдеево цокольная: в урезе воды выходят мергели сантонского яруса верхнего мела.

Обычно выделяются низкая пойма (0,5-1, 5 м) и высокая – 2-4, местами до 5-6 м. Низкая пойма развита вдоль русла и подчеркивается кустарниковой растительностью. Особенно широко пойма развита в расширенных участках долины Сейма, где ее ширина достигает 3-4 км. Поверхность поймы часто заболочена, кочковатая, на некоторых участках заросшая кустарниками. На пойме развиты многочисленные прирусловые валы, старицы, протоки, частично заполненные водой, видны следы блуждания русел. Масса замкнутых или полузамкнутых понижений самых разных размеров и формы. Некоторые изометричные понижения,

возможно, имеют термокарстовый или суффозионный генезис. Их размеры от 50 до 200 м в диаметре.



Рис. 3.28. Пойма на правом берегу р. Сейм против г. Курчатова

Пойма Реута широкая (до 3 км), особенно в устьевой его части. Здесь русло Реута меандрирует интенсивнее, чем выше по течению, что, по нашему мнению, вызвано подпруживанием поймы молодым растущим поднятием. Вследствие этого русло Реута при впадении несколько отклонено вправо вверх по течению Сейма.

Русло Сейма в пределах исследованного района меандрирует на большей части своего протяжения. Русловая зона то сужается, то расширяется в локальных впадинах. На суженных участках – «перемычках» оно спрямляется, становится однорукавным и подмывает правый берег реки. Такие участки выделяются ниже устья Рогозны и ниже по течению от г. Курчатова. Здесь пойма сужается, I терраса исчезает, а II терраса повышается. На локальных расширениях и пойма и I терраса расширяются, высота их уменьшается.

Овражно-балочный рельеф широко развит на склонах всех междуречных возвышенностей, крупных и не больших речных долин. Большинство балок представляют собой долинообразные формы с широкими (более 200 м), плоскими, слабо наклонными днищами, крутыми склонами, глубиной до 60-70 м, с террасовидными площадками вдоль склонов. Длина балок различная. На правом склоне долины Сейма она увеличивается с запада на восток с 2-3 км до 18-20 км в соответствии с расширением всей водораздельной возвышенности.

Балки имеют асимметричное строение, Их русла смещены чаще всего к правым склонам. Верхние части склонов пологие, особенно там, где развит лессовый покров, нижние части – крутые с обнажениями мергеля. Склоны прорезаются оврагам, в вершинах которых ближе к водоразделам часто развиты просадочные воронки глубиной до 1,5-2 м, от которых и начинаются овраги [Проведение..., 2013в]. Днища балок часто четковидные, расширенные участки чередуются с суженными, чаще всего обусловленные развитием конусов выноса в приустьевых участках боковых оврагов. Продольные профили балок плавно снижаются к устьям. В верховьях практически все балки разветвляются и переходят в круто наклонные, но пологие лощины и ложбины или в овраги, растущие к водоразделам. Отмечается активное развитие борозд, промоин, на всех склонах балок. Кроме того развиты изометричные понижения, возможно суффозионного генезиса. Они подчеркиваются растительностью.

Многие балки прямолинейны (рис. 3.29), вдоль них проведены линеаменты (см. раздел 4) разной ориентировки. Особенно широко развиты меридиональные балки, расчленяющие склоны долин Сейма и Реута. Более короткие балки имеют цирковидную форму с широкой округлой вершиной и сравнительно узким устьем, приуроченном к трещинам в мергелях. Продольные профили днищ балок пологие. На склонах крупных балок прослеживаются узкие полоски террас, террасовидных площадок или эрозионных уровней в виде не широких плечеобразных уступов, возраст которых датируется как не расчлененный средне-поздний неоплейстоцен (aII-III). Многие балки одновозрастны с речными долинами.



Рис. 3.29. Балка в верховьях долины р. Дичня (южная окраина пос. Озерки)

Глубина вреза и скорость врезания русла р. Сейм в отдельные отрезки четвертичного периода. Анализ многочисленных геологических, инженерно-геологических и гидрогеологических разрезов, позволил определить глубину врезов при формировании террас. При этом учитывались высоты террас и мощность слагающего их аллювия.

Таким образом, глубина вреза разных эрозионно-аккумулятивных циклов имеет следующие значения.

Первая половина среднего неоплейстоцена – 30 м. Вторая половина среднего неоплейстоцена – 35 м. Первая половина позднего неоплейстоцена – 30 м. Вторая половины позднего неоплейстоцена 25 м и голоцен 20-23 м. В последнем случае использовалась мощность аллювия поймы, равная 12-13 м, и превышение I террасы над поймой, равное 6-7 м.

Исходя из глубин врезов, определены приблизительные скорости врезания за каждый четвертичный эрозионно-аккумулятивный цикл. Они соответственно равны в мм/год: за первую половину среднего неоплейстоцена 0,2, за вторую половину 0,3, за первую половину позднего неоплейстоцена 0,4, за вторую половину

0,5, за голоцен 2,2 мм/год. Эти данные необходимы при определении амплитуд и скоростей поднятий за эти же отрезки времени.

Таким образом, структурно-геоморфологические исследования были проведены с целью выявления неотектонических структур, определения их морфологии, возраста, этапности развития и современной геодинамики.

На севере в правобережье Сейма это основной водораздел между реками Прутищи и Курицы (Курское поднятие) имеет наивысшие абс. отметки – более 260 м. В целом амплитуда рельефа составляет 100-120 м (при урезе реки Сейм 148-144 м), а наибольшая глубина расчленения составляет 70-80 м.

На территории исследованного района поднятия-возвышенности стали расти в среднем миоцене. Отражением этапности или стадийности процесса поднятия являются цикловые ступени, представленные поверхностями выравнивания разного генезиса. При этом основным критерием выделения ступеней-поверхностей является их гипсометрия. Особенностью исследованного района, как и всей платформенной территории, является малая величина врезов, определяемая в 15-20 м, а иногда и меньше, что объясняется общей незначительной амплитудой новейших тектонических движений.

Наиболее высокой и древней в пределах района исследований является среднемиоценовая поверхность, с абсолютными отметками около 260 м. Следующая миоценовая поверхность выравнивания с абсолютными отметками от 240 до 255 м врезана (вложена) в предыдущую. Эта поверхность вложена в верхнюю поверхность на глубину до 20 м. Отмечается наклон ее к долине р. Сейм и снижение абсолютных высот с 250 и более до 240 м. Местами на водоразделе между балками Макаровкой и Кожлей в ней выделяются дополнительные уровни. Следующая плиоценовая поверхность развита на абсолютной высоте около 225-230 м. В предшествующую поверхность она врезана на глубину до 30 м.

Поэтапные амплитуды врезаний, поднятий и скорости поднятий. Выделенные поверхности выравнивания различного генезиса – эрозионно-денудационные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные (террасы) – позволяют перейти к

оценке амплитуд новейших тектонических движений, хотя и очень приближительной.

Общая амплитуда поднятия составляет 250-260 м (наивысшие абс. гипсометрические отметки). Следовательно, средняя скорость поднятия с начала его формирования в среднем миоцене, – приблизительно, за 7-8 миллионов лет (принятая приблизительно продолжительность среднего и позднего миоцена), составляет около 0, 04 мм/год. Река Сейм находится на абс. отм. 140-141 м. Величина вреза (амплитуда рельефа) составляет 110-119 (120) м.

При расчете скоростей поднятий за отдельные этапы используется формула С.А. Несмеянова (1971, 2012), условно принимающая, что амплитуды поэтапных поднятий прямо пропорциональны глубинам врезов: $A: D = a: d$, где A – амплитуда поднятия за новейшее время, D – величина вреза за это время, a – амплитуда за определяемый этап, d – величина вреза за этот этап.

Определить скорость поднятия за средний и поздний миоцен трудно, т. к. глубины врезов недостаточно определены. Если судить по разности высот между гипсометрическими отметками поверхностей, они примерно равны 20 м. Однако, лессовый покров скрывает истинную глубину, она может быть больше или меньше, судя по отрывочным данным бурения. Кроме того, невозможно с точностью сказать о продолжительности в цифрах времени формирования каждой из миоценовых поверхностей. То же относится к плиоценовой и эоплейстоценовой поверхностям.

Наиболее определены амплитуды поднятий за отдельные отрезки четвертичного времени, т.к. известны, хотя бы приближительные глубины врезов р. Сейм с учетом мощности заполняющих их аллювия при формировании четвертичных террас и поймы и продолжительность каждого временного отрезка [Борисов, 2007].

Повторим сказанное выше, значения глубин врезов: для первой половины среднего плейстоцена она равна примерно 30 м, для второй половины среднего плейстоцена – 35 м, для первой половины позднего плейстоцена – 30 м, для второй половины позднего плейстоцена – 25 м, для голоцена 20-25 м.

Исходя из этих цифр, применяя формулу С.А Несмеянова, получаем следующие значения амплитуд поднятий за указанные отрезки четвертичного периода: за первую половину среднего плейстоцена она равна 43 м, за вторую половину среднего плейстоцена – 49 м, за поздний плейстоцен – ранний 42 м, за поздний – 35 м, за голоцен – порядка 28-32 м. На основании этих значений амплитуд поднятий определена приблизительная скорость поднятия за каждый указанный отрезок времени. За средний плейстоцен она равна соответственно 0,2 и 0,4 мм/год, за поздний плейстоцен – соответственно 0,6 и 0,8 мм/год, а за голоцен она – около 3 мм/год. Все эти данные сведены в таблицу (табл. 3.4).

Таким образом, амплитуда суммарных деформаций составляет всего 250-260 м. Амплитуды поднятий за отдельные отрезки четвертичного периода составляют 30 м в голоцене, 35-42 м в позднем плейстоцене и 43-49 м в среднем плейстоцене. В соответствии с этими данными определены приблизительные скорости вертикальных тектонических движений за это время. Наблюдается последовательное увеличение скорости поднятий от среднего плейстоцена к голоцену, достигающие 3 мм/год, что согласуется со значениями скоростей современных вертикальных движений, характерных для платформенной территории.

Установлено, что на протяжении четвертичного периода постепенно увеличивались скорости вертикальных движений. Согласно картам современных движений [Карта современных..., 1973, 1986], для отдельных областей Восточно-Европейской равнины характерны большие значения современных движений, превышающие 3-4 мм/год. По данным геодезических измерений «за период с 1998 по 2002 г скорость вертикальных движений реперов на проектируемой площадке Курской АЭС-2 составила от минус 1,1 до плюс 0,8 мм/год» [Результаты..., 2012а].

Железногорский раннепротерозойский разлом, пересекающий территорию в северо-западном направлении, в амплитудах и скоростях движений не выражается.

Табл. 3.4. Схема расчленения четвертичных отложений и геоморфологических уровней территории Курской АЭС-2 по возрасту

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ						РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕРРАСЫ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ И ИХ ВОЗРАСТ			ГЛУБИНА И СКОРОСТИ ВРЕЗОВ, АМПЛИТУДА И СКОРОСТИ ПОДНЯТИЙ						
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЗВЕНО	ГОРИЗОНТ	ВОЗРАСТ ГРАНИЦ (ТЫС. ЛЕТ)*	ПРОДОЛЖИ ТЕЛЬНОСТЬ ЦИКЛОВ (ТЫС. ЛЕТ)**	ИНДЕКСЫ		АБС. ВЫСОТА ПОВЕРХНО СТИ (М)	ОТНОСИТЕЛ НАЯ ВЫСОТА ПОВЕРХНО СТИ (М)	ОТНОСИТЕЛ ЬНАЯ ГЛУБИНА ЦИКЛОВЫХ ВРЕЗОВ (М)	СРЕДНЯЯ СКОРОСТ Ь ВРЕЗАНИ Я (ММ/ГОД)	АМПЛИТ УДА ПОДНЯТ ИЯ, (М)	СКОРОСТЬ ПОДНЯТИЯ (ММ/ГОД)		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ГОЛОЦЕН		СОВРЕМЕННЫЙ	11	11	ПОЙМА AIV			1-6	20-23	2,2	30	3,0		
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНЕЕ	ОСТАШКОВСКИЙ ЛЕНИНГРАДСКИЙ	57	46	ТЕРРАСЫ	I	A1ПЗ-4		9-12	25	0,5	35	0,8	
			КАЛИНИНСКИЙ МИКУЛИНСКИЙ	127	70		II	A2ПП-2		12-14 18-21	30	0,4	42	0,6	
			МОСКОВСКИЙ ГОРКИНСКИЙ	242	115		III	A3ПЗ-4		30-35	35	0,3	49	0,4	
		СРЕДНЕЕ	ДНЕПРОВСКИЙ ЧЕКАЛИНСКИЙ	427	185		IV	A4ПП-2		45-46	30	0,2	43	0,2	
			КАЛУЖСКИЙ ЛИХВИНСКИЙ												
		НИЖНЕЕ	ВТОРАЯ ПОЛОВИНА	ОКСКИЙ	787	360	ДЕНУДАЦИОННЫЕ УРОВНИ	V			50-60				
				МУЧКАПСКИЙ											
				ДОНСКОЙ											
			ОКАТОВСКИЙ												
ПЕРВАЯ ПОЛОВИНА		СЕТУНЬСКИЙ													
ЭОПЛЕЙ СТОЦЕН			1 800	1000		E	215-220	90							
НЕОГЕНО-ВАЯ	ПЛИОЦЕН			5330	3530		N2	225-230							
	МИОЦЕН	ВЕРХНИЙ		8000			N13	240-255							
		СРЕДНИЙ						N12	>260						

Неотектонические поднятия и прогибы. Новейший этап на территории исследованного района начался 30-33 млн. лет назад после регрессии палеогеновых морей в конце позднего олигоцена, когда на морские осадки легли континентальные отложения полтавской (бережской) свиты, датируемые поздним олигоценом-ранним миоценом.

В пределах района исследования выделяются два главных или основных поднятия – Конышевско-Курское на севере и Сеймско-Пселское на юге и разделяющий их Сеймский прогиб (рис. 3.30).

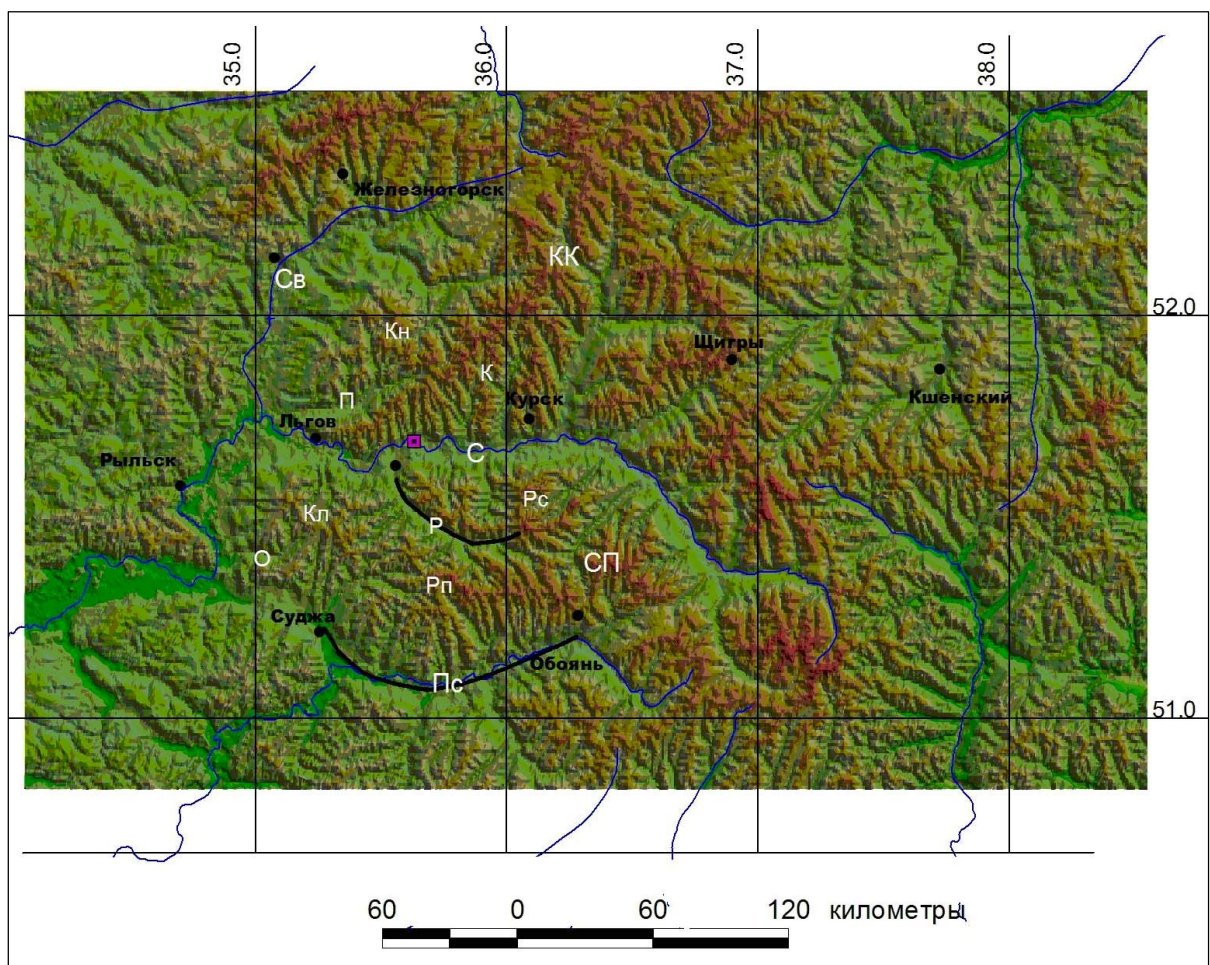


Рис. 3.30. Неотектонические структуры.

Буквами обозначены поднятия: КнК – Конышевско-Курское, К – Курское, СП – Сеймско-Пселское, Кн – Конышевское, РС – Реутско-Сеймское, РП – Реутско-Пселское, Кл – Колонтаевское. Прогибы: С – Сеймский, Сп – Свапский, Р – Реутский, П – Прутищенский, О – Ольговский. Черными линиями показаны дугообразные прогибы (основа – цифровая модель рельефа с отмывкой).

Указанные поднятия сопрягаются с крупными прогибами – Свапским на западе и Пселским на юге, находящимися за пределами исследованной территории. Новейшие поднятия и прогибы являются крупными структурами, наследующимися речными долинами. Основные неотектонические структуры выделяются, согласно изобазам суммарных неотектонических деформаций (рис. 3.31).

В целом в пределах Курчатовского района выделяются следующие структуры: Конышевско-Курское (КК), Конышевское (КК) и Сейсмско-Пселское (СП) поднятия; Сеймский (С) прогиб. Локальные структурные формы: Курское (К), Конышевское (Кн), Реутско-Сеймское (РС), Реутско-Пселское (РП), Колонтаевское (Кл) и Быковское (Б) поднятия; Реутский (Р), Прутищенский (П) и Ольговский (О) прогибы. Локальные относительные прогибы и повышенной аккумуляции современного аллювия в Сеймском прогибе: Рогозинское (Рг), Курчатовское (Кч), Львовское (Л) и Шерекинское (Ш) (рис. 3.32).

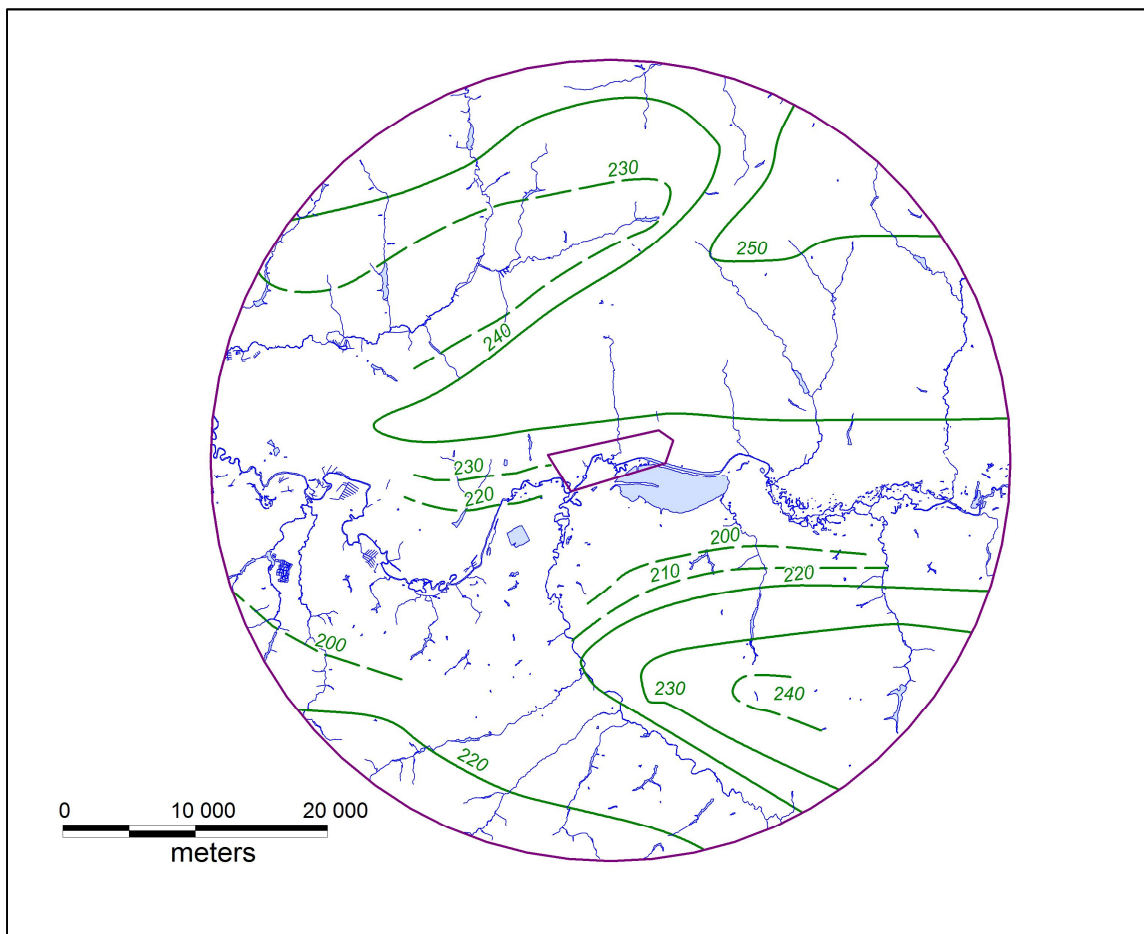


Рис. 3.31. Изобазы суммарных неотектонических движений
Зеленым цветом показаны изобазы в метрах.

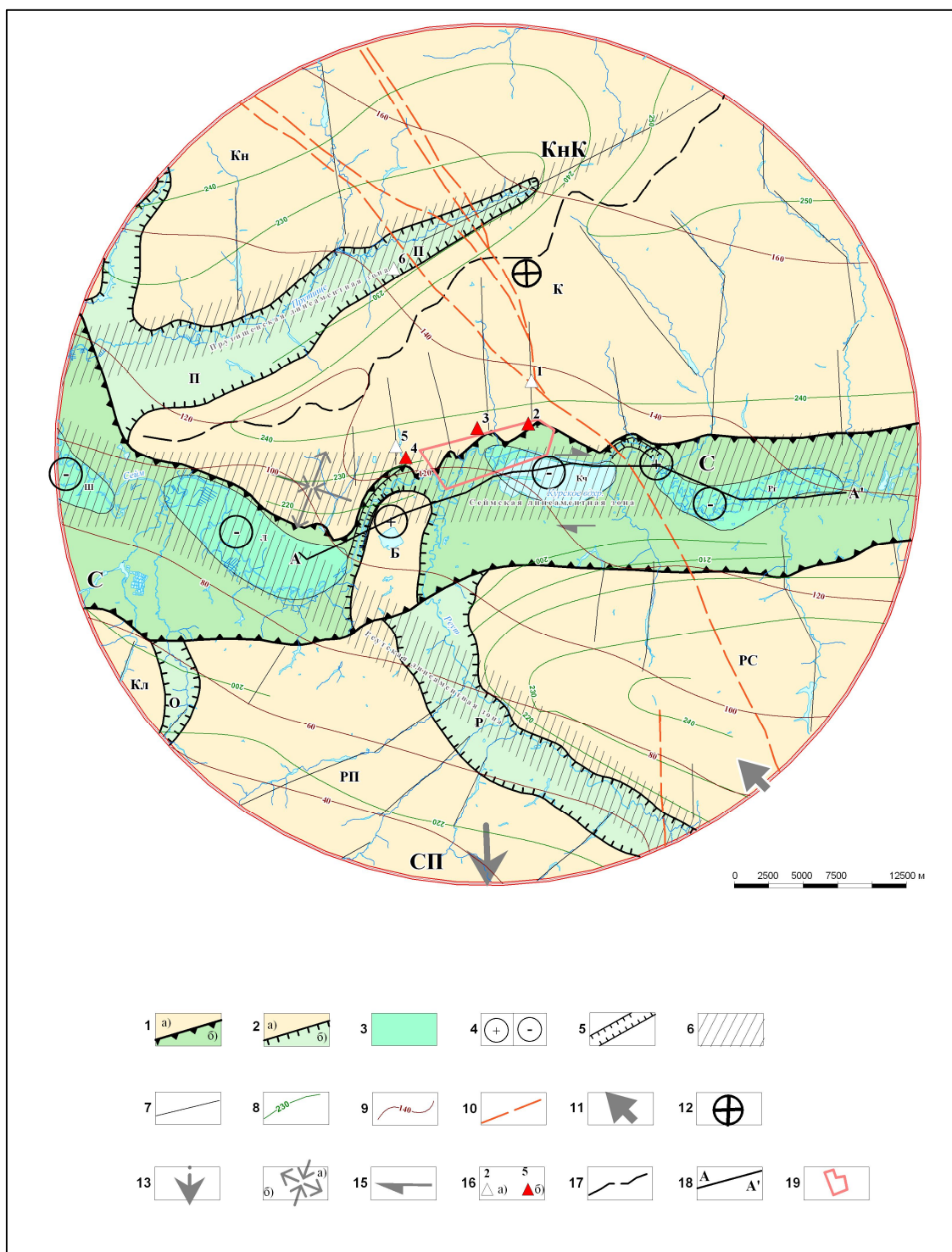


Рис. 3.32. Структурно-геодинамическая карта Курчатовского района.

I. Структуры новейшие. 1 – основные: а) поднятия, б) прогибы. Названия структурных форм: поднятия: КнК – Коньшевско-Курское, СП – Сейсмско-Пселское; С – Сеймский прогиб. 2 – локальные: а) поднятия, б) прогибы. Названия локальных структурных форм. Поднятия: К – Курское, Кн – Коньшевское, РС – Реутско-Сеймское, РП – Реутско-Пселское, Кл – Колонтаевское, Б – Быковское. Прогибы: Р – Реутский, П – Прутищенский, О – Ольговский. 3 – Участки локальных относительных прогибов и повышенной аккумуляции современного аллювия в Сеймском прогибе. Названия: Рг – Рогозинское, Кч – Курчатовское, Л – Львовское, Ш – Шеркинское. 4 – участки а) повышенного и б) пониженного залегания кровли отложений уронского и сантонского ярусов верхнего мела в Сеймском прогибе. 5 – antecedentные участки р. Сейм, 6

– зоны линеаментов, 7 - основные линеаменты, 8 – изобазы суммарных неотектонических движений. II. Структуры донеотектонические. 9 – изогипсы подошвы отложений туронского яруса верхнего мела, 10 – зона Железногорского разлома кристаллического фундамента (Геологическая ..., 1967), 11 – направление субгоризонтальных региональных напряжений сжатия, 12 – субвертикальное напряжение сжатия, 13 – эффект проявления гравитационной тектоники (направление деформаций растяжения), 14 – современное поле напряжений Сеймской линеаментной зоны, полученное по структурно-геоморфологическим данным: а) ось сжатия, б) ось растяжения, 15 – сдвиговое напряжение сжатия. IV. прочие обозначения. 16 – участки измерения плотности потока радона (цифра номер участка): а) с фоновыми значениями, б) с повышенными значениями; 17 – линии водоразделов р. Сейм, 18 – линии геологических профилей [Обоснование..., 2001], 19 - площадка АЭС.

Коньшевско-Курское поднятие (КК) образует крупный массив в междуречье Сейм-Свапа. Он разделен долиной р. Прутище на два самостоятельных поднятия – более крупное северное – Коньшевское, находящееся в междуречье Прутище-Свапа, и меньшее по размеру южное – собственно Курское, находящееся в междуречье Прутище-Сейм. На северо-востоке оба поднятия сближаются, образуя один массив – Поньринское кольцевое поднятие. Последнее вместе с более южным хорошо известным кольцевым Обоянским поднятием образует в рельефе протяженный субмеридиональный водораздел между бассейнами рек Оки на западе и Дона на востоке.

Коньшевское поднятие (Кн) в исследованный район входит лишь своим южным крылом или склоном. Оно сложено отложениями верхнего мела (K_2st), перекрытого местами палеоген-неогеновыми отложениями, в том числе полтавской (берекской) свитой.

На фоне общего пологого падения меловых пород наблюдаются отдельные небольшие деформации. Поднятие асимметричное – южный склон его, сопряженный с Прутищенским прогибом, короче и круче северного, сопряженного со Свапским прогибом. Наибольшая абс. высота поднятия составляет около 260 м, при этом она выдержана в широкой осевой (водораздельной) части поднятия, где сохранились фрагменты наиболее высокой и древней среднемиоценовой поверхности.

Западная его периклиналь также широкая, отчетливо подчеркивается концентрическим развитием среднеплейстоценовых террас Сейма и Свапы. Склон и осевая часть поднятия расчленены балками субмеридионального простирания

(Вабля, Котилевка и др.), по которым выделены линеаменты такого же простирания (см. рис. 3.32). Конышевское поднятие находится над участком самого высокого залегания фундамента в пределах исследованного района +100 м.

Прутищенский прогиб (П) отделяет Конышевское поднятие от Курского. Он вытянут с юго-запада на северо-восток на 30-33 км. В этом направлении его ширина уменьшается с 6 км у устья Прутище до 1-2 км в ее верховьях, где он выклинивается. На его продолжении к северо-востоку развиты небольшие овраги того же простирания, по которым выделены линеаменты, а вдоль всего прогиба - Прутищенская линеаментная зона.

Прогиб наложен на отложения верхнего мела, при этом в его восточной части в основании прогиба вскрываются более древние отложения туронского яруса верхнего мела, а в западной части – более молодые коньякского яруса [Результаты..., 2012б].

Уменьшение вреза реки в западной части связано с подпруживанием долины Прутище Сеймом.

Прогиб представляет собой очень пологую синклиналь, выделяемую по небольшой деформации подошвы полтавской свиты. Он асимметричен: его северный склон крутой, подрезается р. Прутище, а южный, сопряженный с Курским поднятием, более пологий. Здесь развит комплекс средненеоплейстоценовых террас, поверхность которых полого наклонена к реке Прутище. К юго-западу мощность четвертичных отложений, выполняющих прогиб, увеличивается. Происходит наложенная аккумуляция аллювия. В разрезах скважин (скв. 24) под пойменными осадками выделяются аллювиальные свиты позднего неоплейстоцена. Причиной этого, как было сказано выше, является подпруживающее влияние Сейма.

Курское поднятие (К) в пределах исследованного района вытянуто с юго-запада на северо-восток на 50-60 км. Абс. высота поднятия изменяется: оно снижается с отметки 260 м на востоке до 200 м на западной периклинали, погружающейся под аллювий рек Прутище и Сейм; в этом же направлении уменьшается его ширина - с 20-25 км у Курска до 4-5 км у Льгова. Поднятие сложено верхнемеловыми отложениями преимущественно сантонского яруса (K_2st), хотя во врезках

речных долин присутствуют отложения туронского яруса верхнего мела. Они имеют пологий наклон к юго-западу. Перекрывающие их отложения среднего палеогена (киевская и каневско-бучакская свиты), а также свиты позднего олигоцена-миоцена (полтавская-берекская и шапкинская) залегают еще более полого. Подошва полтавской свиты на правобережье Сейма находится на абс. высоте 240 м, к северо-востоку она постепенно повышается до 250 м, а к северу к Прутищенскому прогибу снижается до 230 м.

Таким образом, в новейшей структуре Курское поднятие представляет собой асимметричную мегантиклиналь. Ее современная ось, подчеркнутая водораздельной линией, смещена к северу. В связи с этим северный склон поднятия, сопряженный с Прутищенским прогибом, более короткий и пологий, а южный – длинный, хотя и пологий, но обрывается к долине Сейма, подрезающего его с образованием крутых уступов. Склоны поднятия имеют ступенчатое строение (см. рис. 3.25, профиль 3-3¹), свидетельствующее о неравномерном процессе поднятия, чередующегося с остановками. Возраст поднятия, судя по возрасту развитых эрозионно-денудационных поверхностей, – среднемиоценовый.

Южный склон поднятия расчленен многочисленными субмеридиональными балками (Макаровка, Крупец, Демина, Рогозна) и речными долинами (Курица, Тускарь), по которым отчетливо выделяются линеаменты. При этом, как было сказано выше, по морфологии они имеют раздвиговой характер. Таким образом, южный склон как бы разделен на субмеридиональные пластины, однако это не блоки, т. к. абсолютная высота их практически одинакова. Южные ограничения этих «пластин» в рельефе выражены прямолинейными, кулисно подставляющими друг друга, основаниями склонов, рисунок которых, возможно, может отвечать правосдвиговому напряжению.

Сеймский прогиб (С) в пределах исследованного района протягивается в субширотном направлении на 80-90 км от г. Курска на востоке до устья р. Свапа на западе. В этом же направлении прогиб расширяется, достигая на западе 15-16 км, тогда, как на большей части территории его ширина составляет 8-10 км

В новейшей структуре прогиб имеет синклинальное строение, определяемое по небольшим деформациям подошвы полтавской и шапкинской свит. Так на востоке и на западе на левобережье Сейма подошва полтавской свиты спускается с 220 до 200 м (скв. 215, 11219 и, 11227 и) (см. рис. 3.31). На правобережье Сейма уже на склоне Курского поднятия подошва поднята до 240 м. Прогиб является эрозионно-тектонической структурой – в синклиналь вложена долина р. Сейм.

Прогиб наложен на структуры фундамента и мезозоя. На востоке в его основании выходят отложения туронского яруса верхнего мела (K_{2t}), представленного мелом, и глинисто-мергелистые отложения коньякского яруса (K_{2cn}). На западе в районе устья р. Прутище прогиб вложен в отложения коньякского яруса, а в центральной части – в глины и мергели сантонского яруса (K_{2st}) (рис. 3.33).

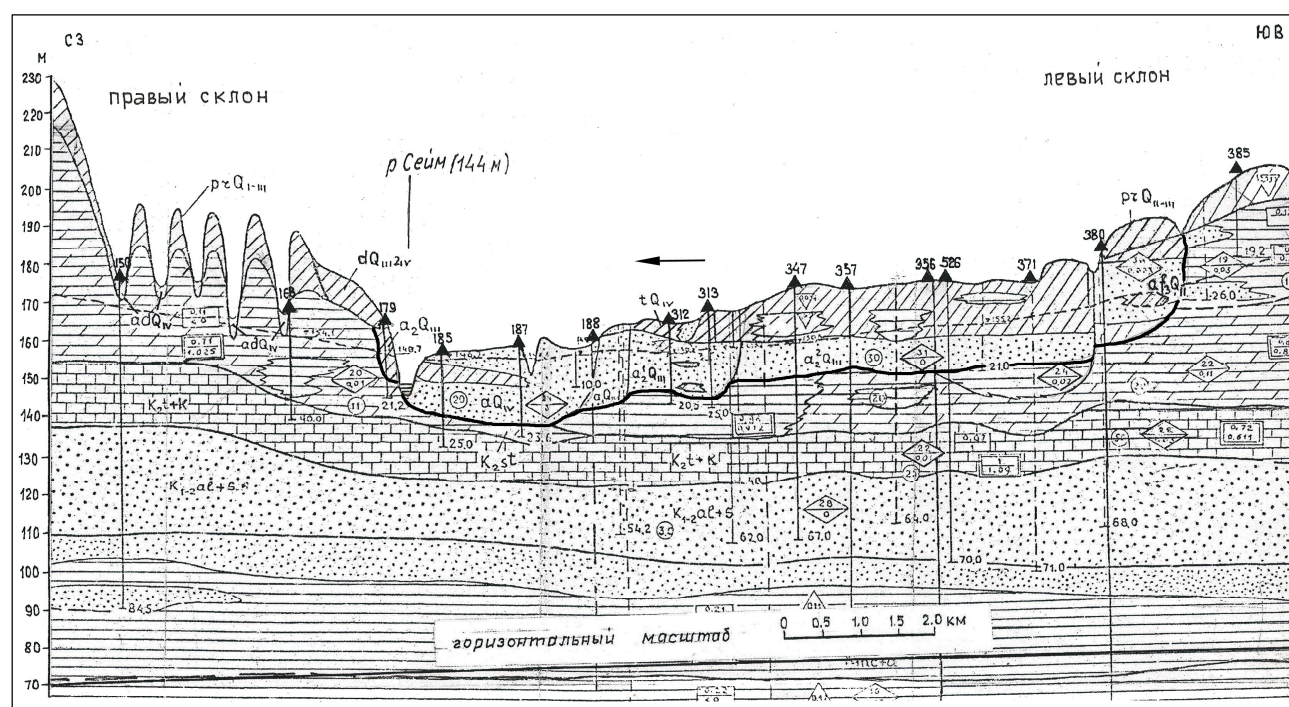


Рис. 3.33. Приуроченность долины р. Сейм к синклинали в меловых породах (фрагмент гидрогеологического разреза по линии 2-2, проходящего у западного окончания пруда-охладителя [Сводный..., 1994]). Стрелка показывает смещение четвертичных долин Сейма к северу (к правому склону)

Таким образом, уже в начале раннего миоцена прогиб представлял широкую пологую синклиналь. В плиоцен-раннеплейстоценовое время прогиб углубился, и в его центральной части возник значительный по размерам озерный бассейн с впадавшими в него речками, о чем свидетельствуют плиоцен-

ранненеоплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения, сохранившиеся на обоих склонах долины Сейма. В четвертичное время, в связи с общим поднятием территории, осадки этого водоема были прорезаны Сеймом на глубину порядка 50 м. В настоящее время они полностью перекрыты лессово-почвенным комплексом.

Прогиб асимметричен, его северное крыло, сопряженное с Курским поднятием, крутое, и граница фактически проводится в основании склона поднятия. Южное крыло более пологое и длинное, наклонное к долине р. Сейм. Здесь граница прогиба проводится нами по тыловому шву IV террасы р. Сейм. Русло Сейма с начала среднего плейстоцена мигрировало к северу, возможно, не только в результате роста Реутско-Пселского поднятия, но и под действием сил Кориолиса, как и во всех речных долинах Восточно-Европейской платформы [Макарова и др., 2008]. На южном крыле развит весь комплекс среднеплейстоценовых террас (см. рис. 3.33, рис. 3.25, профиль 3-3', см. рис. 3.32), из которых наиболее широкое развитие имеют IV и III террасы, тогда как на южном склоне они практически отсутствуют (см. рис. 3.24, рис. 3.31), появляясь лишь западнее Льгова, где прогиб расширяется и в него «впадает» Прутищенский прогиб. Четвертичные отложения, выполняющие прогиб, представлены в основном аллювием реки Сейм и его притоков.

Вдоль центральной части прогиба выделен широтный линеамент или линеаментная зона, протягивающаяся к западу и востоку.

В более детальном плане Сеймский прогиб в пределах исследованного района дифференцирован на участки, которые отличаются строением и ориентировкой русла реки Сейм, формой его в плане, а также мощностью голоценового пойменного аллювия. Это позволяет считать их локальными участками прогибания. С востока на запад выделяются следующие участки, расположенные кулисно (см. рис. 3.32): Рогознинский (Р), Курчатовский (Кч), Льговский (Л) и Шерекинский (Ш). Последний входит в исследуемый район лишь своей восточной частью. Эти участки в плане имеют северо-западное простирание и как бы кулисно расположены по отношению друг к другу. На этих участках русловая зона реки расширена, русло интенсивно меандрирует или разделяется на протоки, в пойме увели-

чивается мощность аллювия с обычной 12-13 м до 18-20 м [Проведение..., 2013а], а в Льговском до 20 м [Обоснование..., 2001, Результаты..., 2012б]. Также увеличена мощность аллювия I террасы. Это позволяет высказать предположение, что здесь идет локальное прогибание. Расширенные участки разделяются относительно суженными, так называемыми «перемычками», где русло спрямляется, а мощность аллювия уменьшается. Здесь же, по данным бурения, отмечается слегка повышенное положение подошвы турона и сантона (скв. 2, 3; см. рис. 3.32), связанное с тектоническим поднятием. Такие участки можно считать antecedentными.

В устьевой части р. Реут предположительно выделяется совсем молодое Быковское поднятие. В поверхности меловых пород здесь отмечается небольшой выступ пород сантона и турона. Еще одним признаком его развития является отклонение русла р. Реут к востоку, а также широкое развитие в пойме Реута болотных отложений, объясняемых подпруживающим влиянием этого поднятия. В северной части оно пререзается спрямленным руслом Сейма с образованием antecedentного участка.

Обращает на себя внимание северная граница прогиба или долины р. Сейм. Детальное исследование выявляет ее «зигзагообразное» строение, о чем было сказано выше. Основания или подножия склонов водоразделов между балками прямолинейны и ориентированы закономерно то на северо-запад, то на северо-восток, что отражено также на схеме линеаментов. Вместе с кулисно расположенными участками локальной аккумуляции аллювия это позволяет предполагать здесь проявление сдвиговых напряжений.

Сеймско-Пселское (СП) поднятие протягивается от устья р. Свапа на западе до северо-западного отрезка р. Сейм восточнее Курска. Его южной границей является Пселский прогиб, находящийся за пределами исследованного района. Оно объединяет два менее крупные поднятия, разделенные долиной р. Реут: восточное в правобережье Реута – Реутско-Сеймское, и западное в левобережье Реута – Реут-Пселское. В плане они образуют две сближенные кулисы северо-западного простирания. В верховьях Реута они объединяются в единое поднятие – Обоян-

ское, имеющее сводовую (кольцевую) форму, выделяющееся многими исследователями [Трегуб, 2005; Новейшая ..., 2006 и др.].

Реутско-Сеймское поднятие (РС) имеет наибольшие абс. отметки 250 м. Оно сложено преимущественно отложениями сантонского яруса верхнего мела (K_2st). На его водоразделе сохранились отложения полтавской (берекской) свиты мощностью первые метры. Абсолютные отметки ее подошвы снижаются к долине Сейма с 240 м до 220 м. Северный склон поднятия пологий, с широко развитыми террасами Сейма, а южный более крутой. Северный склон расчленен крупными широкими балками-речными долинами Дични и Воробжи и менее крупной Б. Рассыльной, по которым выделены линеаменты. Поднятие имеет дугообразную форму в плане, выпуклостью обращенной на юг, подчеркиваемой верховьями реки Реут (см. рис. 3.30).

Реутский прогиб (Р) выделен по долине р. Реут. Подошва полтавской и шапкинской свит здесь снижается к Реуту с 230 до 215 м и затем снова повышается к осевой части Реутско-Сеймского поднятия до 220 м (скв. 1126, 11131) и более. В конце олигоцена он представлял обширное понижение, сливавшееся с Сеймским прогибом. Его современная ширина в приустьевой части Реута составляет 7 км. Террасы развиты на левом склоне долины, вследствие чего правый склон более крутой. Прогиб дугообразно «заворачивает» на юго-восток, где основание его повышается и он постепенно выклинивается. Его продолжением к северо-востоку является долина р. Полная – левый приток Сейма, также имеющая дугообразную форму, подчеркивающую южное окончание Реутско-Сеймского поднятия. В устьевой части Реута долина возможно подпружена молодым четвертичным Быковским поднятием, отклоняющим русло на восток против течения Сейма, о чем было сказано выше.

Реутско-Пселское поднятие (РП) входит в исследуемый район преимущественно северным склоном и частично осевой частью. Поднятие сложено верхнемеловыми отложениями, перекрытыми палеоген-неогеновыми отложениями. Его абсолютные отметки довольно выдержаны, около 230 м, и здесь развита плиоценовая поверхность. Подошва полтавской свиты испытывает небольшие деформа-

ции, подчеркивающие антиклинальное строение поднятия: на южном склоне, фактически за пределами исследованного района, ее отметки составляют 190-200 м (скв. 8у), затем они повышаются до 220 м в осевой части (скв. 1119), а затем на северном склоне вновь снижаются до 210 м (скв. 15). Асимметричное строение поднятия аналогично Курскому и Конышевскому: северный склон положе южного. Поднятие расчленено долинами рек, имеющих северо-восточное простирание (Бобрик, Радуча и др.) и меридиональное (Ивня, Малая Локня), по которым выделены линеаменты. В западной части выделяется локальное куполовидное Колонтаевское поднятие (Кл), отделенное от основного узким небольшим Ольгинским прогибом, большая часть которого находится за пределами исследованного района. Это поднятие развито над брахисинклинальной складкой в структуре фундамента. Реутско-Пселское поднятие на западе за пределами исследованного района antecedентно прорезается долиной р. Сейм, за которой, по всей вероятности, его продолжением является Рыльское поднятие.

Таким образом, новейшие структуры в исследуемом районе представлены поднятиями и сопряженными с ними прогибами. Это пологие изгибные структуры, определенные по деформациям подошвы полтавской (берекской) свиты. Большая часть структур имеет асимметричное строение: южные склоны круче северных. Существование новейшего Сеймского прогиба продолжается с перерывами с сантонского века. В структуре фундамента ему соответствует понижение, в подошвах туронского и сантонского ярусов верхнего мела - синклиналь и пониженная ступень.

ВЫВОДЫ

На основе структурно-геоморфологического метода выявлены разновозрастные и разнородные поверхностные и погребенные эрозионно-денудационные и аккумулятивные поверхности (ступени, уровни), отражающие цикличность развития рельефа, стадийность неотектонических движений и степень их вертикальной дифференцированности.

1) По этим данным выявлены различающиеся по морфологии и возрасту формирования неотектонические структуры в их истинных контурах и деталях,

определены их суммарные и поэтапные количественные показатели – размеры, амплитуды, скорости и градиенты новейших и современных деформаций. Установлено увеличение скоростей поднятий от ранних к поздним стадиям неотектонических движений, обусловленное одновременным (совокупным) воздействием на земную кору разнородных сил и процессов (табл. 3.5, см. табл. 3.1, 3.2, 3.4). Оцененные скорости деформаций не превышают допустимые, согласно требованиям нормативных документов.

В Островецком районе Белорусское новейшее поднятие дифференцировано на раннеплиоценовые поднятия и прогибы северо-западного и северо-восточного простирания. Общая амплитуда поднятия составляет 200-220 м, наименьшая 120 м (урез р. Виляя). Амплитуда рельефа составляет 80-100 м. Общая суммарная скорость поднятия составляет 0,06 мм/год.

Амплитуда поднятия за плиоцен-ранненеоплейстоценовое время составляет 30-35 м, за четвертичное время – 50-55 м. Скорость поднятия за плиоцен-ранненеоплейстоценовое время составляет 0,006 мм/год. За четвертичное время она увеличивается на порядок и составляет 0,06 мм/год, за голоценовое время еще на порядок – 0,6 мм/год.

Табл. 3.5. Общая (суммарная) скорость неотектонических поднятий

Районы исследований	Общая амплитуда поднятий за новейший этап	Общая скорость поднятия
Островецкий район (суперпозиция сжатия и растяжения)	50-55 м за четвертичное время	0,06 мм/год
Монаковский район (условия преимущественного и растяжения)	128-130 м за четвертичное время	0,016 мм/год
Курчатовский район (условия преимущественного сжатия)	250-260 м за среднемиоцен-четвертичное время	0,04 мм/год

В Монаковском районе Токмовское новейшее поднятие дифференцировано на раннеплиоценовые и ранненеоплейстоценовые структуры широтного и субмеридионального простирания. В его пределах общая амплитуда поднятия составляют 130 м, а наименьшая – 70 м (урез р. Оки). Амплитуда рельефа составляет 60

м (за вычетом мощности наложенных четвертичных водно-ледниковых и аллювиальных отложений). Общая суммарная скорость поднятия составляет 0,016 мм/год.

За первую половину среднего плейстоцена амплитуда поднятий составляет 41 (42) м, за его вторую половину – 30 м, за первую половину позднего плейстоцена – 25 (30) м, за его вторую половину – 21 (26) м, за голоцен – 22 (26) м. Скорость поднятия (мм/год) за первую половину среднего плейстоцена составляет 0,26, за его вторую половину – 0,2, за первую половину позднего плейстоцена – 0,3-0,36, за его вторую половину – 0,5-0,6. За голоцен она резко увеличивается до 2,0-2,2 (табл. 3.6).

В Курчатовском районе Воронежское новейшее поднятие дифференцировано на среднемиоценовые линейные поднятия и прогибы.

Табл. 3.6. Постадийные амплитуды и скорости деформаций

Районы исследований	Амплитуды поднятий за отдельные этапы (м)		Скорости поднятий за отдельные этапы (мм/год)
	Этап	Амплитуда (м)	
Островецкий район	Q ₄	5-8?	0,6
	Q ₃ ³⁻⁴	12-13	0,06
	Q ₃ ¹⁻²	40-44	
	Q ₂ ³⁻⁴		
	Q ₂ ¹⁻²		
	Q ₁		
Монаковский район	Q ₄	22 (26)	2,0-2,2
	Q ₃ ³⁻⁴	21 (26)	0,5-0,6
	Q ₃ ¹⁻²	25 (30)	0,3-0,36
	Q ₂ ³⁻⁴	30	0,2
	Q ₂ ¹⁻²	41 (42)	0,26
	Q ₁		
Курчатовский район	Q ₄	30 (28-32)	3,0
	Q ₃ ³⁻⁴	35	0,8
	Q ₃ ¹⁻²	42	0,6
	Q ₂ ³⁻⁴	49	0,4
	Q ₂ ¹⁻²	43	0,2
	Q ₁		

В Курчатовском районе общая амплитуда поднятия составляют 255 м, а наименьшая – 145 м (урез р. Сейм). Амплитуда рельефа составляет 110 м. Общая суммарная скорость поднятия составляет 0,04 мм/год.

За первую половину среднего неоплейстоцена амплитуда поднятия составляет 43 м, за его вторую половину – 49 м, за первую половину позднего неоплейстоцена – 42 м, за его вторую половину – 35 м. За голоцен – 30 (28-32) м. Скорость поднятия (мм/год) за первую половину среднего неоплейстоцена составляет 0,2, за его вторую половину – 0,4, за первую половину позднего неоплейстоцена – 0,6 и за его вторую половину – 0,8. За голоцен она увеличивается почти в четыре раза до 3,0.

2) Постадийная скорость тектонических движений выявляет закономерность увеличения скорости движений, общую для всех трех рассмотренных районов (см. табл. 3.6). Начиная с 70-50 тыс. лет и поныне она резко увеличивается на порядок и более у всех трех рассматриваемых районов (рис. 3.34).

Существуют две точки зрения на причину подобного увеличения скорости движения. Согласно первой, увеличение связывается с общей тенденцией активизации движений в пределах Восточно-Европейской платформы и в прилегающих к ней активных областях. Согласно другой, увеличение связывается с приуроченностью исследуемых районов к устойчиво растущим сводовым поднятиям Восточно-Европейской платформы.

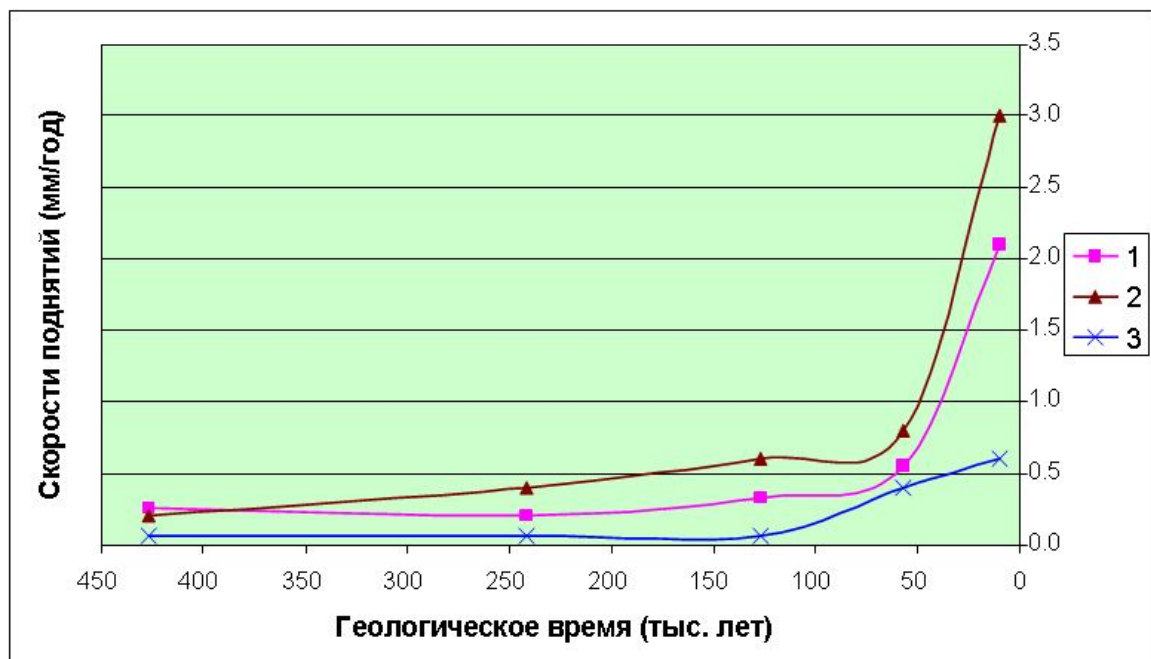


Рис. 3.34. Постадийная скорость тектонических движений.
1 – Курчатовский район, 2 – Монаковский район, 3 – Островецкий район.

Постадийные (позапные) амплитуды поднятий, скорости врезаний и поднятий характеризуют геодинамические условия исследуемых районов как благоприятные для размещения в них особо опасных и технически сложных сооружений.

Таким образом, на основании фактического материала обосновывается второе защищаемое положение: **по деформациям опорных структурно-геоморфологических поверхностей и цикличности развития рельефа (цикло-вых ступеней), впервые качественно и количественно оцениваются неотектонические поднятия и прогибы изгибного типа. На основе постадийных (позапных) оценок возраста, амплитуды и интенсивности неотектонических поднятий устанавливается закономерное увеличение интенсивности движений от ранних неотектонических стадий к поздним.**

Глава 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Геодинамические условия формирования неотектонических структур рассматриваются с точки зрения обоснования происхождения этих структур и установления полей современных напряжений, отвечающих за устойчивость территорий размещения особо опасных и технически сложных объектов.

Структурно-геодинамические условия исследуются многими учеными, таким как Р.Е. Айзберг [Айзберг, Старчик, 2002; Айзберг и др., 2009], В.В. Бадяй [Бадяй, Карабанов, 2010], Т.П. Белоусов [Белоусов и др., 2006; 2007], Р.Г. Гарецкий [Гарецкий и др., 1996, 1999, 2003, 1994], А.Ф. Грачев [Грачев, 1996], В.Н. Губин [Губин, Ковалев, 2008], А.К. Карабанов [Карабанов и др., 2009; Карабанов, Левков, 1986], М.Л. Копп [Копп, 2004; Копп и др., 2002], Н.И. Корчуганова [Корчуганова, 2000], Левков Э.А. [Левков, Карабанов, 1995, 1994, 1987], В.И. Макаров [Макаров, 1989; Макаров, Макеев, 2000, 2003, 2004; Макаров и др., 2005; Макаров, Макарова, Макеев, 2005], Н.В. Макарова [Макарова и др., 2013, Макарова, 2008], Макеев [Макеев и др., 2003, 2004, Макеев и др., 2013], А.В. Матвеев [Матвеев, М.А. Нагорный [Нагорный, 1990], Л.А. Нечипоренко [1995; 1996, 2003, 2001], Л.И. Надежка [Литосфера..., 2012], С.А. Несмеянов [Несмеянов, 2004б]; З. Нойман [Нойман, Флоренский..., 1996], Н.И. Николаев [Николаев..., 1988], П.Н. Николаев [Николаев..., 1992]; Р.Р. Павловец [Павловец, 1990], В.П. Палиенко [Палиенко, 1981], Ю.Е. Погребницкий [Погребницкий, 1976], Ю.М. Пушаровский [Пушаровский, 1998], Е.А. Рогожин [Рогожин и др., 2009, 2010], Л.П. Свириденко, В.А. Сидоров [Сидоров, Кузьмин 2000], Л.А. Сим [Сим, 1991, 1994, 1996; Влияние ..., 2000, Сим и др., 2003; Изучение ..., 1991], Т.В. Суханова [Суханова, 2000], А.И. Трегуб [Трегуб, 2000]; А.П. Тарков [Тарков, 1974], В.Г. Трифонов [Карта активных..., 1987; Карта ..., 1996; Трифонов, 1993], В.И. Уломов [Уломов..., 1995], В.Е. Хаин [Хаин, Ломизе, 2005], Н.М. Чернышев [Чернышев и др., 2002], Л.Т. Шевырев [Шевырев 1985, 1986]; Н.С. Шатский, [Шатский, 1947] и мн. другими.

В основе определения геодинамических условий формирования неотектонических структур лежат представления о глубинных геодинамических системах, которые объединяют центральные области активных геодинамических процессов (очаги) и те пассивные области, на которые распространяется их динамическое воздействие (рис. 4.1). Активные очаги (геодинамические центры) рассматриваются как источники тектонических напряжений [Макаров, 1996; Макарова и др., 2005; Макеев, 2008; Макеев, Пустовалов, 2010 и др.].

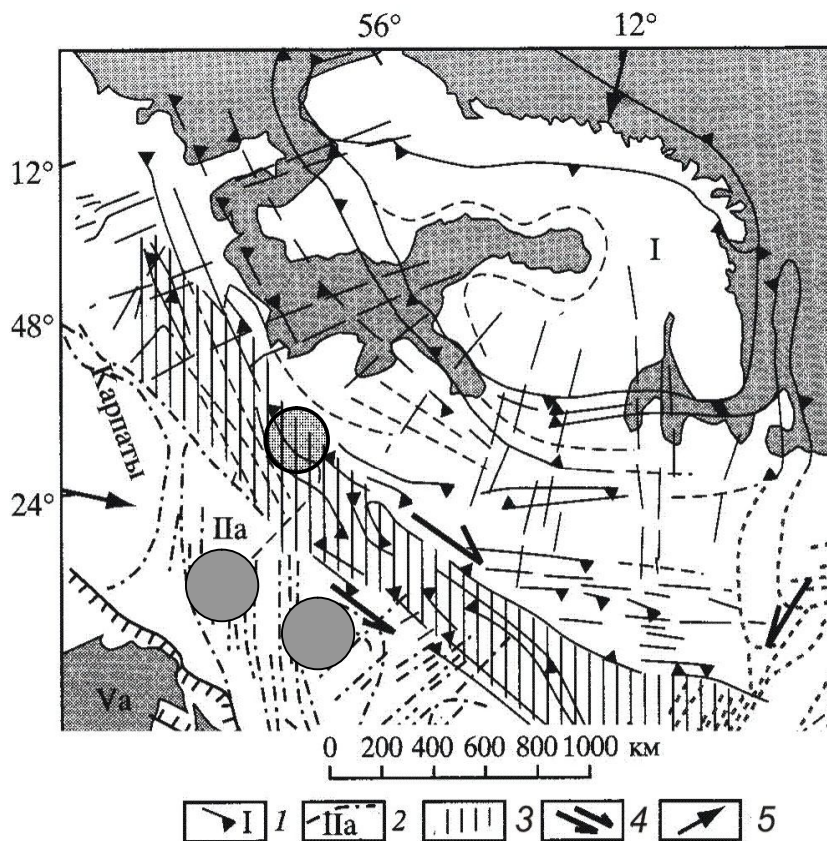


Рис. 4.1. Новейшие геодинамические системы центральной части Северной Евразии [Юдахин и др., 2003].

Геодинамические системы: 1 – Скандинавская (I), 2 – Альпийская (IIa – Карпатская подсистема), 3 – зоны сопряжения и суперпозиции смежных геодинамических систем, 4 – направления сдвиговых напряжений вдоль зон сопряжения смежных геодинамических систем, 5 – генеральные направления давления на земную кору со стороны внешних источников тектонических сил. Va – прогиб Черноморской системы. Сплошные, прерывистые и точечные линии – обобщенные контуры эрозионно-тектонических и аккумулятивных впадин, поднятий, флексур (бергштрихи направлены в сторону понижений), зоны трещиноватости, разломов и другие характерные структурно-геоморфологические черты (линеаменты). Серыми кружками обозначены исследуемые районы: Островецкий, Монаковский и Курчатровский.

Выявление условий формирования неотектонических структур и тенденций их развития основывается на результатах вещественно-структурных (см. гл. 2) и структурно-геоморфологических (см. гл. 3) исследований. В работе используется принцип от общего к частному. Геодинамические исследования в региональном масштабе крайне необходимы, поскольку крупномасштабные исследования ограничиваются небольшим районом исследования, что не позволяет рассматривать неотектонические структуры в их истинном выражении.

В исследовании новейших структур, особенно платформенных областей, главную роль играет структурно-геоморфологический метод. Вместе с изучением геологического строения территории (вещественно-структурных условий) он позволяет выделять структуры и оценивать их параметры: форму (очертания), размер, ориентировку, знак движений. С его помощью устанавливается характер (тип) их выражения в современном рельефе, их возраст, современное развитие и активность, и на основании всего этого делаются выводы о геодинамических условиях формирования структур. Под этим углом зрения структурно-геоморфологический метод, включающий вещественно-структурные и дистанционные методы исследования, рассматривается как структурно-геодинамический [Макаров, Макеев, 2004; Макеев и др. 2014; Макеев, 2005]. В работе используется структурно-кинематический (структурно-геоморфологический) метод анализа сопряженных трещин для выявления поля действующих напряжений [Сим, 1991].

4.1. Геодинамические системы, геодинамически активные зоны, линеаменты и современное поле напряжений

Геодинамические условия формирования неотектонических структур рассматриваются на примерах 1) Белорусского, 2) Токмовского и 3) Воронежского устойчиво развивающихся сводовых поднятий.

Геодинамические условия формирования неотектонических структур Белорусского сводового поднятия. В ряду вышеперечисленных ученых ведущая роль в исследованиях неотектоники и геодинамики запада Восточно-Европейской

платформы принадлежит белорусским геологам: Р.Е. Айзбергу, Р.Г. Гарецкому, В.Н. Губину, А.К. Карабанову, А.А. Ковалеву, Э.А. Левкову, А.В. Матвееву и др.

Для решения поставленной задачи анализируются картографические материалы самого различного содержания: геологические, тектонические, изданные и фондовые структурные карты по разновозрастным геологическим горизонтам, геофизические карты, космоснимки, топографические карты, в т.ч. цифровые модели рельефа. Также были использованы материалы полевых работ, проведенных в 2013 г. в Островецком районе и за его пределами.

Методика выделения неотектонических структур основывается на точке зрения преимущественного развития изгибных деформаций. Полагается, что в условиях горизонтальных напряжений образуются изгибы земной коры в виде пологих деформационных волн. Источником напряжений для их образования являются геодинамически активные области, расположенные за пределами платформы и внутриплатформенные. На этой основе выявлена региональная структурно-геодинамическая зональность (геодинамические системы) запада Восточно-Европейской платформы (Белорусского сводового поднятия) (рис. 4.2).

В ходе исследований установлено, что исследуемый район находится под влиянием региональных (внешних) и локальных (внутренних) источников тектонических напряжений. Первые связываются с влиянием Скандинавской и Карпатской геодинамических систем, взаимодействующих друг с другом в условиях встречного косоугольного сжатия. Вторые – результат активности внутриплатформенной Восточно-Балтийской геодинамической системы [Гарецкий и др., 1999; Карабанов и др., 2009]. Локальная геодинамическая система по отношению к региональным является молодой и наложенной.

На западе Восточно-Европейской платформы выделены прогибы и поднятия. Прогибы: Припятско-Сожский, Минский, Верхненеманско-Деснинский, Мяркисный и Нямунас-Лиелупельский. Поднятия: Слуцко-Кривеческое, Волковыско-Лепельское, Гродно-Латгальское, Сувалкинско-Видземское поднятие и Жямайское. Поднятия и прогибы формируются в сопряженных тектонических условиях.

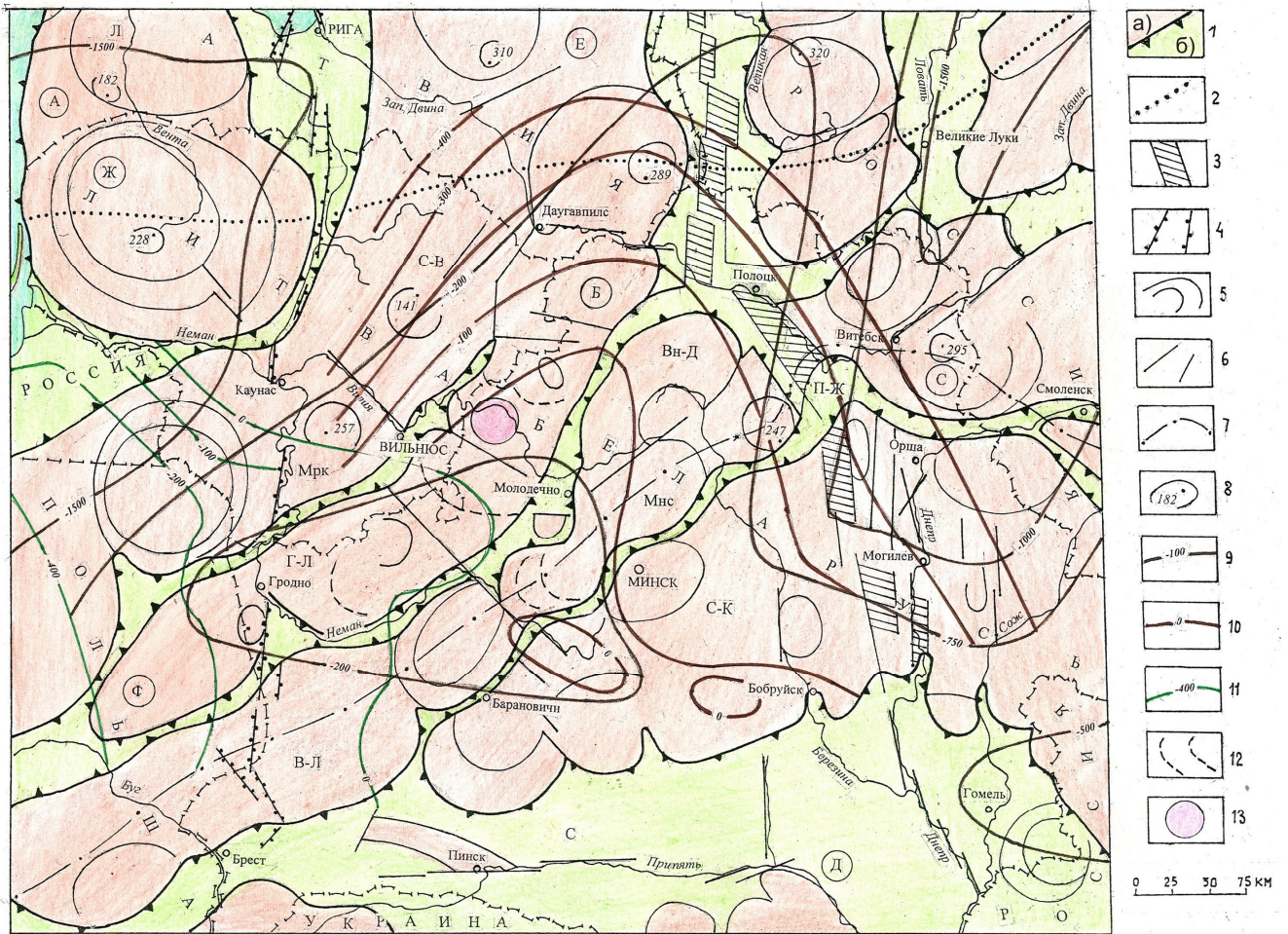


Рис. 4.2. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы.

1 – зоны поднятий а) и опусканий б), выраженные в рельефе. Буквами обозначены: С – Припятско-Сожский прогиб, С-К – Слуцко-Кривеческое поднятие, Мнс – Минский прогиб, В-Л – Волковыско-Лепельское поднятие, Вн-Д – Верхненеманско-Деснинский прогиб, Г-Л – Гродно-Латгальское поднятие, Мрк – Мяркисный прогиб, С-В – Сувалкинско-Видземское поднятие, Н-Л – Нямунас-Лиелупельский прогиб, Ж – Жямайское поднятие. Структуры, секущие и протяженные: 2 – осевая линия Шауляйско-Торопецкого поднятия, отражающая глубинную активность Скандинавского поднятия; 3 – Псковско-Жлобинская геодинамически активная зона (П-Ж); 4 – Рижско-Брестская зона линеаментов; 5 – структурные линии, подчеркивающие отдельные детали поднятий и прогибов; 6 – линеаменты; 7 – Черноморско-Балтийский водораздел, 8 – обобщенные изогипсы дневной поверхности (м). Изогипсы опорных горизонтов: 9 – кровли поверхности фундамента; 10 – подошвы наровских слоев среднего девона; 11 – кровли сеноманского яруса верхнего мела. 12 – дуги, подчеркивающие строение моренных гряд. Буквами в кружках обозначены древние докайнозойские структуры: А – Балтийская синеклиза, Б – Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы, С – Оршанская впадина, Д – Припятский прогиб (грабен), Ф – Подляско-Брестская впадина. 13 – Островецкий район.

Центральным поднятием является широкое и протяженное Гродно-Латгальское, немного выпуклое на юго-восток в направлении Минска. При этом поднятие сегментировано в связи с развитием радиальных линеаментов раздвигового типа, развитых в районе Гродно, Даугавпилса и Островца. В северо-западном

направлении Гродно-Латгальское поднятие сопряжено с Мяркисным прогибом, которое, в свою очередь, сопряжено с Сувалкинско-Видземским поднятием. Гродненско-Латгальское поднятие и Мяркисный прогиб согласуются с простиранием Вильнюсского древнего блока земной коры, ограниченного с юго-востока Кореличским, а с северо-запада Гродненскими глубинными разломами (рис. 4.3).

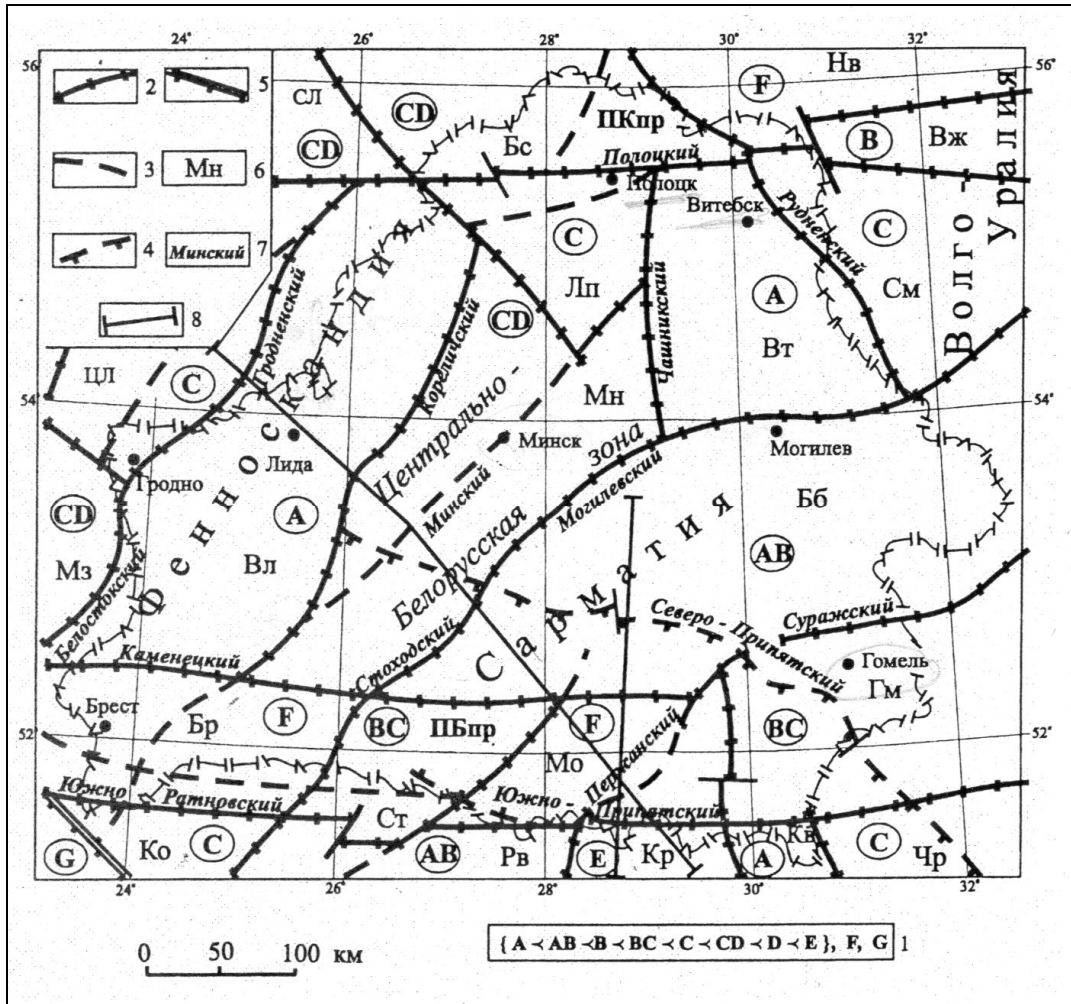


Рис. 4.3. Блоки земной коры Беларуси с различным геофизическим типом [Геология Беларуси, 2001].

1 – типы земной коры, 2 – глубинные разломы мантийного заложения, разграничивающие блоки земной коры с различным геофизическим типом, 3 – внутриблоковые глубинные разломы, 4 – Северо-Припятский и Южно-Припятский разломы, 5 – граница Восточно-Европейской платформы, 6 – наименование блоков земной коры (СЛ – Средне-Литовский, Бс – Браславский, Нв – Невельский, ЦЛ – Центрально-Литовский, Лп – Лепельский, Вт – Витебский, Вж – Велижский, См – Смоленский, Мз – Мазовецкий, Вл – Вильнюсский, Мн – Минский, Бб – Бобруйский, Бр – Брестский, Ст – Столинский, Мо – Мозырьский, Гм – Гомельский, Ко – Ковельский, Рв – Ровенский, Кр – Коростенский, Кв – Киевский, Чр – Черниговский. 7 – названия главнейших глубинных разломов, 8 – профиль EUROBRIDGE.

Эти структуры согласуются с Белорусско-Прибалтийским гранулитовым поясом кристаллического фундамента, который также имеет в плане незначитель-

ную выпуклость в юго-восточном направлении. Земная кора здесь имеет значительную мощность – более 55 км. При этом она имеет тенденцию к сокращению в направлении Балтийского моря до 47 км и Припяти (рис. 4.4).

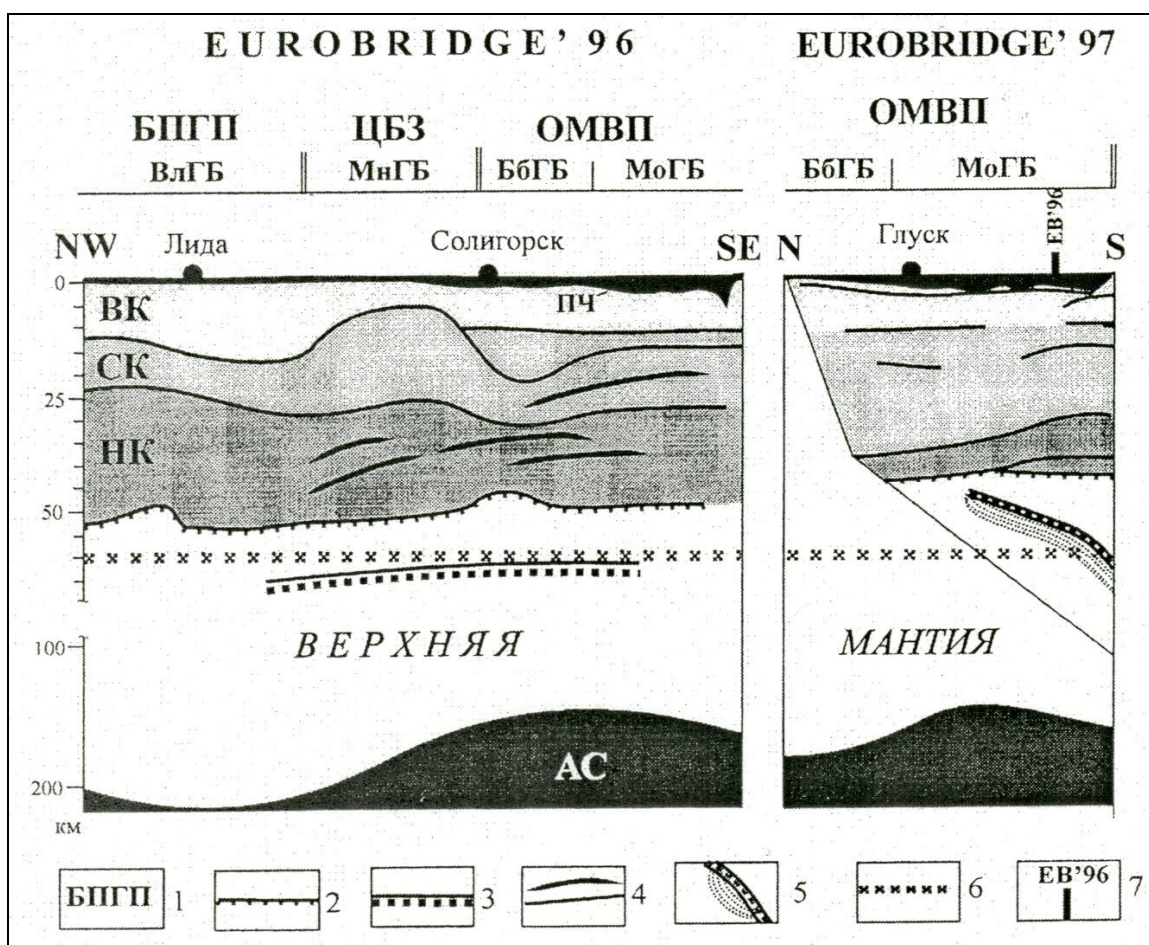


Рис. 4.4. Модель глубинного строения земной коры и верхней мантии вдоль профилей EUROBRIDGE [Геология Беларуси, 2001].

1 – названия структур: БПГП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, ЦБЗ – Центрально-Белорусская шовная зона, ОМВП – Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс; Геофизических блоков: Вл – Вильнюсский, Мн – Минский, Бб – Бобруйский, Мо – Мозырский; Слоев земной коры: ПЧ – платформенный чехол, ВК – верхняя кора, СК – средняя кора, НК – нижняя кора; АС – астеносфера.

2 – граница Мохоровичича (подошва земной коры), 3 – сейсмическая граница в верхней мантии, 4 – сейсмические границы в земной коре, 5 – зона отражения в верхней мантии с высоким градиентом сейсмической скорости, 6 – поверхность изостатической компенсации, 7 – точка пересечения профилей глубинного сейсмического зондирования EUROBRIDGE'96 EUROBRIDGE'97.

Согласно неотектоническим структурам запада Восточно-Европейской платформы, Гродненско-Латгальское поднятие, Мяркисный прогиб и Сувалкинско-Видземское поднятие дифференцированно развиваются в пределах обширной Эстонско-Литовской моноклинали, переходящей в сторону Балтийского моря в Балтийско-Белорусскую антеклизу. Моноклираль является наклоненной в сторо-

ну Восточно-Балтийской системы среднеплейстоценовых грабенов. Вместе с ней сопряженные немного дугообразные поднятия и прогибы также наклонены в сторону котловины Балтийского моря и с ней согласуются. В этой связи их формирование связывается с напряжениями растяжения, генерируемыми в Восточно-Балтийской зарождающейся системе грабенов. Это позволяет относить исследованные структуры к Восточно-Балтийской геодинамической системе.

В юго-восточном направлении Гродненско-Латгальское поднятие (в пределах него расположен Островецкий район), сопряжено с Верхненеманско-Деснинским прогибом, который, в свою очередь, сопряжен с Волковыско-Лепельским поднятием. Последний в меньшей степени сохраняет генетическую подчиненность с Восточно-Балтийской активной областью (системой грабенов). Волковыско-Лепельское поднятие простирается в северо-восточном направлении, и в районе Полоцка пересекает Псковско-Жлобинскую геодинамически активную зону, изменяя при этом направление простирания на субширотное. На этом участке Волковыско-Лепельское поднятие является частью Смоленско-Дмитровско-Ветлужской буферной зоны или мегавала субширотного простирания [Юдахин и др., 2003]. Рассматриваемое поднятие северо-восточного простирания также относится к этому мегавалу, поскольку находится на его продолжении. Здесь он в большей степени с геодинамической точки зрения подчиняется строению Припятско-Сожского прогиба. Минский прогиб, имеющий северо-восточное простирание, переходящее в субширотное в крайней восточной своей части, сопряжен со Слуцко-Кривеческим поднятием (пологой ступенью), наклоненной к р. Припять [Карта горизонтальных..., 1990]. Последний сопряжен с Припятско-Сожским прогибом.

Постепенное изменение простирания структур с дугообразного, подчиненного котловине Балтийского моря, и затем на северо-восточное, подчиненное Припятско-Сожскому прогибу, согласуется с древним строением земной коры. Эта часть исследуемого района представлена Центрально-Белорусской зоной северо-восточного простирания, у которой кора имеет пониженную плотность. С юго-востока она ограничена Могилевским глубинным разломом, меняющим свое

простирается с северо-восточного на субширотное. Аналогичным образом простирается Сарматский блок, которому отвечает кора с существенно уплотненным нижним слоем (см. рис. 4.3).

Структурный рисунок и строение земной коры, развитые к юго-востоку от Верхненеманско-Деснинского прогиба, не позволяет объединять эту часть рассматриваемой территории с северо-западной. Неотектоническая зональность, представленная Минским прогибом, Слуцко-Кривеческим поднятием (ступенью) и Припятско-Сожским прогибом, развивается сопряженно и, очевидно, в связи с давлением, наведенным со стороны Карпат [Белоусов и др., 2006; Сим и др. 2003]. Вследствие древнего Припятского рифта, Припятско-Сожский прогиб приспосабливается в процессе своего развития к его древней форме. В результате здесь формируется зональность, отвечающая карпатской, но с некоторым изменением простираний вследствие наличия древней рифтогенной субширотной неоднородности.

Волоковыско-Лепельское поднятие является валом (буферной зоной), расположенным между разной по простиранию неотектонической зональностью: северо-западной (Восточно-Балтийской) и юго-восточной (Карпатской).

В региональном поле напряжений формируются Шауляйско-Торопецкая зона глубинных деформаций, Псковско-Жлобинская геодинамически активная зона и Рижско-Бресткая зона линеаментов. Две последних зоны – секущие относительно неотектонических поднятий и прогибов. Они простираются в субмеридиональном направлении, пересекая при этом неотектонические структуры. Они рассматриваются как зоны повышенной трещиноватости и флексур земной коры. Подобного типа образования охарактеризованы В.И. Макаровым [Макаров, 2003].

Шауляйско-Торопецкая зона глубинных деформаций имеет субширотное простирание. Ее образование генетически связано с активностью Фенноскандинавского поднятия и распространением глубинных напряжений сжатия на юг, в сторону Белорусской антеклизы, т.е. ее можно считать фронтом динамического воздействия активного поднятия (области) на геодинамически пассивную часть земной коры Белорусской антеклизы. Как правило, подобный тип динамических

границ морфологически неясно выражен в рельефе. Она согласуется с прерывистой зоной повышенной тектонической активности (Лиепая – Великие Луки) субширотного простирания, выделенной по материалам аэромагнитной съемки, и Полоцко-Курземской древней зоной разломов аналогичного простирания. В 50 км южнее от Шауляйско-Торопецкой зоны проходит аналогичный по простиранию Полоцкий глубинный разлом мантийного заложения, разграничивающий блоки земной коры с различными геофизическими типами (см. рис. 4.3).

Геодинамически активные зоны (ГдАЗ) являются специфическими (неразломными) структурами, поскольку формируются в условиях взаимодействия геодинамических систем. С ними связывается образование избыточных напряжений и повышенных деформаций. Дополнительным условием для их заложения являются древние неоднородности: субвертикальные разломы, латеральная структурно-формационная и реологическая рассогласованность чехла и кристаллического фундамента и т.п. ГдАЗ учитываются при оценке сейсмотектонических условий, поскольку с ними сопряжено развиваются опасные эндогенные и экзогенные процессы.

Псковско-Жлобинская геодинамически активная зона выделена в восточной половине исследуемого района. Эта зона субмеридионального простирания приурочена к Крестовскому авлакогену, расположенному на границе Белорусской и Воронежской антеклиз. Авлакоген наследован Оршанской палеозойской впадиной. Зона характеризуется повышенной концентрацией напряжений и деформаций. По обе стороны от этой зоны неотектонические структуры формируются под воздействием различных источников неотектонических напряжений: на востоке под воздействием Скандинавской геодинамической системы, на западе под воздействием Восточно-Балтийской и Карпатской геодинамических систем. К югу от Полоцка Псковско-Жлобинская зона согласуется с древним Чашникским глубинным разломом мантийного заложения.

Рижско-Брестская зона линеаментов ярко выражена в рельефе. Она пересекает неотектонические структуры и по условиям образования является наложен-

ной и геодинамически активной. Ее развитие сопровождается образованием повышенной трещиноватости пород и флексур.

Неотектоническая зональность Белорусского сводового поднятия не согласуется по простиранию и морфологии структур со строением поверхности древнего кристаллического фундамента и деформациями опорных горизонтов: подошвой наровских слоев среднего девона, кровли сеноманского яруса верхнего мела. Неотектонический план резко дискордантен по отношению сводообразному понятию кристаллического фундамента, поверхность которого снижается в направлении Балтийской синеклизы, Ошского прогиба и Припятского рифта. Его строение наследуется палеозойскими структурами, проявленными в строении опорных горизонтов чехла, но с некоторым изменением. Оно проявляется в Ошской впадине в виде пересечения изогипс разновозрастных поверхностей. Мезозойские структуры, проявленные деформациями кровли сеноманского яруса, являются наложенными и резко дискордатными по отношению к палеозойским структурам и структурам, выраженным по поверхности кристаллического фундамента (см. рис. 4.2).

С этой точки зрения интересны разрезы глубинного строения земной коры и верхней мантии (см. рис. 4.4). С глубиной (от отложений фанерозойского чехла к кровле астеносферного слоя) рассогласованность структурных планов увеличивается. При этом следует обратить внимание на преимущественность и несогласованность развития изгибных деформаций в разных слоях земной коры: поверхность астеносферы не согласуется с подошвой Мохо. Последняя мало согласуется с кровлями коровых слоев. Неотектоническая зональность также является изгибной и рассогласованной по отношению к глубинным слоям земной коры.

В то же время на разрезах глубинного строения земной коры не выделены глубинные разломы – предпочтение отдается послойным или погоризонтным деформациям. Рассогласованность по глубине в условиях современных полей напряжений приводит к появлению субгоризонтальных сейсмических границ в верхней мантии и земной коре. Подобного типа выделение погоризонтных деформаций, являющихся концентратами повышенных напряжений и деформаций,

рассмотрено в главе 2. В дополнение к этому над выступами поверхности Мохо в поверхностях коровых слоев устанавливаются прогибы. Это является критерием, позволяющим утверждать, что в данном месте происходят погоризонтные дислокации, что и подтверждается выделенными в земной коре сейсмическими границами.

Таким образом, в зоне сопряжения Восточно-Балтийской и Карпатской геодинамических систем формируется протяженная Волковыско-Лепельская буферная зона или геодинамически активная зона, отчасти выраженная в рельефе Черноморско-Балтийским водоразделом. Формирование буферной зоны происходит в условиях косо́го сжатия, наведенного с разных сторон – со стороны Фенноскандинавской и со стороны Карпатской геодинамических систем.

От буферной зоны по обе стороны (в северо-западном и юг—юго-восточном направлениях), развиты асимметричные неотектонические структуры, наклоненные соответственно к котловине Балтийского моря и Припятско-Сожскому прогибу. Формирование этих структур происходит под влиянием разнородных и разнотипных глубинных геодинамических систем соответственно: Восточно-Балтийской и Карпатской. Первая отвечает напряжением растяжения, вторая – сжатия.

В региональном поле напряжений формируются Шауляйско-Торопецкая зона глубинных деформаций, Псковско-Жлобинская геодинамически активная зона и Рижско-Бресткая зона линеаментов. Они в поперечном направлении пересекают неотектонические структуры, что позволяет считать их выражением глубинного структурного плана, дискордатным по отношению к поверхностному. Они являются зонами повышенной концентрации напряжений и деформаций и выражаются повышенной трещиноватостью и локальными изгибами.

Неотектоническая зональность Белорусского сводового поднятия рассогласована относительно структур палеозойского чехла и поверхности фундамента и отвечает современным геодинамическим системам. Земная кора и верхняя мантия также рассогласована с образованием погоризонтных сейсмических границ. Глу-

бинные разломы не являются определяющими для заложения и формирования неотектонических структур.

Относительно небольшой Островецкий район расположен в Гродненско-Латгальском неотектоническом поднятии северо-восточного простирания, который относится к Восточно-Балтийской геодинамической системе.

Линеаменты на исследуемой территории выделяются при дешифрировании материалов космических и аэросъемок, топографических карт разного масштаба, цифровых карт рельефа, полученных с помощью компьютерной обработки данных дистанционных работ и гипсометрии. При выделении линеаментов применялись космические снимки Landsat-7 1:100000 и 1:500000 масштабов, топокарты масштаба 1:200000, электронная топокарта масштаба 1:50000, морфометрическая карта масштаба 1:100000. При этом были использованы материалы предшествующих исследований [Матвеев и др., 1991; Матвеев, Нечипоренко; Губин, Ковалев, 2008; Айзберг и др., 2009]. По причине закрытости территории и отсутствия обнажений некоторые, выделенные по различным материалам, линеаменты были проверены и изучены нами в поле. При анализе линеаментов проведено их сопоставление с геофизическими данными, полученными предшествующими исследованиями [Выполнение..., 2008; Выполнить..., 2009; Ковалев..., 2009].

В Островецком районе линеаменты в той или иной степени проявляют планетарную трещиноватость, связанную с вращением Земли. Среди них выявляются зоны линеаментов, отличающиеся простиранием от планетарных систем. Они развиты чаще всего над древними дислокациями. Это подтверждается геофизическими данными, в том числе, аномалиями силы тяжести и магнитного поля. Некоторые линеаменты проявляют разновозрастные разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости пород, другие приурочены к литологическим границам в осадочном чехле, в том числе, в четвертичных отложениях. Таким образом, в качестве линеаментов рассматриваются прямолинейные элементы или формы ландшафта, преимущественно, рельефа, геологической структуры (тектоники, литологии), особенности распределения или границы между неоднородностями различного происхождения, геофизических аномалий и т. д.

По данным дешифрирования выделено несколько систем линеаментов, среди которых отчетливо проявлены системы северо-западного ($300-320^\circ$), северо-восточного ($40-60^\circ$), субширотного и субмеридионального простираний (рис. 4.5). Линеаменты диагональных направлений выражены наиболее отчетливо. Ортогональные линеаменты и системы линеаментов включают также локальные линеаменты северо-западного ($270-280^\circ$, $350-0^\circ$) и северо-восточного ($80-90^\circ$, $0-10^\circ$) простираний. Такие выводы не противоречат результатам работ, выполненных как для всей территории Беларуси, в том числе, и для Белорусской антеклизы, в пределах которой находится изученный район [Матвеев, Нечипоренко, 1996], а также выводам более детальных исследований линеаментов.

Линеаменты северо-западного простирания имеют длину 20-30 км [Геология Беларуси, 2001]. Зона сгущения линеаментов отчетливо проявлена в рельефе на северо-востоке исследуемого района цепочкой многочисленных озер, вытянутых в северо-западном направлении, среди которых выделяется и самое крупное – озеро Свирь. Озерные котловины чередуются с широкими (до 2 км) плоскими заболоченными впадинами. В пределах вытянутых вдоль оз. Свирь моренных гряд линеаменты выражены прямолинейными руслами и отрезками русел, расположенных между такими же субпараллельными узкими холмами. В некоторых случаях северо-западные направления подчеркиваются протяженными береговыми уступами озер. В направлении с юго-востока на северо-запад ширина зоны увеличивается, она как бы раскрывается к северу с 6 до 8 км. Зона сгущения линеаментов частично согласуется с одноименным Свирским и Озерными разломами, выделенными РУП Белгеология. Кроме того, эта зона отмечена аномалиями магнитного и гравитационного полей – резкими градиентами (скачками) положительных и отрицательных значений.

Следующая зона сгущения линеаментов северо-западного простирания находится на юге Островецкого района и вытянута с юго-востока на северо-запад (см. рис. 4.5). Она отчасти согласуется с Ошмянским древним разломом. В ориентировках линеаментов преобладают направления 285 , 290 , 300 , 310 СЗ. Протяженность отдельных линеаментов изменяется от 0,6 м до 7 км.

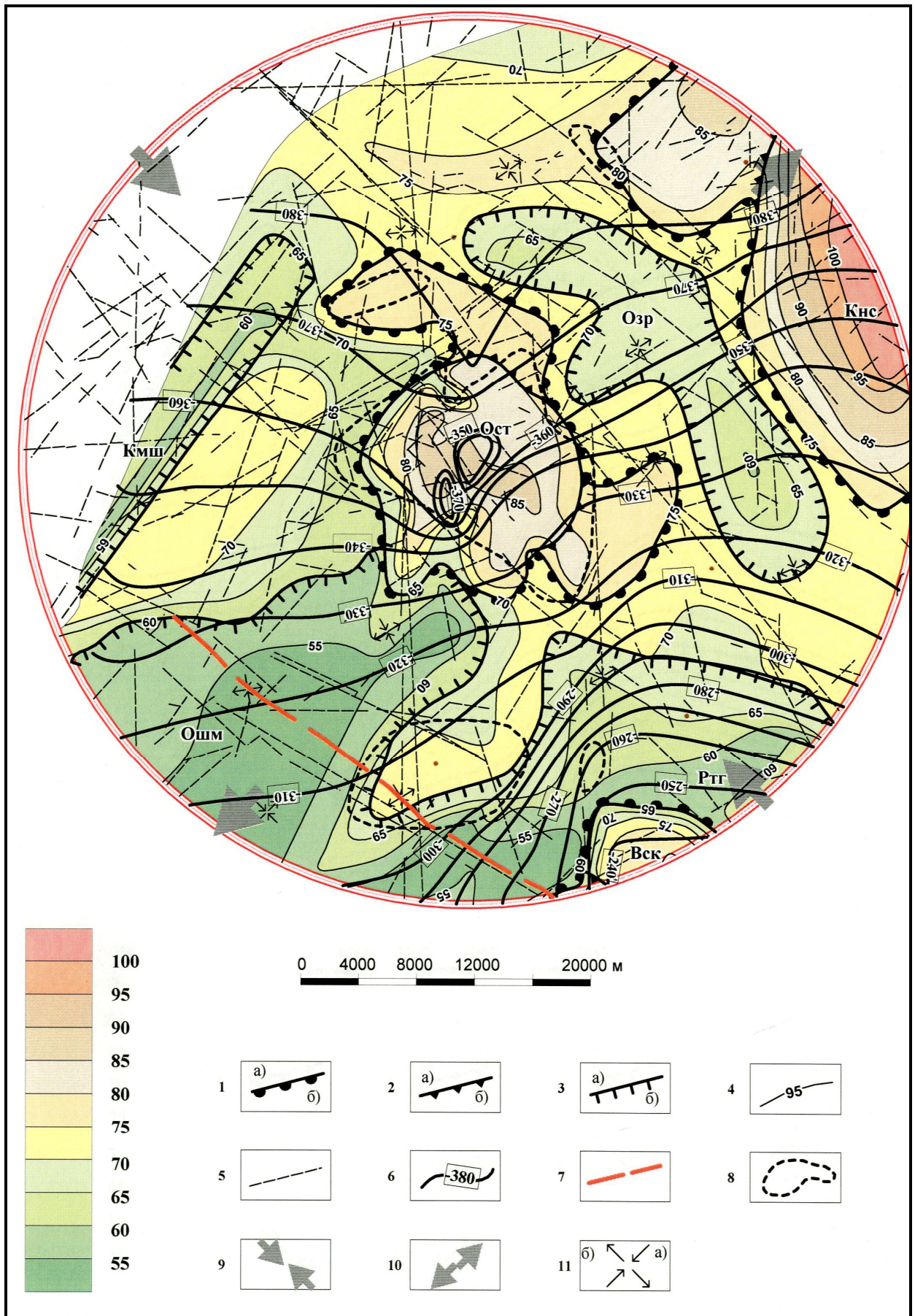


Рис. 4.5. Структурно-геодинамические условия Островецкого района.

I – структуры позднеплиоцен-неоплейстоценовые. 1 – поднятия а), прогибы б). Названия структурных форм. Поднятия: Кнс – Константиновское, Ост - Островецкое, Вск – Васюковское.

Прогибы: Озр – Озерский, Ртг – Ратагольский, Ошм - Ошмянский, Кмш – Кемелишкинский. 2 – ступени: относительно более поднятые а), относительно менее поднятые б). 3 - ступени: относительно менее опущенные а), относительно более опущенные б). II – структуры донеотектонические. 4 – изогипсы подошвы четвертичных отложений, отождествляемые с изобазами неотектонических деформаций. 5 – линеаменты и линеаментные зоны, 6 – поверхность кристаллического фундамента (м). Разломы (по РУП Белгеология, 2013), выраженные: 7 – в кристаллическом фундаменте, 8 – неогеновые отложения. III – геодинамические условия формирования неотектонических структур. Предполагаемые направления регионального субгоризонтального усилия: 9 – сжатия (?), 10 – растяжения (?). 11 – современное поле напряжений (тензор).

Основными дешифровочными признаками этой зоны являются: прямолинейные уступы в моренно-грядовом рельефе, широкие (до 5 км), вытянутые в соответствующих направлениях озерные и заболоченные низины, и эрозионные формы. Максимальная ширина зоны составляет 7-7,5 км. Зона сгущения параллельных линеаментов, отчасти согласующаяся с Ошмянским разломом, подчеркивается градиентами гравитационного поля, границей раздела отрицательных и положительных аномалий магнитного поля.

Исследования плотности потока радона с поверхности Земли, проведенные в районе Ошмянской линеаментной зоны, показали, что значение плотностей радона с поверхности хорошо проницаемых песчаных отложений несколько превышает фоновые значения [Микляев и др., 2012в,г, 2013].

Следующая зона сгущения линеаментов выделяется к северо-востоку от промплощадки БелАЭС. Она объединяет линеаменты с азимутами простирания 310 – 320 СЗ. На топографических картах разного масштаба их длина в среднем составляет 2-3 км. Однако наиболее протяженными (до 30 км) являются линеаменты, дешифрируемые на космических снимках. Линеаментная зона узкая, причем ее ширина увеличивается с севера на юг с сотни метров до 3 км. Большая часть из выделенных линеаментов приурочена к протяженному участку долины р. Вилия. В северной части Восточно-Вилейской зоны за пределами долины Вилии линеаменты проявлены эрозионными отрезками рек, ручьев и временных потоков, небольшими уступами возвышенного рельефа, а также широкими плоскими равнинами водно-ледникового происхождения.

Следующая зона сгущения параллельных линеаментов протягивается с северо-запада по долине р. Вилия на юго-восток до долины р. Ошмянка (см. рис.

4.5). Преобладающими ориентировками линейных форм являются следующие направления – 300, 305, 310, 315, 320 СВ. Протяженность линеаментов изменяется от 1 до 9 км. Кроме того некоторые линеаменты дешифрируются по прямолинейным крутым береговым уступам, спускающимся к озерным низинам, заболоченным впадинам, расположенным на правобережье Вилии. Ширина всей зоны здесь составляет почти 6 км.

Таким образом, приуроченность зон сгущения линеаментов к заболоченным и заозеренным равнинам, цепочкам озер, широким речным долинам указывает на то, что линеаментные зоны северо-западного простирания могут быть интерпретированы как зоны растяжения.

Линеаменты северо-восточного простирания протягиваются с юго-запада на северо-восток (40-55 СВ). Протяженность отдельных линеаментов составляет 9 км. На западе при пересечении цепочки озерных впадин, в том числе, Свирской системы озер, – зона распадается на серию мелких линеаментов. Длина некоторых из них не превышает 500 м. Протяженные линеаменты выражены отрезком долины р. Вилия северо-восточного простирания и короткими отрезками ее русла, руслами левых и правых ее притоков, руслами небольших рек и ручьев, впадающих в оз. Свирь. Ширина линеаментной зоны в западной и центральной частях составляет 5 км.

Следующая линеаментная зона расположена на северо-западе исследуемой территории (см. рис. 4.5). Ее азимут простирания – 20-50 СВ. Ее северная, наиболее узкая, часть имеет ширину около 1,5 км, центральная – около 3 км, южная расширяется до 6 км. Линеаменты дешифрируются по прямолинейным протяженным (до 3,5 км) уступам возвышенностей, спрямленным участкам русел рек Мяры и Болошинки, по эрозионным ложбинам, цепочкам озер и моренных холмов, понижениям между грядами и т. д. Длина линейных форм изменяется в пределах от 1 до 7 км.

Следующая зона линеаментов проявляется на левобережье Вилии. Она вытянута в северо-восточном направлении с азимутом простирания 33-38 СВ и дешифрируется, главным образом, по непротяженным прямолинейным уступам

поднятий, фрагментам эрозионных форм. Протяженность некоторых линеаментов составляет 4-5 км. Отдельные участки зоны линеаментов согласуются с одноименным древним разломом, не обнаруживая, однако, какой-либо связи.

Следующая линеаментная зона вытянута в северо-восточном направлении и расположена преимущественно в западной и центральной частях исследуемого района. Ориентировка линеаментов изменяется в интервале 60-80 СВ. Линеаменты характеризуются небольшой протяженностью – 1-3 км. Они проявлены, главным образом, эрозионными ложбинами, участками русла р. Сенканка. Ширина линеаментной зоны составляет 2,5 км.

Таким образом, для линеаментов и линеаментных зон северо-восточного простирания характерен более широкий диапазон интервалов простираний. Преобладающая ориентировка линеаментов 40-60 СВ, возможно, обусловлена планетарной трещиноватостью.

Меридиональные и субмеридиональные линеаменты имеют ориентировку в интервале от 350 ССЗ до 10 ССВ (см. рис. 4.5). По данным некоторых исследователей [Матвеев, Нечипоренко, 1996], в пределах Белорусской антеклизы на долю этих линеаментов приходится максимальное их количество. Однако соотношение простираний различных групп линеаментов для исследуемой территории заметно отличается от выше приведенного. Значение или роль меридиональных и субмеридиональных линеаментов меньше, чем линейных структур северо-западного и северо-восточного направлений.

Линеаментная зона, приуроченная к рр. Лоша и Гозовка, протягивается меридионально, состоит из протяженных линеаментов, средняя длина которых – 4-5 км. В южной части зоны линеаменты выделены, в основном, по прямолинейным уступам возвышенностей, эрозионным ложбинам и притокам р. Лоша. Значительная часть линеаментов центральной области выделяется по спрямленным участкам русла р. Гозовка. К северу от долины р. Вилия линеаменты проявлены эрозионными ложбинами, руслами небольших рек и ручьев и т. д. Линеаменты северо-северо-восточного простирания здесь образуют эшелонированный ряд. Хорошо

выражена линеаментная зона на космическом снимке в виде двух протяженных (27 и 22 км) линеаментов. Ширина зоны не превышает 2 км.

Следующая линеаментная зона, проявленная серией меридиональных линеаментов (от 0,4 м до 19 км), приурочена долина р. Ошмянка (см. рис. 4.5). На всем протяжении долины были выделены линеаменты по прямолинейным отрезкам русла Ошмянки. В целом субмеридионально ориентированная долина дешифрируется как единая линейная структура, вытянутая на 19 км. В центральной части меридиональные линеаменты проявлены также отрезками р. Вилия соответствующей ориентировки. К северу от ее долины линеаменты выражены, главным образом, в рисунке эрозионной сети – прямолинейными руслами небольших рек и ручьев – Струны, притоков Клевели и других.

Следующая линеаментная зона протягивается субмеридионально с юга на север на расстояние 10 км к западу от долины р. Гозовка. Ее ширина уменьшается в северном направлении с 7 км до 3 км. Зона представлена в основном непротяженными (1-2 км) линеаментами. Однако длина некоторых изменяется от 5 до 10 км. В южной части линеаменты проявлены отрезком реки Дайновка, эрозионными ложбинами, протяженными перегибами склонов возвышенностей; в центральной – субмеридиональными отрезками рек Сенканка и безымянного притока Вилии; севернее – серией линеаментов, выделенных по руслу р. Рытенька, прямолинейными уступами в рельефе, приуроченными к границе равнинной области и поднятия, спрямленными берегами озер, фрагментом русла р. Сантака; эрозионными ложбинами, отрезком русла р. Мьяра и ее притоками. Рытаньская линеаментная зона по геофизическим материалам выражена в градиентах гравитационного и магнитного полей. Кроме того, она приурочена к литологическим границам четвертичных отложений, в частности, конечноморенных и основных морен сожского оледенения.

Линеаментная зона, приуроченная к меридиональному отрезку р. Вилия разбита на небольшие отрезки, подставляющие друг друга. Здесь линеаменты дешифрируются по спрямленным уступам, эрозионным ложбинам, цепочке озер и ровной береговой линии, меридиональному отрезку русла Вилии и ее левого при-

тока. Протяженность отдельных линеаментов составляет от сотни метров до первых километров, длина линеамента, выделенного по руслу Вилии – 4,5 км. Линеаменты, главным образом, вытянуты вдоль тыловых швов и бровок возвышенностей, приурочены к эрозионным ложбинам. Длина линеаментов составляет 1-5 км. Линеаменты дешифрируются по прямолинейным литологическим границам между водно-ледниковыми и болотными образованиями.

Следующая линеаментная зона, отчетливо приуроченная к северной и центральной частям рассматриваемого района, имеют длину 4-6 км (см. рис. 4.5). Они выделены преимущественно по цифровым картам рельефа и морфометрической карте. Менее крупные (1-2 км) выявлены по электронным и изданным топокартам. Зона пересекает области развития конечноморенных образований и основной морены времени поозерского оледенения.

Большинство меридиональных и субмеридиональных линеаментов группируются в протяженные зоны, пересекающие весь исследуемый район (см. рис. 4.5). Линеаменты преимущественно проявляются в рисунке эрозионной сети. Однако, по сравнению с линеаментами диагональных ориентировок, они приурочены к менее крупным долинам, ложбинам и литологическим границам четвертичных отложений. В южной части исследуемого района выделяются широкие заболоченные и заозеренные равнины, а также выполненные водно-ледниковыми отложениями равнин, вытянутые с юга на север. При этом ни один из указанных выше древних разломов не обнаруживает прямого выражения в рельефе.

Широтные и субширотные линеаменты имеют простирание 270-280 ЗСЗ и 80-90 ВСВ. Линеамент, приуроченный к конечноморенной гряде поозерского оледенения, выделенный по космическому снимку, представлен единой широтной протяженной (до 31 км) линией. Он дешифрируется по резкой смене фототона. Он приурочен к пониженной области, примыкающей к конечноморенной гряде поозерского оледенения. Понижение выполнено водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями, местами заболочено. По геофизическим данным, линеамент лишь частично выражен в аномалиях гравитационного поля.

Следующий линеамент, приуроченный к субширотно ориентированному руслу р. Клевель, выделен в 4-7 км южнее вышеописанного. Состоит из серии менее крупных линеаментов, подставляющих друг друга. Наиболее отчетливо выражен в центральной части, где проявлен несколько отстоящим в стороне прямолинейным субширотно ориентированным руслом р. Клевель протяженностью 5 км, не длинными (2-3 км) ровными уступами в рельефе, узкими эрозионными ложбинами. На востоке линеамент в виде небольших русел пересекает конечно-моренную позерскую гряду, проявляется в субширотном участке русла р. Струна и других рек, дешифрируется по впадинам между холмами Свирской гряды. Рассматриваемый линеамент частично отмечен аномалиями геофизических полей.

Линеамент, расположенный в западной части исследуемого района, отмечен прямыми субширотными отрезками долины р. Виляя длиной 3,7 и 2, 5 км. На западе линеаменты выделены, преимущественно, по прямолинейным непротяженным (до 1-2 км) тыловым швам и бровкам поднятий, узким эрозионным ложбинам и цепочке озер. Рассматриваемый линеамент в магнитном и гравитационном полях проявлен слабо.

Следующий линеамент имеет север–северо-западное простирание и выделяется на самом юге исследуемой области. Он состоит из целого ряда менее крупных линейных форм протяженностью от 0,8 до 6,5 км, выраженных эрозионными ложбинами, широтными протяженными участками долины р. Лоша, небольшими руслами – левыми и правыми притоками р. Ошмянка, протяженным (около 4 км) прямолинейным уступам в рельефе – границей равнины и поднятия. Линеамент приурочен к широкой субширотной зоне, выполненной водно-ледниковыми, аллювиальными и болотными образованиями. Этому линеаменту соответствуют аномалии магнитного и гравитационного полей.

Таким образом, наиболее значимыми и ярко выраженными являются диагональные линеаменты. Диагональные линеаменты в целом отражают планетарную трещиноватость. Эта система не противоречит рисунку регматической сети, выделенной другими авторами для территории Беларуси [Разломы..., 2009; Губин, Ковалев, 2008].

По данным некоторых исследователей [Матвеев и др., 1991], на территории Беларуси установлены два преобладающих направления прямолинейных отрезков долин – северо-западное ($310-320^\circ$) и северо-восточное ($55-65^\circ$), которые присущи рекам, дренирующим области с высоким залеганием поверхности фундамента, в том числе Белорусской антеклизы. По их мнению, такое закономерное распределение русел связано с тем, что эрозионная сеть закладывалась по основным системам тектонических трещин. Можно согласиться, что в пределах исследуемого района практически все крупные разломы ориентированы именно таким образом. Однако утверждение о непосредственной связи линеаментов диагональных простираний и разломов не находит своего подтверждения.

Линеаменты северо-западной ориентировки с азимутами простирания $310-320$ СЗ хорошо выражены широкими понижениями, приуроченными к широким долинам рек (Вилии, Ошмянки), озерным равнинам, заболоченным пониженным участкам рельефа. Эти особенности позволяют предположить, что северо-западные линеаменты отвечают зонам растяжения. Линеаменты северо-восточного простирания характеризуются приуроченностью к более узким эрозионным формам и имеют меньшую протяженность.

Линеаменты меридионального и субмеридионального простираний приурочены к широким долинам рек Ошмянка и Гозовка, фрагментам долины р. Вилия. Некоторые участки развития водно-ледниковых, озерно-ледниковых, болотных образований вытянуты субмеридионально, что особенно характерно для южной части изучаемого района.

Ортогональные или широтные и субширотные линеаменты, широко развитые в районе исследования, не образуют линеаментных зон, а дешифрируются в виде единых не протяженных линейных форм. Особенности их выражения в рельефе, в том числе, приуроченность к узким эрозионным ложбинам и долинам, свидетельствуют о том, что они могли развиваться в условиях сжатия.

Современное поле напряжений устанавливается на основе зон линеаментов, их выраженности в рельефе, связи с глубинными структурами, в том числе, с кристаллическим фундаментом и разломами в фундаменте и осадочном чехле, степе-

ни проявления линеаментов в геофизических полях и других их особенностях. Это позволяет сделать предположения о возможных геодинамических условиях формирования новейших, главным образом, современных структурных форм исследуемого района и прилегающей к ней области.

Проведенные исследования показали, что в рисунке линеаментов наблюдается строгая закономерность в их распределении. Наиболее значимыми для определения поля напряжений являются 1) диагональные (северо-западная и северо-восточная), и 2) субмеридиональные системы.

Для определения особенностей современной геодинамики и восстановления полей напряжений применялся также структурно-геоморфологический метод анализа сопряженных с основным разломом вторичных нарушений, базирующийся на принципах тектонофизического моделирования [Сим, 1991]. В качестве оперяющих трещин используются линеаменты. Для некоторых разломов, установленных геофизическими методами в осадочном чехле (Ошмянского и Вильнюсского северо-западного простирания, Западно-Островецкого северо-восточного простирания) и фундаменте (субмеридионального Михалишского), были определены их кинематические типы и ориентации осей сжатия и растяжения (см. рис. 4.5).

По данным многочисленных исследований, новейшая геодинамическая обстановка территории запада Беларуси, характеризуется напряжениями, исходящими с юга, со стороны Карпатско-Кавказского альпийского сегмента и с северо-запада, со стороны формирующейся Восточно-Балтийской системы рифтов [Белоусов и др., 2006; Айзберг, Гарецкий и др., 1974] и со стороны Фенноскандинавской геодинамической системы [Макаров, 2003б]. Таким образом, для земной коры территории Беларуси характерны региональные условия латерального субмеридионального сжатия и диагонального (СЗ-ЮВ) растяжения, отвечающие новейшему суммарному полю напряжений.

Проведенный анализ линеаментов в Островецком районе показывает иную картину распределения напряжений, возможно, обусловленную более молодым, локальным, точнее, современным полем напряжений.

Широкие плоские равнины юго-восточного – северо-западного простирания (долина р. Вилия, многочисленные озера и цепочки озер, заболоченные участки) наследуют линеаментные зоны северо-западного простирания. Это дает нам основание предполагать, что образование этих зон обусловлено напряжениями растяжения. Предположительно, они могут иметь сдвиговый или сбросово-сдвиговый характер. Этот вывод подтверждается результатами кинематического анализа. Сдвиговые напряжения, при этом, характеризуются как правосторонние. На локальных участках фиксируются условия дополнительного горизонтального растяжения.

Анализ линеаментов, согласующихся с Западно-Островецким разломом северо-восточного простирания, показал их развитие в обстановке правосдвиговых напряжений. В южной части разлома устанавливается дополнительное горизонтальное сжатие. Линеаменты северо-восточного простирания в рельефе являются более узкими зонами, по сравнению с линеаментами северо-западных ориентировок. Они проявляются менее ярко в рельефе, и, в основном, наследуются долинами небольших рек и ручьев, часто заболоченных, уступами на склонах возвышенностей и т. д.

Анализ линеаментов, отвечающих субмеридиональному Михалишкинскому разлому в фундаменте, показал, что в южной и северной частях разлома действует левосдвиговое поле напряжений растяжения. При этом ось сжатия ориентирована в субмеридиональном направлении. В рельефе большинство субмеридиональных линеаментов приурочено к относительно широким участкам долин рек, ложбин, болот, озер. Особенно это характерно для юга исследуемого района.

Линеаментный анализ показывает, что Островецкий район находится в обстановке субгоризонтального тектонического напряжения сжатия, ось которого ориентирована в северо-запад – юго-восточном направлении, а ось растяжения – в северо-восток – юго-западном направлении. В данном поле напряжений линеаменты, вытянутые в северо-западном направлении, являются зонами с преобладанием раздвиговой составляющей, а линеаменты северо-восточного простирания, напротив, более сжаты. Установленные для некоторых разломов ориентации осей

относительного сжатия и растяжения, а также лево- и правосторонние сдвиговые напряжения вдоль них, не противоречат данным предыдущих исследований, в том числе, проведенных для реконструкции полей напряжений по Ошмянскому и Вильнюсскому разломам.

Геодинамические условия формирования неотектонических структур Токмовского сводового поднятия рассматриваются на примере Нижнеокского региона, расположенного в северо-западной его части. Геодинамические условия включают учет источников тектонических сил и напряжений, а также выявление пространственно-временного распределения сил, которые воздействуют на геологическую среду, вызывая ее деформации, в частности, формирование новейших тектонических структур. Морфология и зональность новейших структур отражают геодинамические условия их образования. На этом основано районирование территории по областям, различающимся геодинамическими условиями развития. Последние во многом определяют зональность экзогенных процессов, в том числе интенсивных.

В данном аспекте проблем не лишним представляется привлечь материалы по глубинному строению земной коры рассматриваемой территории. С этой точки зрения несомненный интерес представляет материал В.И. Макарова, изданный совместно с Ю.К. Щукиным и Ф.Н. Юдахиным [Юдахин и др., 2003].

В рамках исследуемой территории область максимального погружения поверхности Мохоровичича (рис. 4.6) (косая штриховка) тяготеет к сопряжению Приволжской системы поднятий и Окско-Донскому неотектонически активному прогибу. Согласно изогипсам поверхности Мохо, погружение подошвы земной коры происходит до глубин $-47,5$ км и более (область крупномасштабной увеличенной мощности земной коры) [Макарова и др., 2002]. Подошва литосферы, наоборот, приподнимается, что вызывает утонение земной коры, в том числе под Окско-Донским геодинамически активным прогибом, и создание условий для формирования максимальных касательных напряжений. Земная кора, включая разломы, подвергается возможному преобразованию в условиях современного

поля напряжений, генерируемых Окско-Донским неотектонически активным прогибом.

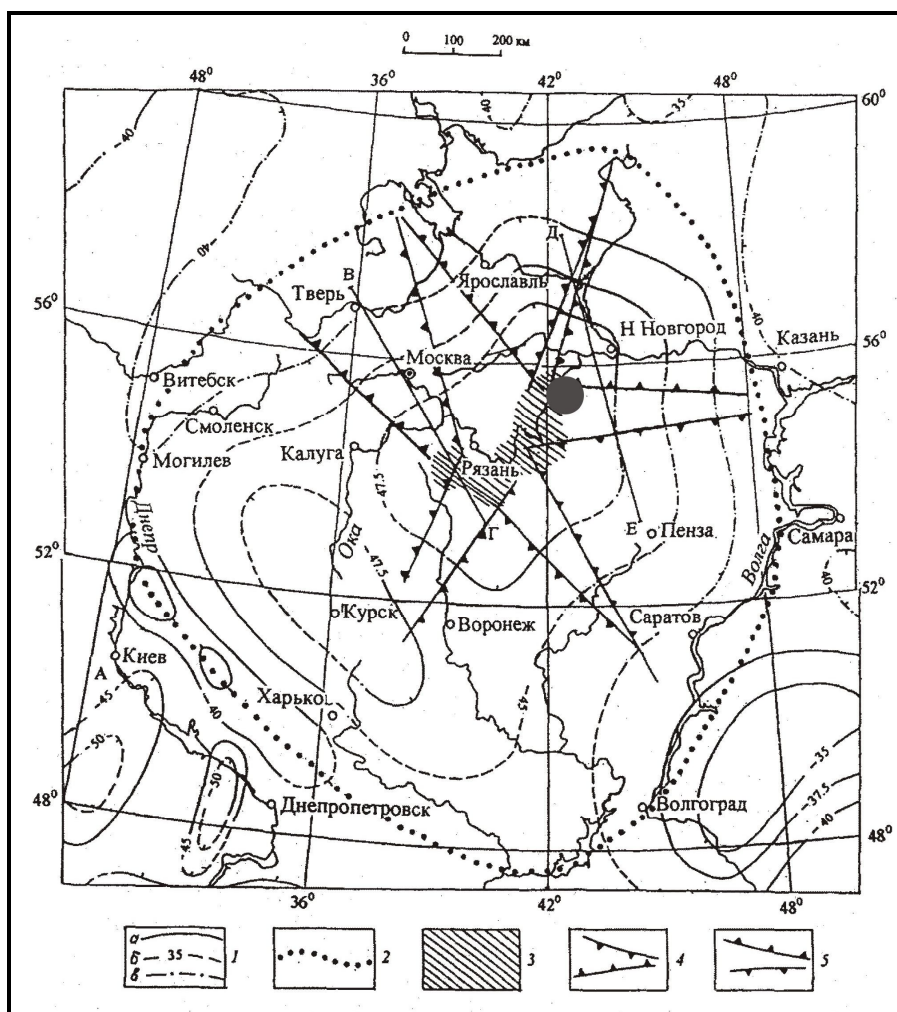


Рис. 4.6. Рельеф поверхности Мохоровичича Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:5 000 000 (Под ред. В.В. Бронгулеева) [Карта рельефа..., 1986], с дополнениями В.И. Макарова.

1 – изогипсы поверхности (км): а – построенные по сумме данных преломленных и отраженных волн, б – их менее достоверные участки, в – предполагаемые по общим корреляционным связям с физическими полями; 2 – осевая линия зоны наименьшей мощности земной коры; 3 – область максимального погружения поверхности М и, возможно, максимальных касательных напряжений в осадочном чехле; предполагаемые зоны: 4 – повышенного, 5 – пониженного литостатического давления и касательных напряжений. Кружок – Монаковский район.

В 1997 г. В.И. Макаровым был составлен структурно-геоморфологический план Московско-Нижегородского региона, на котором нашла отражение новейшая структура рассматриваемого Нижнеокского района (рис. 4.7). Им выделены основные (главные) субширотные поднятия и прогибы, осложняющие северо-западный склон Токмовского новейшего поднятия [Москва: геол. и город, 1997] В

основу геодинамического районирования рассматриваемого района положен этот план.

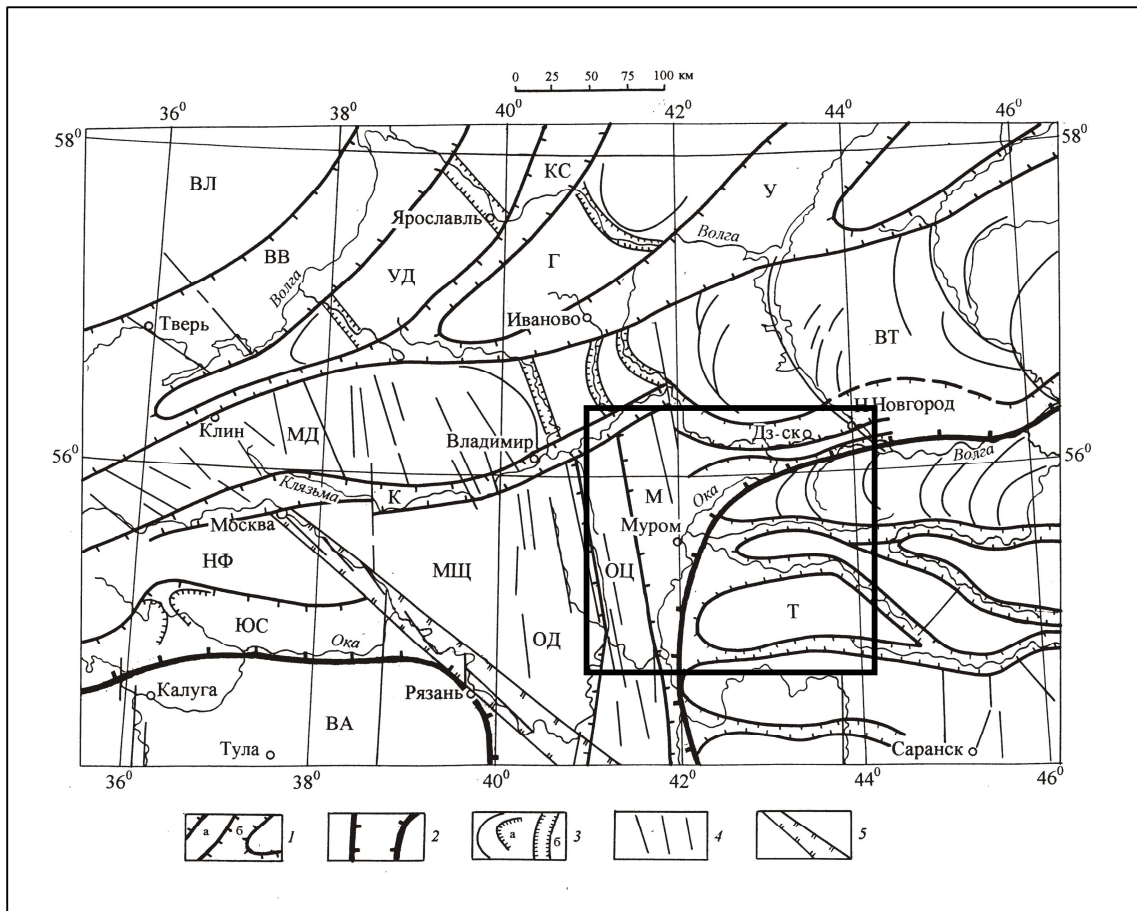


Рис. 4.7. Структурно-геоморфологический план Московско-Нижегородского района Русской плиты.

1 – обобщенные контуры зон эрозионно-тектонических поднятий (а) и понижений (б); 2 – контуры крупных тектонических структур – Воронежской антеклизы (ВА), Токмовского свода (Т) и Окско-Донского прогиба (ОД); 3 – характерные контуры эрозионного рельефа – структурные линии развивающихся валообразных поднятий (а) и, в том числе антецедентные участки речных долин (б); 4 – линеаменты; 5 – Москворецко-Рязанская (Москворецкая) линеаментная зона. Буквами обозначены: поднятия – Валдайское (ВЛ), Угличско-Даниловское (УД), Галичской (Г), Московско-Дмитровское (МД), Ветлужское (ВТ), Наро-Фоминское (НФ); относительно опущенные зоны – Верхне-Волжская (ВВ), Кострома-Сухонская (КС), Унжинская (У), Клязьминская (К), Южно-Серпуховская (ЮС); в составе Окско-Донского прогиба (ОД) Мещерская (МЩ) и Муромская (М) впадины и Окско-Цнинский вал (ОЦ). Квадрат – Нижегородский район (регион) исследований.

В 2000 г. Т.В. Сухановой была изучена новейшая тектоника соседнего района – Окско-Цнинского вала – и определены геодинамические условия его формирования. Установлено, что структура вала развивается в поле напряжений сбросового и сдвигового типа, а также то, что источниками этих напряжений яв-

ляются, с одной стороны, внутренние силы, ведущие к поднятию земной коры и ее «растрескиванию», а, с другой, давление с севера [Суханова, 2000].

Геодинамические условия Токмовского сводового поднятия рассматривается на примере Нижнеокского региона. В нем проанализирован комплекс различных материалов. Он включает карты разных масштабов от 5 000 000 и 1:2 500 000 до 1:50 000 и разного назначения: геологические, тектонические, изданные и фондовые структурные карты по разновозрастным геологическим горизонтам, геофизические карты, космоснимки, топографические карты, в том числе представленные в компьютерном варианте (виде). Кроме того были использованы геологические и геофизические материалы, полученные в ходе самых последних исследований, проводившихся непосредственно в Монаковском районе в связи с проектированием Нижегородской АЭС, а также и за его пределами.

Новейшая структура рассматриваемой территории неоднородна. Основываясь на схеме В.И. Макарова [Макаров, 1997], здесь выделяются три области, существенно отличающиеся новейшим тектоническим строением: 1) I - Восточная, 2) II - Западная и 3) III – Центральная (рис. 4.8). Восточная (Монаковская) область, куда входит площадка проектируемой АЭС, характеризуется развитием крупных субширотных структур. Западная (Окско-Цнинская область) имеет существенно иное строение. Здесь преобладают структуры субмеридионального простирания. Третья область или Окско-Мокшинская (Муромская), рассматривается как сопряжение (взаимодействие) друг с другом структур субмеридионального и широтного простирания. Для выявления этих структур и определения тенденций их развития построены геолого-геоморфологические профили, проходящие вкрест и вдоль простирания структур (рис. 4.9, 4.10).

1) Восточная (Монаковская) область (I) представляет собой чередование широтных поднятий и прогибов, осложняющих северо-западный склон Токмовского новейшего поднятия. С севера на юг выделяются Павловско-Княгининское, Степуринское, Ардатское поднятия, разделенные Серезинским и Тешинским прогибами (см. рис. 4.8). Общим для поднятий являются бóльшая их ширина, по сравнению с прогибами, и преобладающее асимметричное строение. Многие под-

нения имеют пологие северные склоны и крутые южные. По простиранию с востока на запад наблюдается снижение всех структур к Окско-Муромскому прогибу, с которым на схеме В.И. Макарова они торцово сочленяются. Однако, как показывают исследования, практически все структуры, подходя к Окско-Муромскому прогибу, меняют свою ориентировку на юго-западную.

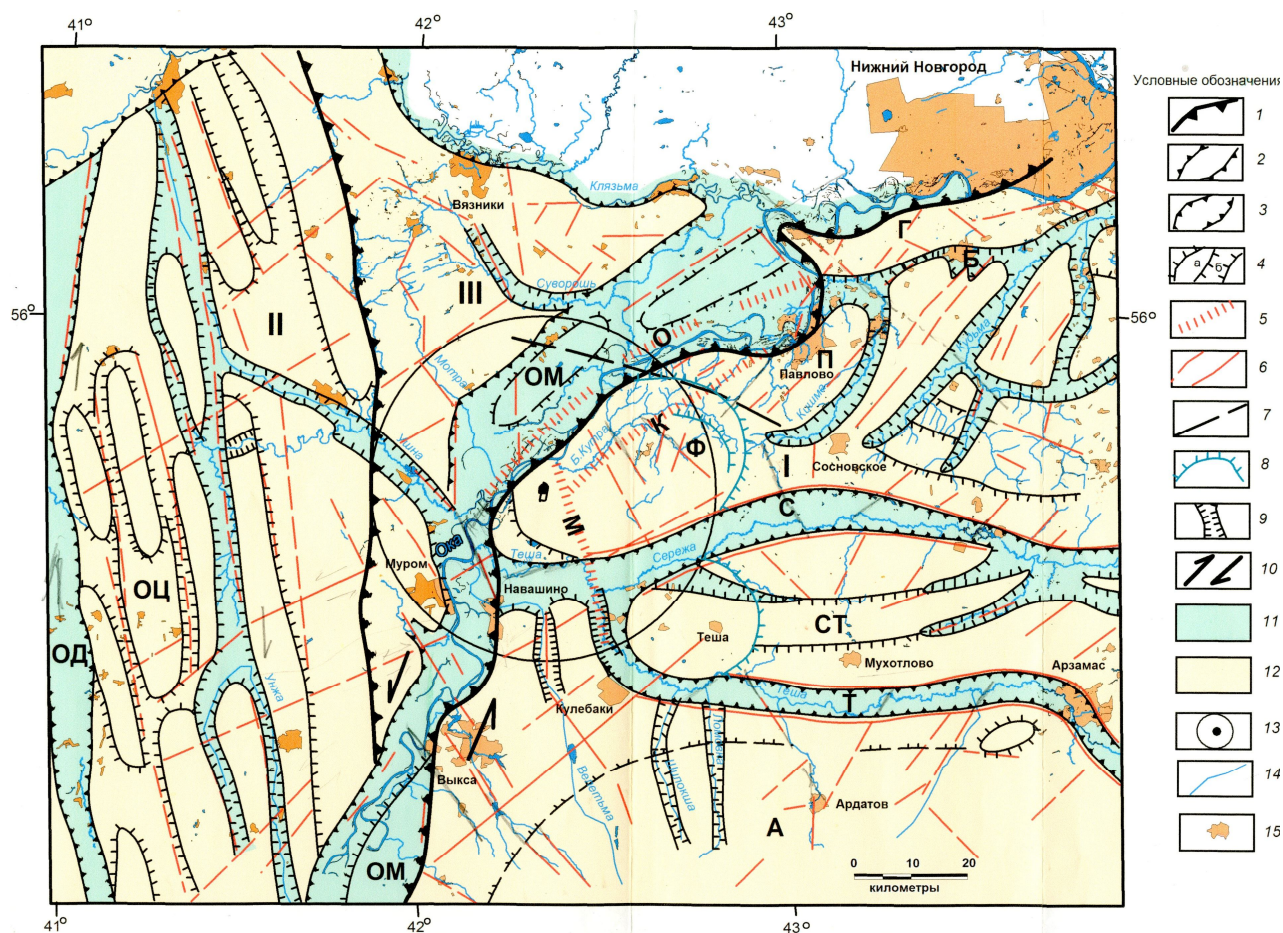
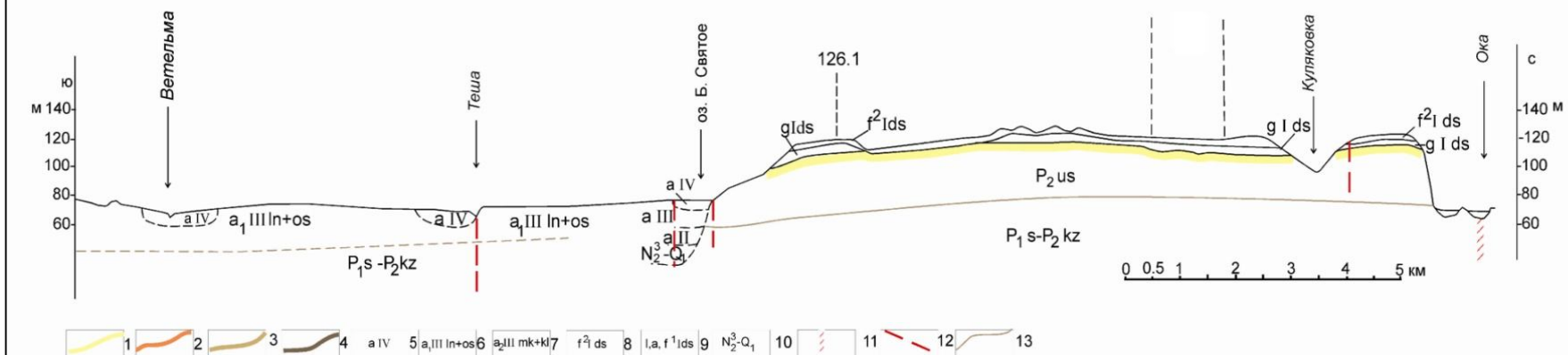


Рис. 4.8. Структурно-геодинамическое районирование Нижегородского региона.

1 – границы неотектонических областей; обобщенные контуры новейших структур: крупных 2 – поднятий, 3 – прогибов; 4 – локальных поднятий а), прогибов б); 5 – линеаментные зоны; 6 – линеаменты, 7 – Павловский докембрийский разлом, 8 – кольцевая структура, 9 – антецедентные участки долин, 10 – предполагаемые сдвиговые напряжения, 11 – прогибы, 12 – поднятия, 13 – Монаковский район, 14 – гидросеть, 15 – населенные пункты. Римскими цифрами обозначены неотектонические области: I – Восточная (Монаковская) область; II – Западная (Окско-Цнинская); III – Центральная Окско-Мокшинская (Окско-Муромская); Буквами обозначены. Поднятия: П – Павловское (Павловско-Княгининское), СТ – Степуриновское, А – Ардатское, Г – Горбатовское, ОЦ – Окско-Цнинский вал, Ф – Филинский купол. Прогибы: С – Серезинский, Т – Тешинский, ОД – Окско-Донской, ОМ – Окско-Мокшинский, Б – Богородский. Линеаментные зоны: М – Монаковская, К – Кутринская, О – Окская. Круг – ближний район НижАЭС.

Геолого-геоморфологический профиль 1-1



Эрозионно-денудационный рельеф (разновозрастные поверхности выравнивания): 1 - раннеплейстоценовые, 2 - зоплейстоценовые, 3 - позднеплистоценовые, 4 - раннеплистоценовые; Эрозионно-аккумулятивный рельеф. Аллювиальные равнины: 5 - голоценовые (поверхность поймы); позднеплейстоценовые: 6 - поверхность первой террасы, 7 - поверхность второй террасы; среднеплейстоценовые: 8 - флювиогляциальные равнины времени отступления донского ледника. Погребенный рельеф: 9 - озерные, аллювиальные и флювиогляциальные равнины времени наступания донского ледника, 10 - аллювиальные позднеплистоценовые долины. Прочие обозначения. Линеаманты: 11 - крупные региональные зоны, 12 - менее крупные, выделенные преимущественно по гидросети, 13 - подошва уржумского яруса или кровли карстующихся пород сакмарского яруса нижней перми и казанского яруса средней перми
Линии разрезов см. на рис. 1.3.

Геолого-геоморфологический профиль 2-2

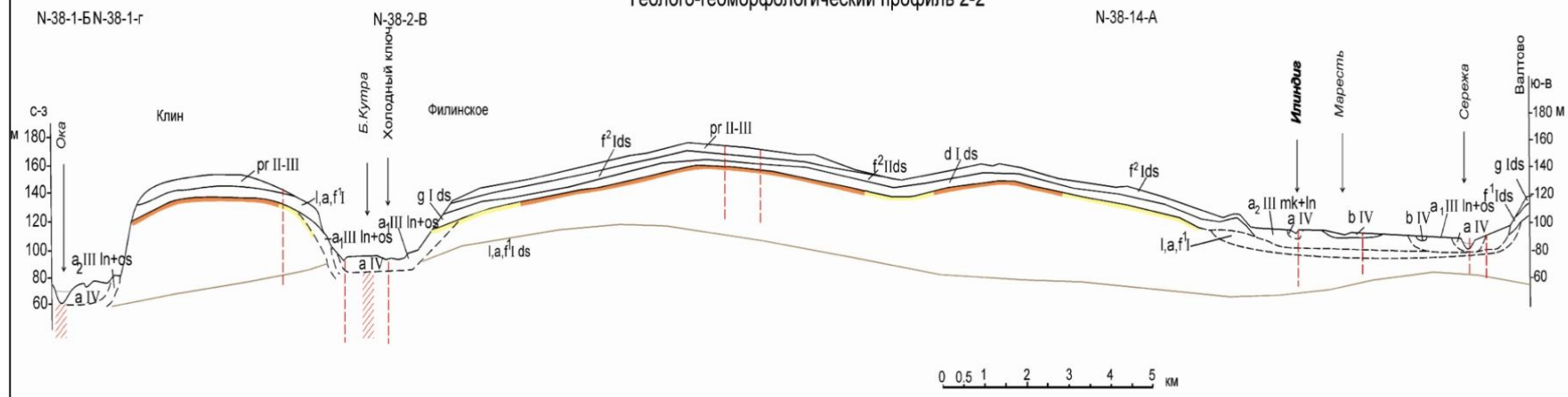


Рис. 4.9. Структурно-геоморфологические профили 1-1 и 2-2 (положение профилей см. на рис. 2.8, гл. 2).

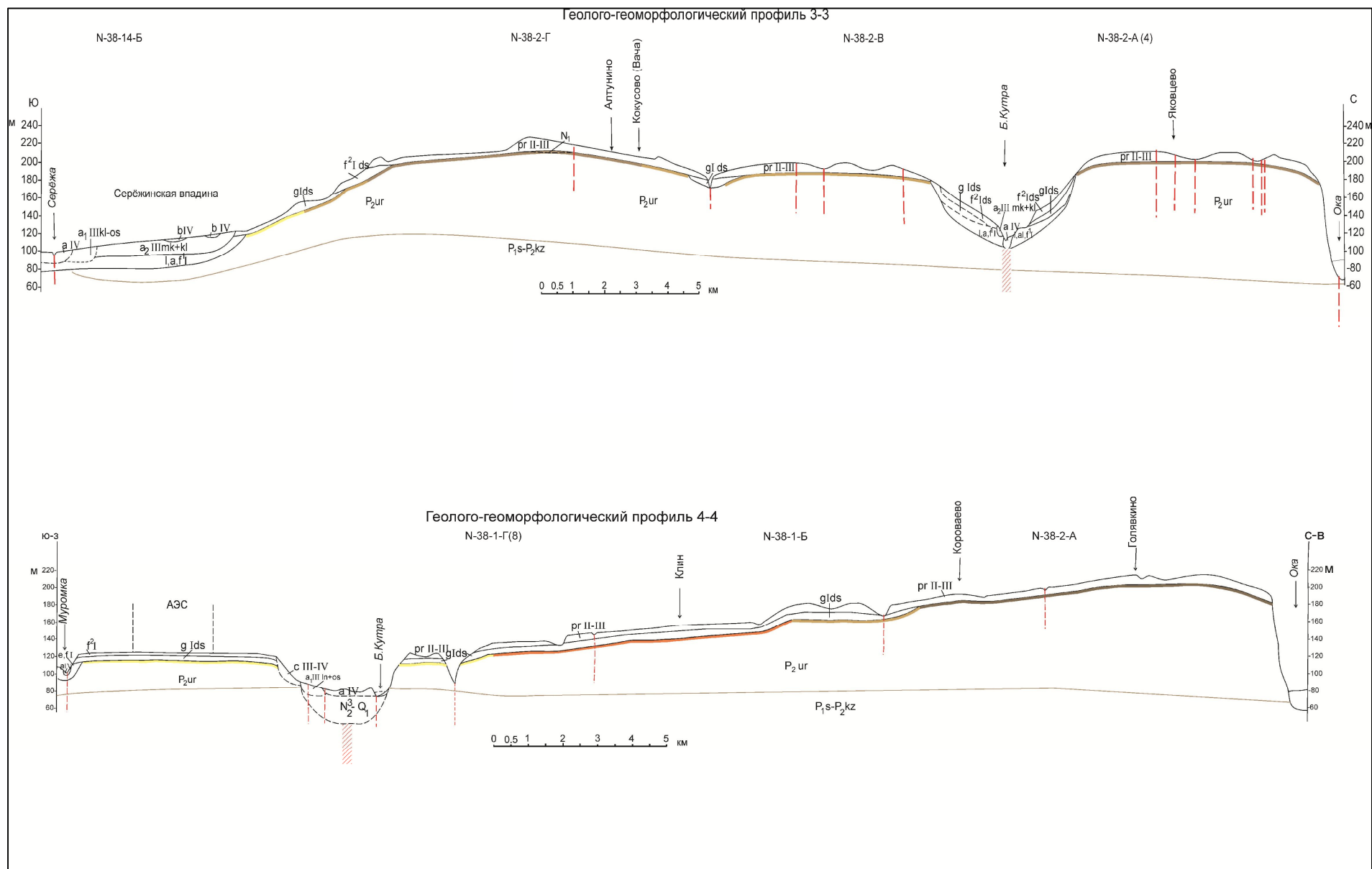


Рис. 4.10. Структурно-геоморфологические профили 3-3 и 4-4 (положение профилей см. на рис. 2.8, гл. 2).

Существование всех выделенных структур подтверждается, помимо геоморфологических данных, и геологическими, в частности, изменением, хотя местами и не значительным, положения маркирующего горизонта (кровли карстующихся пород сакмарского яруса нижней перми и казанского яруса средней перми): подъемом его на поднятиях и снижением его в пределах прогибов (см. рис. 4.9, 4.10). Таким образом, можно говорить о наследовании в целом новейшими структурами многих крупных пермских структур, но при этом оси новейших структур не всегда совпадают с осями древних структур, что видно на указанных рисунках. Отдельные небольшие складки в пермских отложениях практически не наследуются. Наблюдается наследование некоторых крупных структур фундамента и впадин (см. рис. 2.8).

Павловско-Княгининское (Павловское) поднятие занимает северную часть исследуемой территории. Оно протягивается в субширотном направлении более чем на 100 км при ширине от 30 до 50 км. Наивысшие его отметки не превышают 220 м. На западе оно срезается р. Окой, а на севере Волгой с образованием крутых уступов, на всем протяжении которых широко развиты оползни. Поднятие сложено пермскими отложениями, а на востоке и юрскими. Местами на водоразделах и склонах сохранились позднеплиоценовые (N_2^3) и миоценовые (N_1^{2-3}) отложения, имеющие аллювиальный генезис [Государственная..., 1999], что говорит о поднятиях, произошедших после образования речной сети. Все коренные отложения перекрыты чехлом четвертичных отложений. В основном это покровные суглинки, под которыми в западной части залегают морена и флювиогляциальные отложения днепровского оледенения.

При общем субширотном простирании всего Павловско-Княгининского поднятия в нем выделяются три кулисообразно сочлененных поднятия, ориентированных с юго-запада на северо-восток: это собственно Павловское на западе, в центре Константиновское, а на востоке Княгининское (см. рис. 4.8). Границами между ними служат долины рек Кудьмы, Сундовика и Озерки, а восточным ограничением Княгининского поднятия является долина р. Суры.

Западное Павловское поднятие асимметрично: его северный склон пологий и длинный, южный более крутой и короткий. Поднятие снижается к долинам Сережи, Теши и Пьяны. Поднятие наследует пермскую Рыльковскую антиклиналь, но при этом ось его проходит севернее ее оси. Оно начало расти и оформляться в рельефе в раннем плиоцене и развивалось стадийно. Об этом свидетельствуют поверхности выравнивания, развитые в его водораздельной части и на склонах. По данным геолого-геоморфологического анализа они полого спускаются к долине реки Сережи и более круто к долине р. Оки. Наиболее высокая (180-220 м) водораздельная эрозионно-денудационная поверхность, срезающая миоценовые отложения и не перекрывавшаяся льдами донского оледенения, имеет раннеплиоценовый возраст. Ее слабый наклон к западу и югу подчеркивает в целом общее пологосводное строение Павловского поднятия. В раннеплиоценовую поверхность вложены позднеплиоценовая, эоплейстоценовая и раннеплейстоценовая, абсолютные отметки которых находятся в пределах 160-120 м. Практически все эти поверхности уже перекрыты мореной днепровского оледенения. Глубина вреза каждой из них составляет 15-20 м.

Поднятие продолжает развиваться в настоящее время. Об этом свидетельствует рост его западной периклинали, подчеркиваемый (оконтуриваемый, обтекаемый) реками Тешой и Велетьмой. Их участки в створе с поднятием являются antecedentными. Здесь, хотя и еле заметно, увеличивается врез русел рек, соответственно увеличивается высота поймы до 5 м у Теши, по сравнению с меньшей ее высотой (3-4 м) выше по течению, и первой и второй террас.

Внутренняя структура Павловского поднятия неоднородна. Наблюдается ряд локальных структур, среди которых в рельефе отчетливо выделяется кольцевая структура – Филинский купол. Его центральная часть подчеркивается дугообразным участком долины р. Б. Кутра в ее верховьях, а периферическая – также дугообразной в плане формой вершинной поверхности. Купол является новейшим образованием. Ядро пермской Рыльковской антиклинали здесь находится близко к поверхности. Слагающие его гипсы сакмарского яруса обнажаются практически на пойме Б. Кутры. Но антиклиналь является инверсионной. Судя по увеличенной

мощности пермских отложений в ядре, ранее они накапливались в прогибе. По оси новейшего поднятия заложена широкая долина р. Б. Кутра с аномально развитой поймой. По этой долине нами выделяется Кутринская линеаментная зона северо-восточного простирания. Фактически она представляет структуру растяжения, подтверждаемую также по нашим данным аномальным проявлением радона по сравнению с соседними участками, а также сероводорода. Кроме того, изученные в карьерах трещины в пермских отложениях имеют простирание, такое же, как и линеаментная зона, и большая их часть являются трещинами растяжения. Филинский купол развивается над погребенным выступом фундамента, ограниченного разрывом. Возможно, что положительные движения последнего в новейшее время привели к образованию купола и Кутринской зоны растяжения. Однако, на поверхности разрыв не прослеживается.

Западнее купола поднятие последовательно снижается, образуя две разновысотные ступени. Более высокая (140-150 м) из них - эоплейстоценовая перекрыта мореной донского оледенения, а более низкая (около 120 м) - раннеэоплейстоценовая – еще и флювиогляциальными отложениями времени отступления этого оледенения. Ступени разделены Монаковской линеаментной зоной субмеридионального простирания, отчетливо выделяющейся на КС, протягивающейся в пределы Окско-Муромского прогиба и на юго-восток и, судя по трещиноватости и раздробленности пермских пород, возможно, имеющей разрывную природу.

К северо-востоку от Филинского купола выделяются два кулисно расположенных поднятия, в целом имеющих северо-восточное простирание, несогласное с общим простиранием Павловского поднятия. На самом севере они торцово сочленяются с Горбатовским поднятием и Богородским прогибом.

Следующие за Павловским Константиновское и Княгининское поднятия представляют собой систему разных по размерам локальных поднятий и прогибов, в рельефе образующих наклонные к северу платообразные возвышенности. В их пределах опорная поверхность кровли сакмарских и казанских отложений полого погружается к северу к долине р. Волги, а также к западу к долинам рек Кудьмы и Сундовика. Эти долины особенно в среднем и нижнем течении широ-

кие и расплывчатые, с хорошо развитыми поймами и двумя низкими террасами являются эрозионно-тектоническими понижениями. Многочисленные притоки Кудьмы и Сундовика, имеющие главным образом северо-восточную ориентировку, глубоко врезаются и образуют эрозионные уступы. На многих участках и долины и уступы прямолинейны, и, таким образом, являются линеаментами. Эрозионно-тектонический уступ ограничивает Княгининское поднятие с юга. В его пределах опорная поверхность понижена на 20 м, по сравнению с положением ее на севере. В целом же вся система локальных поднятий и разделяющих их долин по морфологии похожа на горст-антиклинали (?).

Северный уступ, образованный эрозией Волги и смещающийся на склон Павловско-Княгининского поднятия называется Средневожским или Нижегородским откосом [Фридман, Манаева, 2011]. Он сложен пермскими отложениями и развит над Работкинской флексурой, в пределах которой опорная структурно-эрозионная поверхность казанского яруса средней перми понижается в сторону Волги с 30-40 м до 10-15 м [Государственная..., 1999]. Низменное левобережье Волги представляет собой новейший Волжско-Ветлужский прогиб, наследующий древнюю мобильную структуру фундамента – Владимирско-Казанскую межу. Она представляет собой широтную систему отрицательных структур фундамента, пересекающую северный склон Токмовского свода. В ее пределах фундамент опущен до – 2000 м, а прогибание со скоростью 2,8-3,1 мм/год [Лиленберг, Сетунская, 1972] продолжается и в настоящее время. При этом долина р. Волги смещается к своему правому берегу со скоростью от 5 до 25 мм/год [Макарова и др., 2008]. Это обстоятельство, а также литология пород обуславливают развитие многоступенчатых оползней. Морфология уступа подробно описана М.Л. Коппом, считающий, что в образовании его и оползней большое значение имеет тектоническое обрушение блоков в прилегающий прогиб, происходящее в обстановке растяжения [Копп, 2011]. На протяжении уступа от Нижнего Новгорода до устья Суры по трещиноватости пород, по данным М.Л. Коппа, отмечаются условия горизонтального растяжения, направленного с ЮЮЗ на ССВ и меридионально. Стенки отрыва ориентированы в разных направлениях; при этом на широтных от-

резках фиксируются правые сдвиги, отрезки северо-восточного направления несут признаки поперечного к ним сжатия, а северо-западного – растяжения. Правосдвиговое поле напряжений характерно и для всей долины р. Оки. Таким образом, формирование этого уступа связывается с влиянием разрывных нарушений или зон сгущения малоамплитудных трещин разгрузки напряжений. Последние М.Л. Копп предварительно связывает с влиянием глубинных процессов, доходящих сюда от далекой альпийской коллизии плит. ЮЮЗ-ССВ направления растяжения связываются с динамическим влиянием коллизионной области (Аравийской плиты-индентора), а меридиональные - с динамическим влиянием Перииндийской области, передающимся через новейший Урал. Несовпадение некоторых полей напряжений с указанными направлениями объясняется возможными компенсационными направлениями. Оба эти варианта представляются нам не достаточно обоснованными и корректными.

Южнее Средневожского уступа и вдоль северного края Павловско-Княгининского поднятия в широтном направлении параллельно долине Волги, отделяясь от нее локальными поднятиями Кстовским, Лысковским и др. протягивается понижение, представляющее собой древнюю отмершую долину Пра-Кудьмы [Фридман, Манаева, 20011]. Понижение имеет тектоническую природу, т.к. опорная поверхность казанских отложений, по данным геологической съемки, здесь образует слабо выраженный, измеряемый минутами синклинальный изгиб. На отдельных участках она используется современными реками Кудьма, Озерка, Сундовик, Изма, имеющими широкие долины с развитыми поймой и террасами. При этом русла рек смещены к северу, т.е. к Волге. В западной части в районе Богородска долина выполнена флювиогляциальными отложениями времени наступания днепровского оледенения (начало среднего плейстоцена), на основании чего принимается ее среднеплейстоценовый возраст. Эту широтную долину мы считаем крупной «трещиной отседания», по которой вся полоса, заключенная между ней и Волгой, является потенциальным оползневым блоком.

Сережинский прогиб протягивается южнее Павловского поднятия (рис. 4.11).

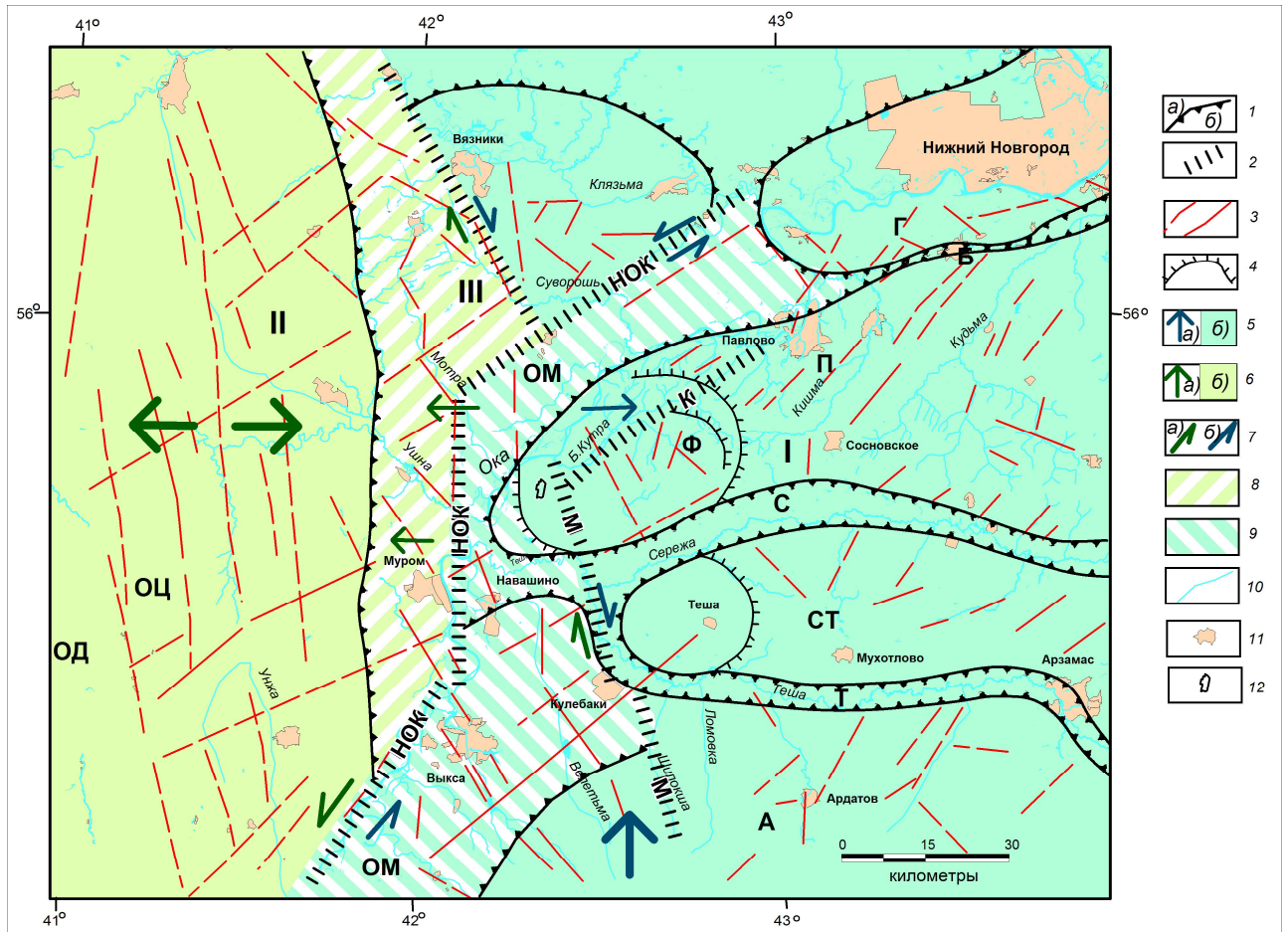


Рис. 4.11. Геодинамические условия формирования новейших тектонических структур Нижнеокского региона.

1 – границы обобщенных нетектонических поднятий а), прогибов б); 2 – линеаментные зоны; 3 – линеаменты; 4 – контуры кольцевых структур; 5 - направление главного давления со стороны Токмовского свода а) и его зона дислокаций б). Меньшего размера стрелки – второстепенные напряжения; 6 — направление главного растяжения со стороны Окско-Донского геодинамически активного прогиба а) и его зона дислокаций б). Меньшего размера стрелки – второстепенные напряжения; 7 — сдвиговые напряжения, вызванные активностью Окско-Донского геодинамически активного прогиба а) и Токмовского поднятия б); 8 — геоморфологические ступени, развивающиеся со стороны Окско-Донского геодинамически активного прогиба; 9 — геоморфологические ступени, развивающиеся со стороны Токмовского свода; 10 — гидросеть; 11 – населенные пункты; 12 — площадка АЭС.

Римскими цифрами обозначены неотектонические области: I – Восточная (Монаковская), II – Западная (Окско-Цнинская), III – Центральная (Окско-Мокшинская). Буквами обозначены: Поднятия: П – Павловское, СТ – Степуриновское, А – Ардатовское, Г – Горбатовское, ОЦ – Окско-Цнинский вал, Ф – Филимоновский купол. Прогибы: С – Сerezинский, Т – Тешинский, ОД – Окско-Донской, ОМ – Окско-Мокшинский, Б – Богородский. Линеаментные зоны: М – Монаковская, К – Кутринская. НОК – Нижнеокская геодинамически активная зона.

К прогибу приурочена плоская долина р. Сereжи, выполненная четвертичными аллювиальными, флювиогляциальными и ледниковыми отложениями. Ширина прогиба по позднеплейстоцен-голоценовым террасам и пойме составляет 6-8 км и несколько увеличивается к устьевой части реки. Современный прогиб

наследует Горецкую синклиналь, выполненную верхнепермскими отложениями, а также позднеплиоцен-ранненеоплейстоценовый новейший прогиб. В створе с развивающейся периклиналию Павловского поднятия в Горецкой синклинали наблюдается седловина. Ось современного прогиба смещена к южному левому склону, что связано, по всей вероятности, с ростом и расширением Павловского поднятия.

В пределах прогиба выделяется ряд небольших локальных структур (Левинское, Малосвятское и др.), выделенных по геоморфологическим данным. Их рост приводит к сужению прогиба, образованию перемычек, в пределах которых русло сужено и несколько увеличен его врез. В западной части прогиб пересекается Монаковской линеаментной зоной.

Степуринское поднятие протягивается в пределах исследуемой области в субширотном направлении. Его ширина составляет 25-30 км, а наивысшие отметки не превышают 150-160 м. Возраст поднятия плиоценовый. По-существу оно является западной частью более крупного Арзамасского поднятия, имеющего юго-восточное простирание. В его пределах фундамент отмечается на абсолютной высоте около –1000 м. Поднятие сложено пермскими отложениями. В современной водораздельной его части и на склонах сохранились миоценовые отложения, представляющие фрагменты поднятой и разорванной гидросети. Реки Теша и Велетьма оконтуривают западную его периклинали, которая меняет свое простирание с субширотного на юго-западное, прослеживаясь к долине Оки в районе пос. Досчатое. Небольшие притоки р. Оки при пересечении периклинали образуют ряд antecedentных участков. Поднятие в целом наследует пермский Родиковский выступ, но ось новейшей структуры проходит более широтно. В западной части поднятия выделяется кольцевая структура, имеющая такую же тектоническую природу, как и Филинский купол. Линеаменты к западу от кольцевой структуры имеют северо-западное простирание, а к востоку от нее – северо-восточное. Локальные поднятия в центральной части Степуринского поднятия, имеют крутые южные склоны и пологие северные.

Тешинский прогиб протягивается субширотно. Он наследует Кулебакинскую пермскую синклинали. Его ширина составляет 5-6 км. В районе пос. Кулебаки прогиб меняет ориентировку на северо-западную, оконтуривая Степуринское поднятие и сливается с Серезинским прогибом. Широкое развитие болотных отложений в долине р. Теши в районе пос. Кулебаки, вызвано подпруживающим влиянием растущей периклинали Степуринского поднятия.

Самым южным поднятием Восточной области является Ардатовское, большая часть которого находится южнее за пределами исследуемого региона. Его сводовое строение подчеркивается радиальным рисунком эрозионной сети, расчленяющей северный склон, сложенный юрскими отложениями. В его пределах фундамент приподнят до абсолютной высоты –1000 м. Абс. отметки его поверхности на большей части однообразны – около 200 м, и лишь восточнее они увеличиваются до 220-230 м. Довольно резко по меридиональному линеаменту Ардатовское поднятие снижается к западу к Окско-Ломовскому прогибу.

2) Западная область исследуемой территории представляет собой новейший Окско-Цнинский вал в его северной части (II, см. рис. 4.11). Для структуры вала характерна преобладающая ярко выраженная субмеридиональная зональность. Выделяются два основных протяженных субмеридиональных поднятия – Центральное обширное, высокое (абс. высота до 180 м) и относительно древнее (миоцен-плиоценовое) и Восточное более низкое (150-160 м) и более молодое (плиоцен-четвертичное). Они сложены мореной днепровского оледенения, имевшего место в начале среднего плейстоцена, перекрытой флювиогляциальными отложениями времени отступления этого оледенения. Поднятия разделены Унжа-Ушнинским прогибом [Суханова, 2000]. На западе Окско-Цнинский вал граничит с Окско-Донским прогибом, граница с которым проходит по долинам рек Гусь и Судогда. На севере структуры вала срезается субширотным отрезком р. Клязьмы, следующей по Московско-Клязьминскому прогибу, наследующему глубинный прогиб фундамента – Владимирско-Казанскую межу. Субмеридиональные линеаменты, являющиеся границами зон поднятий и прогибов, являются зонами растяжения [Суханова, 2000; Копп, 2002, 2004]. На фоне общего субмеридионального

простираения основных поднятий, в их пределах выделяется ряд локальных структур северо-западного простираения (Андреевское, Сокольеvское и др.), образующих левокулисный ряд, границами между которыми являются линеаменты такой же ориентировки. В пределах поднятий линеаменами северо-восточного простираения наследуются разновысотные ступеней. Многие локальные поднятия наследуют древние герцинские складки.

По отношению к герцинскому поднятию, имеющему дугообразную форму, обращенную выпуклостью на запад, наследуется его центральная субмеридиональная часть. Также как и древняя структура, вал асимметричен. Его западный склон крутой и короткий, а восточный пологий и длинный. Формирование Окско-Цнинского вала тесно связано с развитием Окско-Донского прогиба, к восточному краю которого он фактически приурочен. Происхождение последнего в значительной степени обусловлено опусканием и растяжением земной коры под влиянием подкоровых процессов (подъем, хотя и незначительный, мантии фиксируется по геофизическим данным) [Макаров, 2001; Макарова и др. 2002]. Этим в значительной степени обусловлено развитие в пределах Окско-Цнинского вала субмеридиональных структур и раздвиговой характер линеаментов [Суханова, 2000; Макаров, 2001]. С этим согласуется сбросовое поле напряжений в западной части вала, определенное по трещиноватости каменноугольных пород и четвертичных отложений. Кроме того, не исключаются и другие источники воздействия на его структуру, в частности, латеральное субмеридиональное сжатие и широтное растяжение, вызванное давлением с юга со стороны Альпийского пояса [Копп, 2004].

Для центральной осевой и восточной частей Окско-Цнинского вала установлено сдвиговое поле напряжений. При этом по северо-западным направлениям (линеаментам) фиксируется правосдвиговое поле напряжения, а по северо-восточным – левосдвиговое.

3) Центральная Окско-Мокшинская (Муромская) область (III, см. рис. 4.8) охватывает одноименный прогиб, являющийся частью протяженного Окско-Мокшинского прогиба. В исследуемый район входит его северная часть, называемая от пос. Шиморское до г. Павлово Муромским прогибом, а от г. Павлово до

устья Оки – Клязьминско-Окским или Нижнеокским. К прогибу приурочена современная долина р. Оки в ее нижнем течении, а также ее более древние погребенные долины [Государственная..., 1999]. В рельефе это обширное понижение, расширяющееся к северу и занятое аллювиальными позднеплейстоценовыми (поверхности I и II террас) и голоценовой (поверхность поймы) равнинами. Западная часть прогиба представляет собой повышенную ступень с развитой среднеплейстоценовой флювиогляциальной равниной, вовлеченной в поднятие Окско-Цнинского вала во вторую половину среднего неоплейстоцена и позднем неоплейстоцене. Это определяет общий наклон поверхности прогиба к востоку, направленное его смещение и миграцию долины р. Оки к ее правому берегу на протяжении всего четвертичного периода. Миграция, возможно, еще усиливается действием сил Кориолиса [Макарова и др., 2008]. Этот наклон (с запада на восток) фактически противоположен региональному северо-западному наклону поверхности кристаллического фундамента и всех более высоких слоев палеозойского покрова Токмовского свода, и вызван значительной кайнозойской (в большей мере четвертичной) перестройкой структуры прогиба.

В морфологии Окско-Мокшинского (Муромского) прогиба проявлены черты, присущие как Западной, так и Восточной областям. Четвертичная структура Окско-Мокшинского прогиба имеет перекрестный структурный план, образованный пересечением линеаментов субмеридионального и северо-восточного простирания. Причем, в западной его части преобладают линеаменты субмеридионального и северо-западного простираний, а в центральной и восточной – северо-западного и северо-восточного. Среди обширной поймы выделяются участки, несколько повышенные и осушенные, представляющие собой современные растущие поднятия. Их северо-восточная ориентировка и причленение к Горбатовскому поднятию, позволяет относить их к структурам Восточной области. Общий характер структуры Окско-Муромского прогиба, подчеркнутый сеткой линеаментов, позволяет предполагать левостороннее сдвиговое поле напряжений в его восточной части.

Окско-Мокшинский (Муромский) неотектонический прогиб субмеридионального простирания наследует длительно и унаследованно развивающиеся древние прогибы. В рельефе кристаллического фундамента ему соответствует Меленковский прогиб. Его ось проходила западнее современного русла Оки и погружалась к северу с $-1, 2$ км в районе г. Мурома до $-1, 9$ км севернее р. Волги. По преддевонской поверхности к нему приурочивается полоса развития отложенных волынской серии верхнепротерозойского возраста. По девонской поверхности ось прогиба почти совпадала с осью протерозойского прогиба. В каменноугольное время он отчасти наследовался Вязниковско-Ковернинским прогибом, выделявшимся по большей мощности каменноугольных отложений, по сравнению с прилежащими областями. В поздней перми здесь развит Баландинский прогиб. В мезозое в его южную часть (район г. Мурома) заходили заливы юрского и мелового морей. Относительное прогибание со скоростью 2 мм/год продолжается и в настоящее время [Лилиенберг, Сетунская, 1972].

Таким образом, морфология и зональность новейших структур отражает геодинамические условия их образования.

В результате исследований составлена мелкомасштабная карта структурно-геодинамических условий Нижнеокского региона, включая Монаковский район НижАЭС в радиусе 30 км (см. рис. 4.11). В таком масштабе она позволяет высказать предварительные соображения о современной тектонической обстановке региона и прогнозировать ее возможное изменение в будущем.

Выделенные в пределах Нижнеокского региона три области - Восточная, Западная и Центральная - отличаются друг от друга морфологией новейших структурных форм, а, следовательно, различными геодинамическими условиями их формирования. Крупные субширотные пологие поднятия и прогибы Восточной области предполагают формирование их в условиях давления, исходящего как с юга со стороны Токмовского свода, так и, возможно, с севера со стороны Смоленско-Ветлужского вала. Последний представляет собой очень протяженную буферную геодинамически активную зону, разделяющую структуры, формирующиеся под воздействием нескольких геодинамических систем: северной - Аркти-

ческой, западной – Скандинавской, южной – Карпатско-Кавказской [Макаров, 1996].

Однако, развитие зоны современного растяжения вдоль северного края Павловско-Княгининского поднятия, а также наличие структур растяжения в пределах самого поднятия позволяют принять преимущественно северный источник давления для более крупномасштабного плана.

Образование структур Восточной области следует связывать с поднятием и расширением в новейший тектонический этап Токмовского свода, что и вызывает деформации Восточной области. При этом не исключается региональное движение пластических отложений перми, в составе которых присутствуют гипсы, ангидриты и глины, со склонов Токмовского свода на север, в сторону Московской синеклизы. Кулисное сочленение локальных поднятий в пределах Павловско-Княгининского поднятия предполагает участие правосдвиговых напряжений при его формировании.

Морфология периклиналей Павловского и Степуринского поднятий и разделяющих их Серезинского и Тешинского прогибов, их намечающийся «поворот» к юго-западу предполагает левосдвиговый характер напряжений, действующих в Окско-Муромском прогибе. Этому не противоречат ранее определенные сдвиговые напряжения по линеаентам восточного склона Окско-Цнинского вала, сопряженным с Окско-Муромским прогибом: левосторонние по линеаентам северо-восточной ориентировки и правосторонние по линеаентам северо-западной ориентировки. Такое поле напряжений может создаваться при взаимодействии расширяющегося в восточном направлении Окско-Цнинского вала и движением масс к северу со склонов Токмовского свода к северу.

В Западной Окско-Цнинской области преобладают субмеридиональные структуры. Их морфология позволяет связывать их образование с условиями растяжения. Последние могут быть вызваны проявлением внутренних сил, порожденных тектоно-магматическими процессами в верхней мантии, а также субмеридиональным сжатием, исходящим с юга.

Сопряжение субширотных и субмеридиональных структур происходит в пределах Окско-Муромского (Мокшинского) неотектонического прогиба. Последний согласуется по простиранию с Баландинской депрессией, Вязниково-Каверинским и Меленковским прогибами, развитыми на разных структурных этажах чехла и согласующимися с неотектоническим прогибом. В этой связи он рассматривается как геодинамически активная зона, подвергающаяся изменениям изгибного характера нижерасположенные толщи. По кровле щелковской толщи верхнего отдела каменноугольной системы градиент деформаций (уклона) повышен. Он составляет 6-7 м/км (0.007) при среднем 2 м/км (0.002). Для зоны характерно левосдвиговое поле напряжения, определяющие характер развития структур, как в пределах прогиба, так и структур Павловской области. Подобные зоны обычно представляют собой зоны взаимодействия структур, формирующихся под действием различных источников сил, и сами являются зонами повышенной напряженности геологической среды. По этой причине выделена Нижнеокская геодинамически активная зона (НОК) (см. рис. 4.11).

Линеаменты и трещиноватость характеризуют современное поле напряжений. Самым ярким и надежным показателем малейших изменений уклонов земной поверхности, вызванных новейшими и, главным образом, четвертичными тектоническими движениями, особенно в платформенных условиях является гидросеть. Кроме того, гидросеть проявляет не только существующие и геологически доказанные тектонические нарушения, которых, кстати, на платформах мало, но в большей степени планетарную трещиноватость. Морфологическим выражением этой трещиноватости и раздробленности являются линеаменты, большая часть которых имеет «гидрографический» характер или проявленность.

Анализ линеаментов позволяет судить о морфологии проявляемых ими крупных трещин или их зон, о закономерностях распределения их на площади и соотношении друг с другом. На этом основании делается заключение о современных геодинамических условиях их формирования и нарушаемых ими структур.

В соответствии с неотектоническим районированием и выделением трех областей с различным типом новейших тектонических структур дается характери-

стика развитых в их пределах линеаментов (см. рис. 4.8, 4.11). Последние дешифровались на космических снимках, топографических картах, геологических материалах. Большинство из них совпадает с линеаментами, выделенными предшествующими исследователями [Сейсмологические..., 2010]. Значительная часть выделенных линеаментов, представленные на рисунках, заверены в полевых условиях.

Восточная (Монаковская) область (I) имеет максимальную плотность линеаментов, приуроченную к долине р. Оки. Линеаменты часто отражает планетарную трещиноватость, проявленную в карбонатных породах пермского возраста и перекрывающих их четвертичных отложениях, поскольку имеют ортогональное строение. Трещиноватость обуславливает субвертикальную проводимость, проницаемость, повышенную пористость пород, с которыми обычно связаны просадки грунта, образование ложбин и суффозионно-карстовые воронки. Среди линеаментов есть крупные, образующие зоны, протягивающиеся на десятки километров, и менее крупные. К первой группе относятся, в первую очередь, линеаментные зоны – Монаковская, Кутринская, Окская. Последняя локализована в пределах Окско-Мокшинской (Муромской) геодинамически активной зоны (прогиба). Остановимся на их характеристике.

Монаковская линеаментная зона протягивается субмеридионально с юго-востока на север–северо-запад. Предшествующие исследователи [Характеристика..., 2010] отнесли его к XIV рангу, длина которого может достигать 100-200 км. Однако наиболее отчетливо эта зона выражена на центральном, именно Монаковском участке, тогда как за его пределами в левобережье Оки, в пределах Окско-Мокшинского прогиба, единая зона прерывается Окской зоной. Таким образом, она состоит из разобщенных спрямленных участков, наследуемых руслами рек Суворишь, Вынец, а также левых безымянных притоков Оки протяженностью не более 1 км.

На правобережье Оки в рельефе она проявлена сначала устьевым участком р. Б. Кутра протяженностью 2 км, имеющей корытообразную форму шириной 3 км, с широко развитой поймой. Зона состоит из нескольких параллельных линий,

ориентировка которых СЗ 345, 350. Возможно, к зоне линеамента относится разрывное нарушение, выделенное предположительно по данным бурения на левом склоне долины Б. Кутры, смещающее морену и флювиогляциальные отложения [Характеристика..., 2010]. Южнее зона проявлена долиной р. Ледь, ширина которой сначала составляет 2 км, а затем в районе поселков Монаково и Мартюшиха сокращается до 0,5 км. К отдельным участкам этой зоны приурочены тальвеги оврагов глубиной до 90 м. По геофизическим данным [Уточнение..., 2008б] на участках Монаково и Мартюшиха фиксируется несколько зон дробления или ослабленных зон в известняках казанского яруса средней перми. На всем протяжении долины р. Ледь и устьевого участка р. Б. Кутра бурением вскрываются погребенные долины, выполненные верхнеплиоцен-нижнелепестовыми отложениями.

В региональном плане эта зона отмечена гравитационными и магнитными аномалиями. Преобладающими ориентировками прямолинейных отрезков, отражающих южную часть Монаковского линеамента, являются направления СЗ 340, 345. Они наследуются отдельными короткими (до 1 км) участками р. Теша. Долина Теша широкая, пойма достигает 3 км. При движении далее на юг линеамент выражен более протяженными (2-3 км) отрезками такой же широкой (около 3 км) долины р. Теша (СЗ 330) и ее притоков (Ерохуша) такого же простирания. В целом, Монаковская зона интерпретируется как зона деформаций растяжения.

Кутринская линеаментная зона протягивается с юго-запада на северо-восток от г. Муром до г. Павлово. Ее центральная наиболее выраженная часть проявлена долиной р. Б. Кутра, точнее, широкой (1 км) поймой (см. рис. 4.10, проф. 3-3). Плюс к этому по данным геохимической съемки, отмечаются повышенные эмиссии радона и проявления сероводорода [Микляев и др., 2012, 2012б] (см. гл. 4), что прямо указывает образование ее в условиях деформаций растяжения. Основными ориентировками (простирациями) зоны являются СВ 52, 58, 60, 62. Протяженность линеаментов до 2 км. На юго-западе в сторону г. Мурома Кутринская зона представлена сетью коротких (0,5-1 км) линеаментов такого же простирания,

но невыраженных ярко. На северо-востоке – более протяженными (около 2 км) отрезками (участками) эрозионной сети – небольших правых притоков Оки.

Среди менее крупных линеаментов преобладают диагональные: северо-восточные и северо-западные. Широко развиты и многочисленны линеаменты северо-восточного простирания. Их преобладающими ориентировками являются: СВ 20-25, 50-60 и 70. Навашинский и Пексинский линеаменты проявлены короткими (0,5 км) северо-восточными (58, 60, 62 СВ) отрезками рек Велетьмы, Тешы и Пексы. Хорошо выражена линеаментная зона, проявленная протяженными (от 2 до 7 км) отрезками русла р. Серёжи. Их основные ориентировки – СВ 60, 62. Долина реки широкая, левый берег болотистый.

Менее всего развиты линеаменты северо-западного простирания. Они преобладают, главным образом, на юге рассматриваемого района. Основными ориентировками являются СЗ 315-320 и 340-350. То же самое можно сказать о Тепловском линеаменте, выделенном к востоку от Кулебакинской. Он проявлена лишь единичными короткими (до 1 км) эрозионными отрезками северо-западного простирания (СЗ 330).

Выше по течению г. Муром и на право- и на левобережье Оки выделяется линеамент, проявленный прямолинейными северо-западными отрезками русла и стариц Оки. Наиболее протяженным (6 км) является северо-западный фрагмент русла Оки. Преобладающими здесь являются линеаменты с простиранием СЗ 308, 310. Отчетливо выражены линеаменты северо-западного простирания, наследуемые долиной р. Теша на участке от пос. Кулебаки до пос. Теплово. Это – отрезки долины с азимутами простирания СЗ 280-290.

Меридиональные и широтные линеаменты малочисленны. Меридиональные имеют преимущественно север–северо-западные простирания. Линеаменты этого направления выделены в основном на юге Восточной области. На всех дешифрируемых материалах они отчетливо выражены в рельефе. Примером является субмеридиональный относительно широкий (1 км) линеамент, выделенный по долине р. Ломовка (левый приток р. Тешы). Кроме того, они наследуются долинами притоков крупных рек, таких как Кузьма (правый приток Оки), Перя (правый приток

Серёжи), Поповка и Шерша (правые притоки Бол. Кутры) и др. Все они имеют значительную длину (около 2 км). Наиболее часто встречающимися ориентировками являются ССЗ 355, 350 и 358.

Широтные линеаменты, в основном, являются продолжением линеаментов, выделенных на левобережье Оки, в Окско-Мокшинском прогибе, где проявлены широтными короткими отрезками русла р. Виша. На правобережье выражены широтными участками русел М. Кутры, Пери, Лубянки и Кишмы. Преобладают запад–северо-западные простирания с азимутом 280, 285, 275. Крупные широтные долины Сережи и Теши наследуют относительно короткие диагональные линеаменты северо-восточного и северо-западного простираний соответственно.

Таким образом, диагональные линеаменты проявляют сдвиговое поле напряжений в условиях сжатия. Субмеридиональные линеаменты соответствуют напряжениям растяжения.

Западная (Окско-Цнинская) область (II) является наиболее изученной относительно линеаментов [Суханова, 2000]. Среди линеаментов преобладают субмеридиональные, которые протягиваются на многие десятки километров, уходя на юг в Окско-Донской прогиб, а также на север в левобережье Клязьмы, пересекая Смоленско-Ветлужский вал. Они ограничивают Окско-Цнинский вал с запада и востока и делят его на субмеридиональные блоки. Наиболее крупные и протяженные линеаменты наследуются долинами основных рек: Гуся, Колпи (западной и восточной), Судогды, Унжи, Ушны и др. Все они имеют север–северо-западное (340-350) простирание.

Линеаменты, ограничивающие вал с запада, отражают или проявляют древнюю погребенную флексурно-разрывную, хотя и малоамплитудную, зону в фундаменте, протягивающуюся с юга на север в направлении СВ 10. Линеаменты восточной части вала соответствуют на юге разрыву, проходящему вдоль долины р. Оки от г. Касимова до г. Мурома, а на севере линеаментом является зона, совпадающая с древней погребённой долиной Пра-Ушны и Пра-Тетруха.

Особенностями речных долин, проявляющих линеаменты, являются их широкие (2-3 км), большей частью заболоченные поймы, необычно глубоко врезан-

ные русла, иногда похожие на рвы. Также необычны плоскодонные и крутосклонные овраги, развитые вдоль линеаментов. Эти морфологические особенности позволяет нам говорить о раздвиговой природе субмеридиональных линеаментов и считать их зонами растяжения [Суханова, 2000; Макаров, 2001; Макарова и др., 2002], что отчасти подтверждается данными радоновой съёмки [Микляев и др., 2013].

В пределах Окско-Цнинского вала помимо субмеридиональных линеаментов развиты диагональные. В северной части вала преобладают линеаменты (40-50) северо-восточного простирания. Они представлены в виде протяжённых (иногда до 30-35 км) линий, иногда выходящих за его пределы. То же направление имеет долина р. Клязьмы на отрезке от города Владимира до устья Тезы. Менее протяженные линеаменты имеют азимут простирания СВ 50-60.

Линеаменты северо-западного простирания (330-340) отчетливо проявляются левыми притоками Оки: Кестромкой, Суворожью, Колпью Зап., Илевой и др. Линеаменты с азимутом 280-300 выражена хуже. В современной структуре Окско-Цнинского вала линеаменты северо-западного простирания (330) согласуются с древними разломами, ограничивающими с запада и востока Сасовский грабен. Эти линеаменты выражены неотчетливо в рельефе и дешифрируются в виде коротких прямолинейных отрезков.

Субширотные линеаменты развиты в пределах вала незначительно. Преобладающая их ориентировка З–СЗ 280-290.

Таким образом, анализ линеаментов Окско-Цнинского вала свидетельствует о том, что в пределах вала преобладают протяженные меридиональные линеаменты, которые по всем признакам являются зонами растяжений. Преобладают линеаменты северо-восточного простирания, в меньшей степени развиты диагональные линеаменты. При этом, северо-восточные линеаменты, как и субмеридиональные, протягиваются на многие десятки километров, распространяясь за пределы вала.

Геодинамические условия формирования Окско-Цнинского вала (поле современных напряжений) определены по линеаментам и трещиноватости пород

[Суханова, 2000; Макаров, 2001; Макарова и др., 2002]. Рассматриваемый район находится в поле субмеридиональных напряжений сжатия и субширотного растяжения. Латеральные напряжения сжатия наводятся с севера, со стороны Дмитровско-Ветлужского вала – северной Фенноскандинавской геодинамической системы. Напряжения растяжения с одной стороны могут быть вторичными, т.е. наведенными, формирующимися вследствие давления с севера и широтного растяжения, и, с другой стороны, глубинными, связанными с активностью Окско-Донской впадины. При этом установлено, что восточная часть вала находится в поле сдвиговых деформаций, западная часть – в поле сдвигово-сбросовых деформаций. Преобладание раздвиговых линеаментов над линеаменами сжатия можно объяснить суперпозицией разнородных напряжений растяжения: латерального и глубинного, которые могут складываться. Это подтверждается морфологией многих меридиональных долин, отмеченной выше.

Центральная (Окско-Мокшинская) область менее изучена, чем западная с точки зрения линеаментной тектоники.

Большая левобережная часть Окско-Мокшинского прогиба характеризуется системой отчетливо выраженных и выдержанных по простиранию пересекающихся линеаментов север–северо-западного (субмеридионального) и северо-восточного простирания. Субмеридиональные линеаменты (ССЗ 340-350) являются протяженными (до 4-5 км) и имеют ширину до 3 км. Они подчеркивают субмеридиональную ориентировку Окско-Мокшинского прогиба в целом. Линеаменты простираются параллельно западной границе прогиба от пос. Шиморское до г. Мурома.

Линеаменты северо-восточного простирания также протяженные (более 5 км). Они отчетливо выражены от г. Мурома до г. Павлово, где определяют простирание Окско-Мокшинского прогиба на этом участке. Сюда относится Окская линеаментная зона. Она следует вдоль южного склона долины и состоит из двух подставляющих друг друга линеаментов – южного и северного. Первый из них протягивается от г. Мурома до пос. Жайск. На этом участке преобладают линеаменты простираний – СВ 50, 52, 55, проявленные в основном отрезками русла

Оки и старицами. Ширина долины более 4 км. Второй линеамент протягивается от Жайска до пос. Чулково. Он выражен протяженным практически прямолинейным участком р. Оки и имеет ориентировку СВ 62, 65 и 70. Некоторые исследователи (Геологическая..., 1999) Окскую линеаментную зону считают предположительно разрывной (см. разд. 2). Кроме того, ей в рельефе поверхности Мохоровичича ей соответствует область максимального ее погружения (см. рис. 4.6). К этой зоне приурочена древняя погребенная долина р. Оки четвертичного возраста. По данным геологической съемки 1:1000000 [Геологическая..., 1999], к зоне приурочены несколько повышенное содержание гелия.

В Окско-Мокшинском прогибе широтные линеаменты единичны. Они наследуются короткими (1-1,5 км) эрозионными отрезками русел рек (Виши и др.) в северной части прогиба. Более крупные линеаменты сходны с таковыми Окско-Цнинской области. В их ориентировках преобладают субмеридиональные и северо-восточные направления. Линеаменты северо-восточного (40-50) простирания, многие из которых тянутся с Окско-Цнинского вала, разделяют субмеридионально вытянутые зоны на ряд более мелких структурных форм.

Северо-восточные линеаменты ориентированы по азимуту СВ 50-60 и 70. также как линеаменты в Монаковской области. Некоторые из них отражают зоны региональных зон трещиноватости. Северо-западные линеаменты развиты не широко. Их простирания совпадают с северо-западными направлениями Окско-Цнинского вала. Широтные линеаменты почти отсутствуют.

Таким образом, установлены три протяженных линеаментных зоны: Монаковская, Кутринская, Окская.

Монаковская линеаментная зона согласуется со сбросовым нарушением, выделенным по данным бурения на левом склоне долины Б. Кутры и смещающим морену и флювиогляциальные отложения. Ее формирование связывается с напряжениями растяжения. Кутринская линеаментная зона, проявленная по данным геохимической съемки, повышенным эманациям радона и проявлениям сероводорода, формируется как деформация растяжения. Несмотря на ее косое простирание относительно широтных поднятий и прогибов, ее формирование связывается

с активностью напряжений растяжения, наведенных со стороны Окско-Донского неотектонически активного прогиба.

Линеаментная сеть трех разных неотектонических районов: Восточного, Западного и Центрального, характеризуется своеобразным рисунком не похожим друг на друга. Они подтверждает геодинамические условия формирования этих структур.

Для Восточной области преобладающими являются линеаменты диагонального (северо-восточного и север–северо-западного простирания) и субмеридионального простирания. Они протяженны и отчетливо выражены в рельефе. Своеобразная морфологическая выраженность их в рельефе (структурный рисунок) позволяет связать их формирование с субмеридиональным сжатием, наведенным с двух сторон: 1) с юга со стороны центра Токмовского новейшего поднятия и 2) севера со стороны Клинско-Дмитровско-Ветлужского вала – как протяженной геодинамически активной зоны древней платформы.

Западная область (Окско-Цнинский вал) характеризуется преобладанием протяженных субмеридиональных линеаментов, ярко выраженных в рельефе широкими долинами рек, совпадающими с древними погребенными долинами.

Исследуемый район находится в поле субмеридиональных напряжений сжатия и субширотного растяжения. Латеральные напряжения сжатия наводятся с севера, со стороны Дмитровско-Ветлужского вала – северной Фенноскандинавской геодинамической системы (Смоленско-Дмитровско-Ветлужского вала). Напряжения растяжения с одной стороны могут быть вторичными, т.е. наведенными, формирующимися вследствие давления с севера и широтного растяжения, и, с другой стороны, глубинными, связанными с активностью Окско-Донской неотектонически активной впадины (суперпозиция разнородных напряжений, рассматриваемая как согласная). При этом установлено, что восточная часть вала находится в поле сдвиговых деформаций, западная часть – в поле сдвигово-сбросовых деформаций. Преобладание раздвиговых линеаментов над линеаментами сжатия можно объяснить суперпозицией разнородных напряжений растяжения: латерального и глубинного, которые могут складываться.

Центральная область (Окско-Мокшинский прогиб) характеризуется преобладающими субмеридиональными и северо-восточными линеаментами. Протяженная Окская линеamentная зона, расположенная на границе по-разному простирающихся неотектонических поднятий и прогибов (широтных и субмеридиональных), является геодинамически активной. Вдоль нее происходят концентрация и разрядка левосдвиговых тектонических напряжений сжатия и растяжения. Первые из них наведены со стороны растущего Токмовского новейшего поднятия, вторые – со стороны Окско-Донского неотектонически активного прогиба. Последний рассматривается как автономная внутриплатформенная зона глубинных напряжений растяжения.

Геодинамические условия формирования неотектонических Воронежского сводового поднятия исследуются на основе структурно-геоморфологических, вещественно-структурных и дистанционных методов (рис. 4.12). В результате работ выделены: Черноморско-Каспийская (Южная), Воронежско-Тульская, Западная (Карпатская), Северная (Смоленско-Дмитровско-Ветлужская) системы структур или геодинамические системы. Воронежско-Тульская геодинамическая система включает в себя Поньринское радиально-концентрическое поднятие (кольцевая структура), Черноморско-Каспийская геодинамическая система – Обоянское радиально-концентрическое поднятие.

Южная (Черноморско-Каспийская) геодинамическая система представлена преимущественно линейными поднятиями и прогибами, развитие которых осложняется радиально-кольцевыми поднятиями. Эта система структур формируется в южной половине Воронежского сводового поднятия. Южная система структур представлена Сеймско-Пселским, Оскольско-Калачским и Харьковско-(Северо)Донецким поднятиями и сопряженными с ними прогибами: Сеймско-Девицким, Пселско-Потубанским, Ворско-Калитвинским.

Сеймско-Девицкий линейный прогиб субширотного простирания является довольно протяженным (350 км) и относительно узким (5-25 км). В восточном направлении он раскрывается в Окско-Донской прогиб, в западном направлении — в Днепровский обширный прогиб. Сеймско-Девицкий прогиб входит в систему

себе подобных прогибов, сопряженных с поднятиями, аналогичного простирания, тяготеющих к Донецкому кряжу и Первомайско-Чирской ступени.

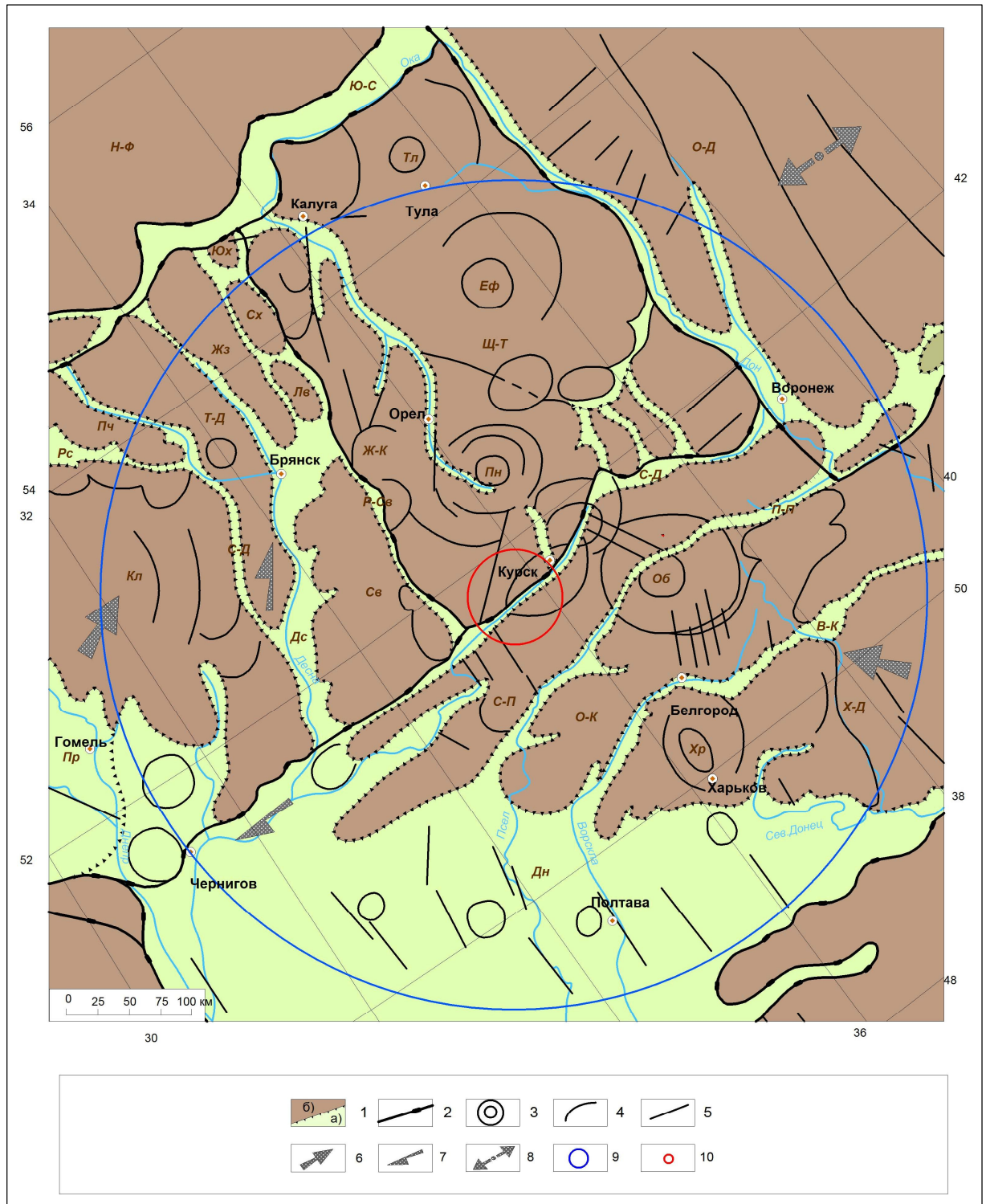


Рис. 4.12. Структурно-геодинамическая зональность Воронежского сводового поднятия и сопредельной территории.

1 — поднятия а), прогибы б), хорошо выраженные в рельефе. 2 — Зоны структурных и азимутальных несогласий, которые могут рассматриваться как геодинамически активные зоны. Геодинамические системы. 1) Воронежско-Тульская (центральная): Щ-Т — Щигровско-

Тульское поднятие, Ж-К — Железногорско-Козельское поднятие, К-К — Курско-Калужский прогиб. Кольцевые поднятия: Пн — Поныринская, Еф — Ефремовская, Тл — Тульская. 2) Западная (Карпатско-Припятская): Св — Севское поднятие (ступень), Сх — Сухиничское поднятие, Юхновское поднятие, Лв — Ловатское поднятие, Жз — Жиздринское поднятие, Т-Д — Трубчевско-Дятьковское поднятие, Пч — Починокское поднятие, Кл — Клинцовское поднятие, Пр — Припятский прогиб, Р-Св — Рессета-Свапский прогиб, Дс — Деснинско-Водвинский прогиб, С-Д — Судость-Деснинский прогиб, Рс — Рославлинский прогиб. 3) Южная (Черноморско-Каспийская): С-П — Сеймско-Пселское поднятие, С-Д — Сеймско-Девицкий прогиб (Сеймская ГДАЗ), П-П — Пселско-Путубанский прогиб, О-К — Оскольско-Калачское поднятие, В-К — Ворско-Калитвинский прогиб, Х-Д — Харьковско-(Северо)Донецкое поднятие. Кольцевые поднятия: Об — Обнинское, Хр — Харьковское. 4) Северная (Смоленско-Дмитровско-Ветлужская): Ю-С — Юхнов-Серпуховской прогиб, Нф — Нарофоминское поднятие. 5) Дн — Днепровский прогиб, 6) О-Д — Окско-Донской прогиб (геодинамически активная зона). Радиально-кольцевые структуры купольного типа (кольцевые поднятия) и их названия. Еф — Ефремовская, Об — Обоянская, Пн — Поныринская, Хр — Харьковская, Тл — Тульская. Линеаменты. 3 — кольцевые, 4 — дугообразные, 5 — прямолинейные, в т.ч. структурные линии, подчеркивающие отдельные детали поднятий и прогибов. Геодинамические условия. 6 — направления преобладающих динамических усилий. 7 — сдвиговые деформации, 8 — ориентировка максимальных напряжений растяжения, 9 — большой круг: дальний район Курской АЭС-2 в радиусе 300 км (Воронежское новейшее поднятие); 10 — маленький круг: Курчатовский район в радиусе 30 км.

В то же время в простираниях отдельных структур (Оскольско-Калачского поднятия, Пселско-Потубанского прогиба) усматривается некоторая выпуклость к С-СЗ, что позволяет связать их образование с тектоническими усилиями, наведенными с Ю-ЮВ. В ряду этих структур Харьковско-Донецкое поднятие в восточной своей половине включает в себя Белгородско-Калачскую систему поднятий и Первомайско-Чирскую структурную ступень, наклоненную на юго-восток. В свое время детальный анализ линеаментной сети, характерной для этой ступени, позволил определить поле неотектонических напряжений и связать их происхождение с тектоническим давлением, наведенным с юг — юго-востока со стороны Черноморско-Прикаспийской геодинамической системы [Макаров, Макарова и др., 2006.]. Это дает основание предположить, что формирование Южной системы структур подчиняется напряжениям, наведенным с юга и юго-востока, точнее Черноморско-Каспийская глубинная геодинамическая система является источником напряжений и деформаций для формирования этих структур. Фронт напряжений Кавказской геодинамической системы не распространяется на исследуемый район.

Как было уже показано ранее, его воздействие ограничивается поднятием Донецкого кряжа [Макаров, Макарова и др., 2006.]. В Южной системе поднятий и прогибаний формируется две радиально-кольцевых структуры купольного типа (радиально-концентрических поднятий): Обоянская и Харьковская [Макарова, Макеев и др., 2014]. Обоянская радиально-концентрическая структура наиболее крупная. Она имеет максимальную для этого района абс. высоту 258 м и диаметр 100 км. Обоянское поднятие несогласно наложено на Пселско-Путубанский прогиб и отчасти на Сеймско-Девичкий прогиб, включая сопряжено развивающиеся с ним поднятия: Сеймско-Пселское и Оскольско-Калачское поднятия. Вследствие роста кольцевого поднятия поперечные размеры линейных поднятий немного увеличены, а прогибания испытывают сужение и изменение простирания. Харьковское поднятие в два раза меньше в диаметре относительно Обоянского поднятия. Оно полностью приурочено к Харьковскому поднятию, поперечные размеры которого несколько увеличены по этой причине. Эти структуры, по сути центрального типа, показаны на космотектонической карте Восточно-Европейской платформы [Космотектоническая..., 1986: Космогеологическая..., 1984]. Их формирование происходит в условиях исключительно субвертикально действующих напряжений.

Относительно древнего донеотектонического субстрата, на котором развиваются неотектонические формы этой системы, можно отметить следующее.

Основная часть структур — Сеймско-Пселское и Оскольско-Калачское поднятия, Сеймско-Девичкий и Пселско-Потубанский прогибы, формируется на полого наклоненной поверхности кристаллического фундамента. Поверхность фундамента полого падает здесь с северо-востока на юго-запад с нулевых высот до минус 3000 м в сторону Днепровско-Донецкого авлакогена. Нами не исключается, что эти структуры находятся под влиянием тектоно-гравитационного эффекта, поскольку поднятия имеют явно выраженную южную асимметрию.

Харьковско-Донецкое поднятие, ось которого прослеживается по линии гг. Харьков-Чертково, приурочено к протяженному сбросу, отвечающему северо-восточному крылу Днепровско-Донецкого авлакогена [Международная..., 1981].

Днепровский неотектонический прогиб смещен к юго-западу относительно оси древнего Днепровско-Донецкого среднедевонского авлакогена. Ось последнего проходит по линии гг. Чернигов-Полтава. Здесь неотектонический прогиб наследуется долиной р. Днепр. Его происхождение следует рассматривать в ряду структур, тяготеющих к Карпатскому сегменту неотектонической активности. Неотектоническое воздействие на рассматриваемую территорию со стороны Днепровского прогиба исключается, поскольку здесь не выявляются зоны динамического влияния этого прогиба.

С точки зрения происхождения этих структур, интерес вызывает анализ закономерности изменения мощности земной коры, выраженной в изолиниях. К западу от линии городов Курск—Белгород они простираются субмеридионально, к востоку это простираение изменяется на юго-восточное. Уменьшение мощности земной коры с 55 км до 40 км происходит здесь в сторону Первомайско-Чирской ступени.

К северу от Сеймско-Девичьего прогиба расположены Воронежская и Западная (Припятская) системы структур, которые не согласуются по простираению и происхождению с рассмотренной выше Южной (Каспийско-Черноморской) системой структур. В этой связи между Воронежской и Западной системами структур с одной стороны и Южной с другой стороны проводится зона структурных и азимутальных несогласий.

Таким образом, формирование структур Южной системы происходит под влиянием преимущественно юго-восточных напряжений, исходящих со стороны активной Черноморско-Каспийской области. Ярким проявлением воздействия этих напряжений является Сеймско-Девичьий прогиб или зона структурных несогласий, которая формируется в условиях правосторонних напряжений и деформаций. Дополнительными второстепенными факторами, осложняющими действие этих напряжений и, возможно, снижающими их активность, являются локальные напряжения растяжения тектоно-гравитационного происхождения и напряжения субвертикального сжатия, связанные с образованием радиально-концентрических структур (рис. 4.13).

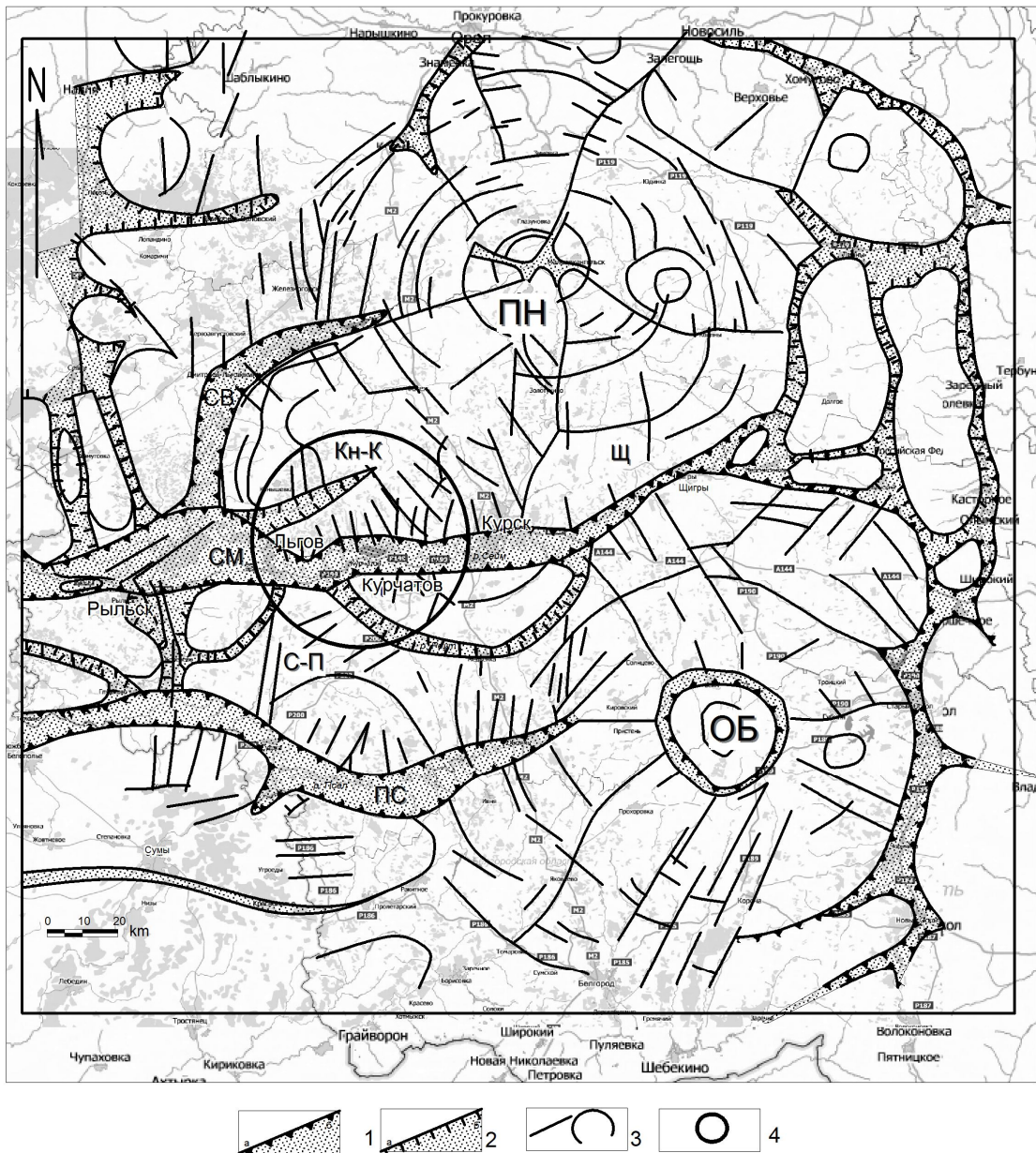


Рис. 4.13. Радиально-концентрические поднятия (купола).

1 – основные прогибы а), поднятия б); 2 – локальные прогибы а), поднятия б); 3 – кольцевые, дуговые, прямолинейные и проч. структурные линии, в т.ч. и линеаменты, подчеркивающие отдельные детали строения неотектонических форм. 4 - район детальных исследований. Названия структур: ОБ – Обоянская радиально-концентрическая структура, ПН – Поньринская радиально-концентрическая структура, СМ – Сеймский прогиб, С-П – Сеймско-Пселское поднятие, ПС – Пселский прогиб, Кн-К – Коньшевско-Курское поднятие, Щ – Щигровское поднятие.

Воронежско-Тульская геодинамическая система выражена двумя вытянутыми субмеридиональными поднятиями – Щигровско-Тульским и Железнодорожно-Козельским – сопряженными с Курско-Калужским прогибом. С севера эта система структур ограничивается Юхнов-Серпуховским прогибом субширотного простирания, входящим в систему структур Смоленско-Дмитровско-Ветлужского

вала – своеобразной геодинамически активной зоны сдвиговых напряжений и деформаций [Щукин, Юдахин, Макаров, 2003]. С востока эта система структур не согласна сочленяется с Окско-Донским прогибом, детально рассмотренным в работах В.И. Макарова и Н.В. Макаровой и Т.В. Сухановой.

Щигровско-Тульское поднятие является самым возвышенным в системе всех структур, выделенных в Воронежском новейшем поднятии (300 км). В широко развитых здесь радиально-концентрических структурах (кольцевых), отвечающих положительным формам рельефа, высотные отметки достигают 310 м (Ефремовская). Помимо Ефремовской кольцевой структуры здесь выделяются Обоянская и Тульская. Для них является характерным наличие центра или ядра, выраженного замкнутым кольцевым линеamentом изометричной формы. Рост кольцевых поднятий от центра к периферии сопровождается образованием дуговых (полузамкнутых) линеamentов. Поперечный размер этих поднятий обычно составляет от 75-100 км. Самыми крупными кольцевыми поднятиями являются Ефремовская и Поньринская. Диаметр последней может составлять 175 км. Между Ефремовским и Обоянским радиально-концентрическими поднятиями, с центрами, расположенными друг от друга на расстоянии 130-140 км, на их границе создаются условия для образования локальных поднятий овальной формы, которые не укладываются в закономерный линейно-концентрический структурный рисунок Щигровско-Тульского поднятия. Возможно, они образуются вследствие встречного бокового давления, исходящего со стороны центров этих структур к периферии (на большом удалении этих структур друг от друга такие формы не образуются). Подобного типа структурная ситуация может иметь место в районе Курска и Щигры. Здесь на расстоянии 130-140 км расположены Поньринское и Обоянское кольцевые поднятия. Встречное их давление приводит к образованию локальных овальных поднятий, подчеркиваемых дуговыми линеamentами. Одно из них расположено в районе г. Щигры и соответствует центральной части Щигровского докембрийского свода. Напротив, вследствие отсутствия дефицита пространства и наличия бокового давления формируются линейные структуры растяжения. Это наблюдается в среднем течении р. Сосна в районе ее правых прито-

ков рр. Тим, Кшень, Олым. Здесь формируются локальные поднятия и прогибы под влиянием напряжений субмеридионального сжатия и субширотного растяжения, наведенных со стороны смежных кольцевых поднятий (Еф, Об). Аналогичные по типу структуры образуются между Тульским и Ефремовским кольцевыми поднятиями в долине р. Упа.

Характерным для Щигровско-Тульского поднятия является наличие овалоподобного структурного плана, проявленного в подошве земной коры (рис. 4.14).

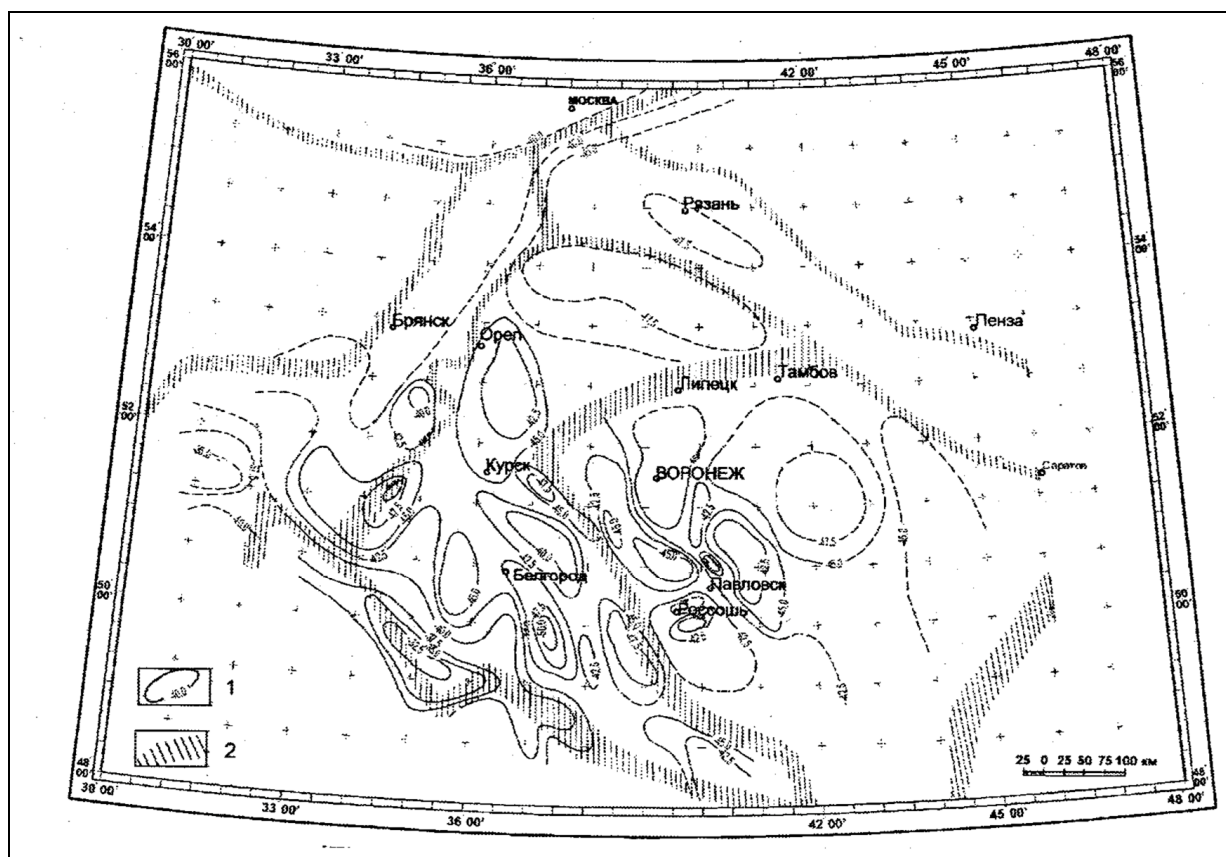


Рис. 4.14. Схема глубинных неоднородностей Воронежского кристаллического массива. 1 – изогипсы поверхности Мохо в км, 2 – зоны сочленения тектонических блоков [Надежка и др., 2012, 2010; Чернышев и др. 1997].

В пределах Поньринского кольцевого поднятия мощность земной коры увеличивается от центра к периферии с 42,5 км до 45 км. Не исключено, что в условиях локального сокращения мощности земной коры, более легкая, «гранитного» типа, кора начинает всплывать, что приводит к формированию субвертикальных напряжений сжатия. Результатом этого является образование радиально-

концентрической положительной структуры. В рельефе в результате увеличения площади поднятия в процессе его роста формируются структуры радиального растяжения.

Железнодорожно-Козельское поднятие является линейным, согласующимся по простиранию с Курско-Калужским прогибанием на востоке и Рессета-Свапским прогибом на западе. Западная граница этого поднятия отвечает зоне структурных несогласий, по которой развивается узкий Рессета-Свапский прогиб. По ней обширная Воронежская система структур сочленяется с плавно выпуклыми к востоку прогибами и поднятиями Западной (Припятской) системы структур. Железнодорожно-Козельское поднятие по структурному рисунку разделяется на северную и южную половины. В северной части преимущественное развитие получили линеаменты северо-восточного простирания. Наличие подобных косых линеаментов на фоне субмеридионально вытянутого поднятия может указывать на образование их в условиях сдвиговых напряжений, наведенных с запада. Южная часть Железнодорожно-Козельского поднятия полностью находится под влиянием растущего поднятия — Поньринской кольцевой структуры. По этой причине Рессета-Свапский прогиб приобретает некоторую выпуклость к западу. Подобная выпуклость присутствует на южном окончании Курско-Калужского прогиба. Более того, в центральной части кольцевого поднятия этот прогиб прерывается, очевидно, по причине преимущественного проявления вертикальных поднятий относительно субгоризонтальных деформаций сжатия.

Курско-Калужский прогиб – это довольно протяженная структура субмеридионального простирания. Его строение подчиняется с одной стороны активному развитию радиально-кольцевых поднятий с другой – линеаментным зонам, возможно, сдвигового происхождения. По этой причине он несколько изгибается по простиранию в отдельных местах. На поперечных геоморфологических профилях, прогиб имеет плавные черты строения, выраженные постепенным снижением абсолютных отметок со стороны сопряженных поднятий к оси прогиба. Подобное развитие прогиба нарушается в южной его части, где локализовано Поньринское радиально-кольцевое (концентрическое) поднятие. В северной части он

является своеобразным разделом, ограничивающим с одной стороны развитие кольцевых поднятий на востоке, и с другой стороны левосторонних кулис на западе. Происхождение этого прогиба до конца еще неясно.

Понять образование Воронежско-Тульской системы структур, выраженной сочетанием кольцевых поднятий и линейных структур, можно только, если предположить, что эта территория находится под влиянием двух глубинных активных очагов внутриплатформенного происхождения — близко расположенного Окско-Донского и удаленного Карпатского, взаимодействующих друг с другом. По причине этого воздействия здесь сочетаются линейные поднятия и прогибания, осложненные кольцевыми поднятиями. При этом линейные деформации активно подавляются быстро растущими локальными радиально-кольцевыми поднятиями. Ярким примером здесь могут служить две кольцевых структуры — Поньринская и Ефремовская.

Воронежско-Тульская система структур формируется на пологой наклонной к северу поверхности фундамента Воронежского кристаллического массива. Почти прямолинейные изогипсы постепенно снижаются от Щигровского свода на север в сторону Пачелмского рифейского авлакогена. Мощность отложений палеозойского чехла также увеличивается в этом направлении в связи с постепенным переходом от структур Воронежской антеклизы к структурам Московской синеклизы. Отложения мезозоя напротив, очень полого падают в юго-западном направлении в сторону Днепровской синеклизы, несогласно перекрывая при этом палеозойские отложения. В Монаковском районе они ложатся на цоколь кристаллического фундамента. На севере на широте г. Белев они выклиниваются. В этом же направлении падают и отложения палеогеновой системы.

Разломы кристаллического фундамента имеют здесь преимущественно северо-западное простирание и связаны со складчатостью фундамента. Железногорский разлом входит в Белгородско-Михайловскую антиклинальную зону северо-западного простирания. Вместе с тем он является границей досвекофенской и свекофенской складчатых зон [Международная..., 1986]. В неотектонических структурах эти дислокации не выражены. На космогенной карте [Космо-

тектоническая..., 1981] южная граница Воронежской системы структур, отвечающая Сеймско-Девичкому прогибу, проявлена короткой линеаментной зоной субширотного простиранья.

Таким образом, Воронежско-Тульская система линейных и радиально-концентрических структур образуется в разных геодинамических условиях, рассматриваемых как суперпозиция разнородных сил и процессов.

Линейные и протяженные Щигровско-Тульское и Железнодорожно-Козельское поднятия и сопряженный с ними Курско-Калужский прогиб образуются в условиях латеральных напряжений сжатия, наведенных со стороны Окско-Донского неотектонически активного внутриплатформенного прогиба и со стороны Карпатской области новейшего тектогенеза. Радиально-концентрические поднятия центрального типа формируются в условиях субвертикальных напряжений сжатия на фоне общей увеличенной мощности земной коры «гранитного» типа. Не исключается взаимодействие друг с другом радиально-концентрических структур вследствие их роста, что приводит к появлению специфических поднятий локального характера на их границе. Радиально-концентрические поднятия являются более активными, чем линейные деформации, поскольку они подавляют развитие последних. В связи с этим возможно, что северная часть Курчатовского района находится под влиянием субвертикальных напряжений сжатия. В южной части, как было уже сказано выше, преимущественными (главными) являются латеральные напряжения сжатия, возможно, отвечающие сумме напряжений сжатия, наведенных с юго-восточной стороны, и напряжений сжатия, связанных с разрастанием Обоянского радиально-концентрического поднятия от его центра в северо-западном направлении. Следствием этого является формирование правосторонней сдвиговой зоны напряжений, которая наследуется долиной р. Сейм (Сеймский линеамент). Здесь не исключается, что эти напряжения сжатия, действующие в этой части ближнего района, могут быть ослаблены вследствие действий субмеридиональных напряжений растяжения тектоно-гравитационной природы.

Западная (Припятская) система структур представлена отчасти дуговыми структурами, выпуклыми к восток—северо-востоку, и линейными. На крайнем востоке они становятся короткими и линейными в связи со снижением действующих напряжений. Ярко выраженными структурами здесь являются Клинцовское, Трубчевско-Дятьковское и Починокское поднятия и сопряженно развивающиеся с ними прогибания: Рославское, Судость-Деснинское и Деснинское. Наиболее крупный Деснинский прогиб западнее г. Брянска аномально увеличивается в поперечных размерах, разделяя при этом структуры на северные и южные. Структуры, развитые к северу: Жиздринское, Сухиничское и Ловатское поднятия — являются короткими и линейными. Единственная структура, развитая к югу — Севское асимметричное овальное поднятие. Оно расположено в пределах Сомовского докембрийского грабена.

Западная система структур формируется в пределах обширной древней Оршанской венд-рифейской впадины (гг. Орша, Рославль, Кричев и др.) и не менее обширного Бобруйского гранитоидного массива дугообразной формы, выпуклого на северо-восток и разделенного коротким и узким Клинцовским грабеном. В пределах Бобруйского гранитоидного массива и отчасти Оршанской впадины находится Клинцовская дугообразная ступень. Она снижается, главным образом, с северо-востока на юго-запад (г. Рославль—г. Гомель?). Возможно, что формирование структур Западной системы происходит под влиянием напряжений, наводимых со стороны Карпатской неотектонической области. Тектонические усилия направлены с юго-запада в северо-восточном направлении приблизительно по линии г. Жлобин—г. Калуга.

Окско-Донской прогиб₂ представленный системой субмеридиональных поднятий и прогибаний, расположен восточнее структур Воронежско-Тульской системы поднятий. Его характеристика дана в работах В.И. Макарова, Н.В.Макаровой и Т.В. Сухановой. Здесь только отметим, что он несогласно сочленяется со структурами Воронежско-Тульского поднятия. Как активная структура глубинного заложения он относится к геодинамически активным зонам. Глубинные верхнемантийные потоки вещества, возможно, направлены от Окско-

Донского прогиба в сторону Щигровско-Тульского поднятия, простирающегося (вытянутых) параллельно Окско-Донскому прогибу (поперечные размеры этих структур приблизительно одинаковы). Возможно, что рост Щигровско-Тульского поднятия связан с увеличением мощности земной коры за счет ее сокращения в Окско-Донском прогибе [Юдахин и др., 2003]. Кольцевые поднятия на этом фоне являются структурами центрального типа.

Северная (Смоленско-Дмитровско-Ветлужская) система структур также детально охарактеризована в работах В.И.Макарова и др. [Макаров, 1996]. Это довольно удаленные структуры от Курчатовского района и по отношению к Воронежско-Тульской системе структур развиваются несогласно. Граница Северной и Воронежско-Тульской систем структур – это зона структурных и азимутальных несогласий, которая отчасти наследуется долинами рр. Ока, Угра, Днепр. К северу от нее Нарофоминское поднятие и Юхнов-Серпуховский прогиб имеют широтное простираение, а к югу – формируется локальное Тульское радиально-кольцевое поднятие, входящее в крупное Щигровско-Тульское поднятие. Вдоль зоны несогласий происходит интерференция напряжений разного происхождения — латерального субмеридионального сжатия и вертикального сжатия, генерируемого радиально-концентрическими поднятиями. По этой причине, возможно, эта зона является не выдержанной строго по простираению, т.е. извилистой.

Таким образом, Сеймско-Девичкий прогиб, Сеймско-Пселское поднятие, Обоянское и Поньринское радиально-концентрические поднятия относятся к разным геодинамическим системам. Подобная геодинамическая ситуация является определяющей для образования праводвиговых напряжений вдоль Сеймского линеамента, включая Сеймский прогиб Курчатовского района. В этой связи Сеймско-Девичкий прогиб считается геодинамически активной зоной (зоной структурных несогласий), формирующейся под влиянием различных по происхождению напряжений и деформаций.

Линеаменты и трещиноватость изучены в Курчатовском районе, центральной структурой которого является Сеймский прогиб, или Сеймская геодинамически активная зона. Северное крыло Сеймского прогиба, развивающееся в сопря-

жении с Курским поднятием (элемент строения Поныринского радиально-кольцевого поднятия), формируется в условиях субвертикальных напряжений сжатия. Южное крыло, развивающееся в сопряжении с Реутско-Сеймским и Реутско-Пселским поднятиями, формируется под влиянием латерально действующих напряжений сжатия или суммы напряжений сжатия. Сеймский прогиб является специфической зоной, разграничивающей эти поднятия.

Линеаменты рассматриваются согласно представлениям [Хоббс, 1904; Макаров, 1989; Шульц, 1973], и изучены с целью выявления на их основе современных полей напряжений и возможного их согласования с древними донеотектоническими дислокациями. При выделении линеаментов были использованы топографические карты разного масштаба (1:50 000, 1:100 000 и др.), аэрофотоснимки высокого разрешения, цифровые модели рельефа, на которых подчеркнуты различные особенности рельефа Курчатовского района, особенно, эрозионная сеть. На основании дешифрирования этих материалов была составлена схема линеаментов масштаба 1:50 000 с последующей выборкой наиболее значимых линеаментов (рис. 4.15).

Большинство линеаментов выделено по эрозионным формам – прямолинейным участкам речных долин, руслам рек, балкам, оврагам, ложбинам.

Местами линеаменты проявлены уступами. Выделенные линеаменты были сопоставлены с геологическими и геофизическими материалами предшествующих исследований [Геологическая..., 1967; Трегуб, 2005; Надежка, 2010 и др.], с материалами дистанционных съемок; с трещиноватостью, замеренной нами в меловых и четвертичных отложениях. Программно-технологическая часть задачи расчета и анализа линеаментов реализована в ИГЭ РАН (лаборатория геоинформатики и компьютерного картографирования) на средствах ArcGIS-ArcView с модулями Spatial Analyst и 3D Analyst и привлечением скриптов, доступных пользователям ESRI сайте arcscrips.esri.com: Grid Tools (Jenness Enterprises), Shape Geometry, FeatureDensity.

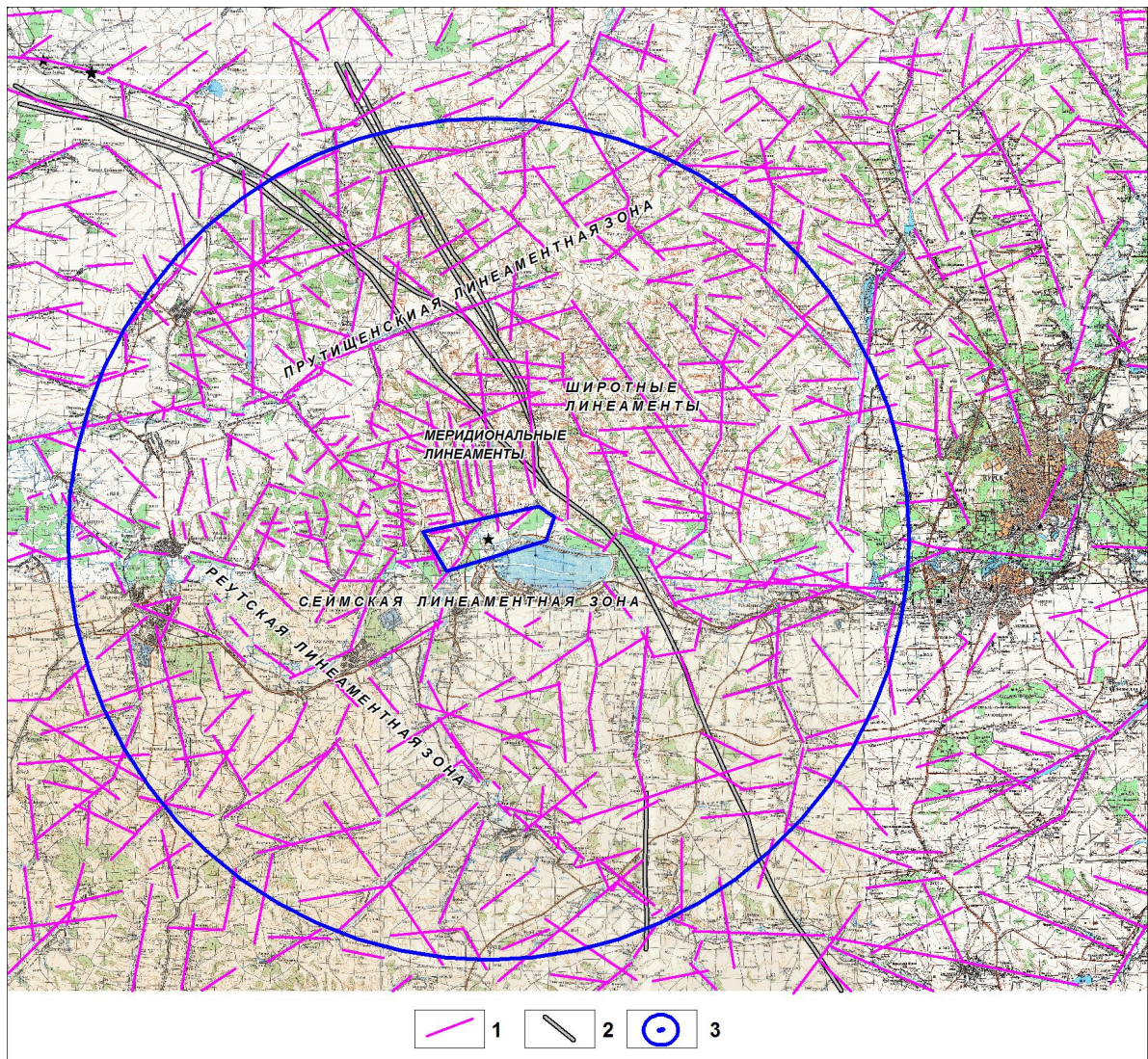


Рис. 4.15. Схема линеаментов территории 30-километровой зоны Курской АЭС и прилегающих участков (м-б 1:200000)

1 – линеаменты, выделенные по топографическим картам, аэрофотоснимкам и цифровым моделям рельефа, 2 – Железногорский разлом кристаллического фундамента по [Геологическая..., 1967], 3 – ближний район Курской АЭС-2.

В результате проведения фильтрация линеаментов по ориентировке, построены схемы плотности линеаментов и розы-диаграммы преобладающих простираний, составлены гистограммы распределения линеаментов по длине.

Анализ цифровых моделей рельефа позволил разделить район исследования на две разные области – северную и южную. Эти области отвечают соответственно новейшим поднятиям Конышевско-Курскому и Сеймско-Пселскому (см. ниже). Отличие этих областей заключается в различной степени расчлененности рельефа, на что обращали внимание предшествующие исследователи, в частности Т.Ю. Пиотровская в 1992 г. [Левшенко и др., 2007]. Эти области различаются по

рисунку линеаментной сети. Для северной области характерно преобладание линеаментов субмеридионального простирания, по крайней мере, в части, прилегающей к долине Сейма, для южной – более хаотичное их простирание. Границей между этими областями служит центральная зона или долина р. Сейм, наследующая одноименный новейший прогиб.

Анализ топографических карт показал, что линеаменты северной и южной областей отличаются не только простиранием, но и протяженностью и плотностью распространения. По сравнению с цифровой картой рельефа, на топографических картах выделяются многочисленные диагональные линеаменты, а также масса коротких линеаментов других направлений. Количество последних, судя по гистограмме распределения линеаментов по длине (рис. 4.16) больше в северной области, чем в южной.

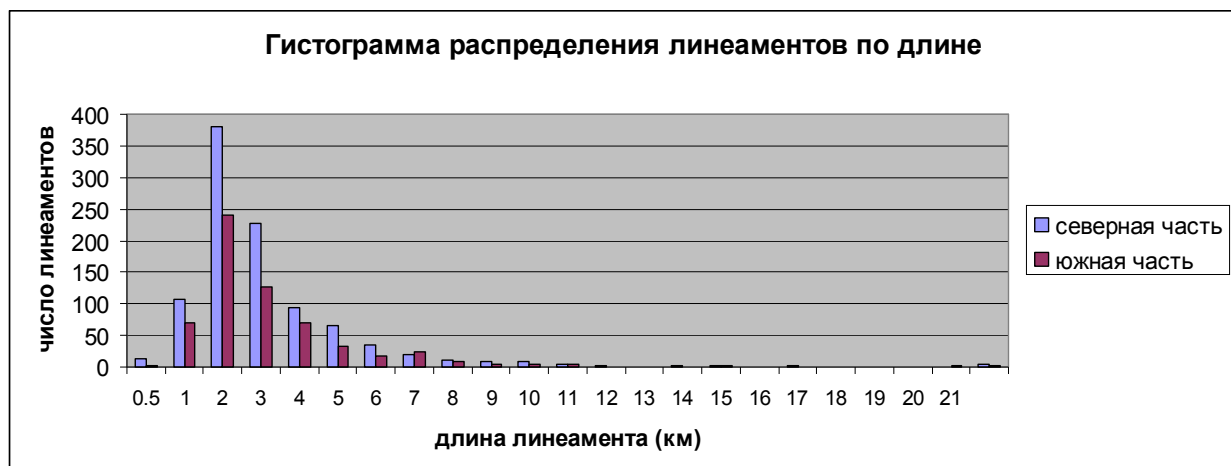


Рис. 4.16. Гистограммы распределения длин линеаментов

Для северной области также характерна и бóльшая плотность линеаментов (рис. 4.17). Последние местами концентрируются, образуя более ярко выраженные полосы на фоне остальных «разбросанных» линеаментов. Характеристика линеаментов северной и южной областей и разделяющей их центральной Сеймской зоны показывает следующее.

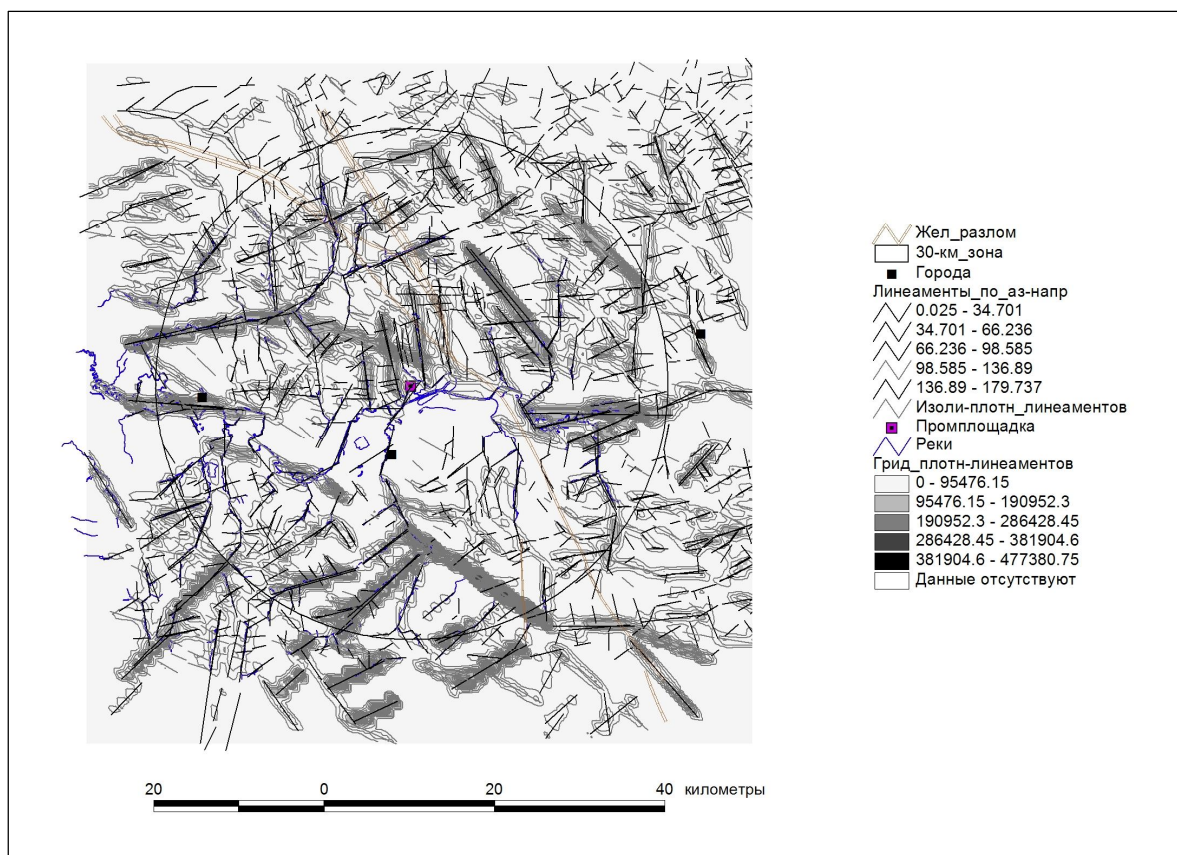


Рис. 4.17. Схема плотности линеаментов.

1) В северной области преобладающими являются субмеридиональные (350° , $0-10^\circ$), северо-восточные (20° , 50° , $75-80^\circ$), северо-западные (330°) и субширотные (275°) линеаменты.

На фоне общего распределения линеаментов выделяются отдельные полосы их сгущения – линеаментные зоны (см. рис. 4.15, 4.17). Они состоят из серии субпараллельных линеаментов различной протяженности, подставляющих друг друга по простиранию и определяющих в целом направленность всей зоны. Кроме того, в их пределах выделяются второстепенные линеаменты других направлений.

В северной части рассматриваемого района выделена Прутищенская линеаментная зона, где она наследуется одноименной долиной. Она вытянута с юго-запада на северо-восток по азимуту 75° СВ. Ее протяженность около 60 км при средней ширине около 3-4 км (см. рис. 4.15, 4.17). Линеаментная зона продолжается на северо-восток за пределы исследуемой территории, где ей соответствует

сеть эрозионных форм такого же направления, а также протяженный прямолинейный уступ в рельефе. Входящие в зону линеаменты, в том числе выделенные по прямолинейным участкам русла р. Прутище, имеют длину от 8 до 18 км. Преобладающие ориентировки линеаментов – от 70 до 80 СВ. Указанное направление является одним из преобладающих в общем количестве всех линеаментов.

Долина реки Прутище широкая, с террасами, хорошо развитыми, преимущественно на левом склоне. Возможно, многочисленные просадочные формы, развитые на поверхностях террас, связанные с линеаменами. В пределах линеаментной зоны была замерена трещиноватость в верхнемеловых отложениях сантонского яруса. В районе пос. Мухино на правом берегу р. Прутище преобладающими ориентировками трещин являются северо-западные (290-300, 300-310).

Северо-восточные трещины согласуются по простиранию с линеаментной зоной, но их очень мало, по сравнению с северо-западными. В районе пос. Болваново в тех же самых породах преобладают трещины субмеридионального север–северо-западного простирания (рис. 4.18, 4.19).



Рис. 4.18. Трещины в мергелях сантонского яруса (K_{2st}) в районе пос. Болваново

В меньшем количестве присутствуют трещины субширотной ориентировки.

Таким образом, в двух пунктах фактически отсутствуют трещины северо-восточные, параллельные простиранию Прутищенской зоны. Вместе с тем можно отметить, что преобладающие субмеридиональные трещины локализуются в зоне Железногорского разлома, пересекающего долину р. Прутище на данном участке [Геологическая..., 1967]. В северной области выделяется масса линеаментов других направлений. Наиболее представительными являются меридиональные и широтные линеаменты.

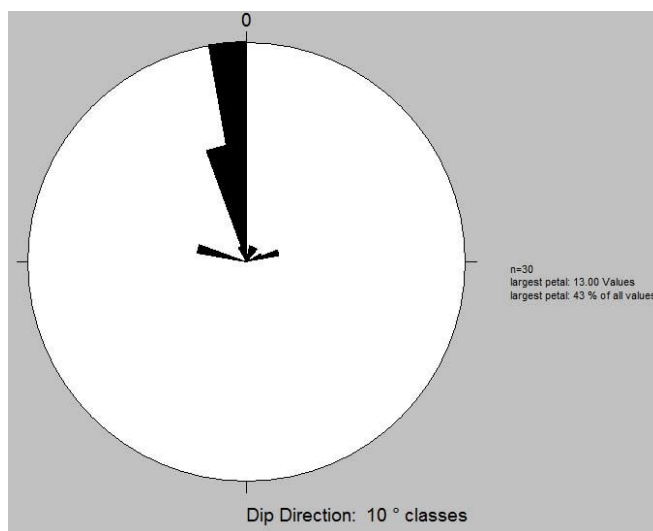


Рис. 4.19. Роза-диаграмма простираний трещиноватости в мергелях сантонского яруса (K₂st) (Болваново)

Субмеридиональные линеаменты в западной части области выделены по субпараллельным прямолинейным балкам и оврагам протяженностью 2-11 км, прорезающих правый склон долины р. Сейм (см. рис. 4.15), а в восточной части – по широким более протяженным речным долинам Рогозна, Курица и Тускарь. На севере области субмеридиональные линеаменты выделены по крупным долинам рек Вабля, Котлевка и другим менее крупным притокам р. Прутище. Практически все балки сравнительно широкие, с развитыми на склонах балочными террасами. На плоском дне многих балок наблюдаются сухие врезанные русла, свидетельствующие о продолжающейся глубинной эрозии. Речные долины широкие, с хоро-

шо развитыми поймами и низкими террасами. Возможно, что морфология балок и речных долин, наследующая линеаменты, может соответствовать зонам растяжения.

Субширотные линеаменты отчетливо выражены в междуречье Прутище и Сейма (см. рис. 4.15). Они представлены относительно короткими (от 1-1,5 км) прямолинейными оврагами, расчленяющими склоны меридиональных и субмеридиональных балок и речных долин. Вдоль долины Сейма наблюдается согласованность широтных линеаментов с простиранием осей локальных аномалий гравитационного и магнитного полей, соответствующих преобладающим простираниям складчатости пород фундамента.

2) В южной области исследуемой территории линеаменты распределены неравномерно. Повышенная их плотность отмечается на юге и западе, к востоку их плотность уменьшается. В центральной части, на левобережье Сейма, линеаменты сравнительно малочисленны. Во всей южной области несколько преобладающими являются линеаменты северо-западной ориентировки ($320-330^\circ$ и 345°) (см. рис. 3.2.5, 3.2.6, 3.2.7), многочисленны линеаменты северо-восточной ориентировки – $30-40^\circ$, 15° , 50° . Менее развиты субмеридиональные ($350-10$ С) и субширотные (275 З, 85 В) линеаменты.

На фоне, в целом, неравномерного развития линеаментов выделяется Реутская линеаментная зона.

Реутская линеаментная зона (см. рис. 4.15) имеет северо-западное простирание с азимутом $300-305^\circ$ и совпадает с долиной р. Реут в ее среднем и нижнем течении. Особенностью Реутской линеаментной зоны является то, что она протягивается за пределы южной области, пересекая долины рек Сейм, Прутище, и на западе ограничена долиной р. Свапа. Входящие в эту зону линеаменты выражены участками русел Реута и его притоков разной протяженности (от 3 до 15 км), многочисленными оврагами, а также отрезками русла Сейма. На речных поймах развиты просадки неясного генезиса. Наиболее отчетливо рисунок линеаментов этой зоны виден на цифровой карте. Ориентировка линеаментов изменяется от 290 до 330 СЗ, но среди них преобладают линеаменты с простиранием $310-315$ СЗ. По

геофизическим данным, аномалий физических полей и разрывных нарушений вдоль линеаментной зоны не зафиксировано.

В пределах Реутской линеаментной зоны были выполнены замеры трещиноватости в аллювии третьей террасы долины р. Бык. Результаты замеров показали многообразие простираний трещин, среди которых основным является северо-западное $300-310^\circ$, согласованное с направлением зоны и ориентировкой отдельных линеаментов. В самой долине Реута (на окраине пос. Толмачевка) трещины в верхнемеловых сантонских мергелях имеют такую же ориентировку ($280-290$ и $300-310$ СЗ), что и сама зона и входящие в нее линеаменты.

3) Центральная зона (см. рис. 4.15), разделяющая северную и южную области, практически субширотна (275 З) и совпадает с долиной р. Сейм. По ней выделена Сеймская линеаментная зона. Структурно она приурочена к новейшему прогибу, разделяющему неотектонические поднятия – Конышевско-Курское и Сеймско-Пселское, а по данным А. И. Трегуба [Трегуб, 2005], блоки III ранга в пределах Среднерусского мегаблока. Протяженный линеамент, выделяемый по долине Сейма, представлен на всех цифровых моделях рельефа, на топокартах, аэрофотоснимках и прослеживается далеко за пределы исследуемой территории: к востоку, практически до долины р. Дон, где он выражен эрозионным уступом, и к западу – до долины Десны и Днепра.

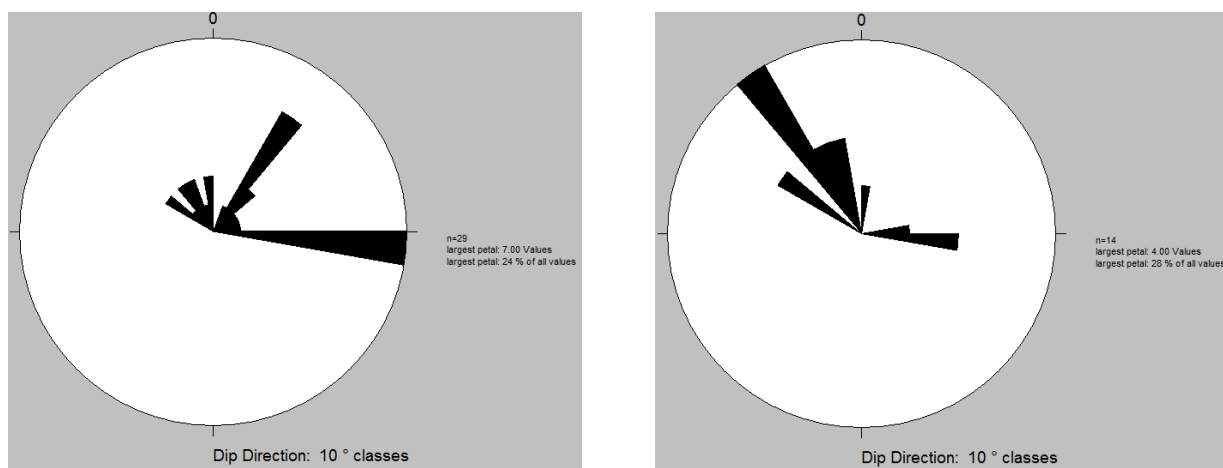
Длина Сеймской зоны в пределах района исследования достигает 80 км, а ширина изменяется с от 8 до 10 км. Длина отдельных входящих в нее линеаментов достигает 15 км. Преобладающие линеаменты проявлены преимущественно прямолинейными участками русла р. Сейм. При этом они часто кулисно подставляют друг друга с азимутом простирания 290 СЗ. В зону входят линеаменты и других направлений: $330-340$ ССЗ, $60-70$ СВ, а также 275 ЗСЗ. Особый интерес представляют сравнительно небольшие ($0,5-2$ км) линеаменты, выделенные вдоль оснований эрозионных уступов, которыми заканчиваются водоразделы, разделяющие многие субмеридиональные балки на правобережном склоне долины Сейма. Эти линеаменты имеют ориентировку $320-330$ СЗ, $30-40$ СВ. Их зигзагообразное расположение предполагает проявление сдвиговых напряжений в Сейм-

ской линеаментной зоне, что было использовано при определении современных геодинамических условий на территории исследуемого района.

Возможно, с этой линеаментной зоной связано проявление аномалий плотности потока радона в устьевых частях балок Крупец, Макаровка и овраге Святой Ров, а также развитие просадочных форм на отдельных участках поймы и речных террас Сейма [Микляев и др. 2102, 2013]. По данным некоторых исследователей [Ежова и др., 2010; Ефременко, 2011; Надёжка и др., 2010] и картографическим материалам современная долина р. Сейм приурочена к дислокациям в фундаменте. Она также является границей неотектонических структур – в виде депрессии, разделяющей блоки III ранга в пределах Среднерусского мегаблока [Трегуб, 2005]. По геофизическим данным, она выражена аномалиями геофизических полей.

В пределах Сеймской зоны была изучена трещиноватость меловых и четвертичных отложений. В обнажении мергелей сантонского яруса на правом берегу Сейма (пос. Дроняево) результаты замеров простираний трещин показали преобладание в основном северо-западных направлений – 290-300 и 300-310. Из них первые хорошо согласуются с одним из выделенных простираний линеаментов по долине Сейма. Простирание трещин совпадает с преобладающим простиранием осей локальных гравитационных и магнитных аномалий, предположительно соответствующих осям складчатости пород фундамента.

В четвертичных аллювиальных отложениях, слагающих вторую надпойменную террасу на правобережье Сейма и обнажающихся в двух карьерах у пос. Липино, замеры простираний трещиноватости показали хорошую сходимость одного из преобладающих широтного (270-280 ЗСЗ) (рис. 4.20а) направления трещин с линеаментами такого же простирания по всей зоне. То же можно сказать о трещинах и линеаментах северо-западной ориентировки с азимутом 330-340° (рис. 4.20б).



а) Липино-1

б) Липино-2

Рис. 4.20. Роза-диаграмма простираний трещиноватости в аллювии II террасы (Q_3^1 (2t)) долины р. Сейм.

Ориентировке трещин 3 270-280 в северных румбах соответствует и простирание В 180-190 в южных румбах

Все представленные выше области – северная, южная и центральная – пересекаются Железногорским разломом, выделенным в структуре фундамента [Геологическая..., 1967]. Следует отметить, что этот разлом не выражен единым линеamentом, но с ним согласуются отдельные небольшие овраги.

Вышеописанные линеamentы сравнивались с линеamentами, выделенными А.И. Трегубом [Трегуб, 2005] по более мелкомасштабным материалам (EARTS LANDSAT м-ба 1:500000) и на территорию Воронежского кристаллического массива. На основе статистического анализа схем дешифрирования снимков разных спектральных диапазонов им было установлено десять классов наиболее распространенных линеamentов, имеющих следующие ориентировки: 10-20°, 20-30°, 40-50°, 60-70°, 80-90°, 270-280°, 280-290°, 320-330°, 340-350°, 350-0°. Большая часть их совпадает с выделенными нами на значительно меньшей территории. Например, из преобладающих северо-восточных линеamentов хорошая сопоставимость наблюдается по направлениям 10-15°, 30-40°, 50° и 80°, а в системах линеamentов северо-западной ориентировки совпадают направления 320-330°, 345° и 350-0°. Это подтверждает объективность существования и выделения линеamentов разных направлений на всей территории Воронежского массива.

Таким образом, анализ линеаментов показал следующее. В Курчатовском районе отчетливо выделяются две области – северная и южная – различающиеся по рисунку и характеру распределения линеаментов. Для первой характерна интенсивная расчлененность рельефа, большая плотность линеаментов, среди которых отчетливы линеаменты субмеридионального простирания. Южная область характеризуется менее расчлененным рельефом, более хаотичным распределением линеаментов и доминированием среди них диагональных направлений. На общем фоне разнообразно ориентированных линеаментов выделяются крупные, протяженные линеаментные зоны: Прутищенская зона северо-восточного простирания, Реутская, северо-западного простирания и Сеймская широтная зоны. Простирание большинства замеренных в полевых условиях трещин в отложениях четвертичного и мелового возраста в целом совпадают друг с другом по простиранию, однако в некоторых случаях такого соответствия может не наблюдаться. Большая часть линеаментов и трещиноватости, измеренных в меловых и четвертичных отложениях, отвечает планетарной трещиноватости, характерной для современной эпохи. Железногорский разлом, выделенный геологами-предшественниками по геофизическим данным, в пределах района исследования в системах линеаментов не выражен. Сеймская линеаментная зона рассматривается как сдвиговая, образованная на границе по-разному развивающихся неотектонических структур изгибного типа. В этой связи она рассматривается как геодинамически активная.

Современное поле тектонических напряжений исследовано на основе линеаментного анализа и трещиноватости разновозрастных пород с привлечением геологических и геофизических данных. Они включают данные о разрывной тектонике, строении фундамента, эволюции тектонической структуры во времени, морфологии новейших тектонических структур – поднятий и прогибов, геологические и геоморфологические признаки проявления четвертичных движений и их кинематики. Кроме того использовались полученные данные (см. гл., 2, 3) о положении района исследования в древней и новейшей структуре более обширного региона, о близости или удаленности его от активных геодинамических источни-

ков (Окско-Донского прогиба, Кавказско-Карпатского сектора альпийского пояса). Также проанализировано влияние внутренних или внутриплатформенных сил на формирование новейших структур и современного поля напряжений и приняты во внимание данные предшествующих исследователей о современных геодинамических условиях и кинематике разрывных нарушений на территории Воронежской антеклизы в целом и в сопряженных областях [Надёжка и др., 2010; Трегуб, 2001, 2005; Копп, 2004, 2005; Сим, 1991, 1996а,б; Макарова и др., 2014; Макеев, 2005; и др.]. Однако следует сказать, что результаты этих исследований различны, и выводы часто не совпадают. Так, например, высказываются мнения о субширотном, северо-западном и субмеридиональном направлениях современного сжатия.

При определении геодинамической обстановки, влияющей на положение и морфологию поднятий и прогибов и дальнейшее их развитие, особенности рисунка линеаментов и трещиноватости горных пород, необходимо учитывать два момента. Во-первых, по всей вероятности, следует говорить об нескольких источниках напряжений, которые накладываясь (складываясь или вычитаясь), усиливают или ослабляют действие друг друга, и создают иногда сложные противоречивые парагенезы сопряженных структур и линеаментов или их суперпозицию. Во-вторых, необходимо учитывать возможную разноранговость и разновозрастность этих источников, чтобы правильно определить степень влияния каждого из них на исследуемый район.

Распределение линеаментов юго-западного склона Среднерусской возвышенности или Воронежской антеклизы показывает разделение территории исследования на две области: северную и южную, отличающиеся рисунком линеаментов (см. рис. 4.15).

Северная область характеризуется преобладанием ортогональной системы линеаментов – субмеридиональных, преимущественно север–северо-западных, широтных (270-280 ЗСЗ), а также диагональных северо-восточных с азимутом 50-60° и северо-западных с азимутом 330°. Кроме субмеридиональных линеаментов, в северной части дешифрируются линеаменты широтных ориентировок. Послед-

ние проявлены в рельефе менее протяженными и более узкими оврагами, которые расположены поперек меридиональных балок. В южной области доминируют диагональные линеаменты, как северо-западные (320-340°), так и северо-восточные (30-40°) при меньшем развитии широтных и меридиональных линеаментов. По всей вероятности, неотектоническая структура этих областей формируется в различных геодинамических условиях, а долина реки Сейм разделяет эти области.

Морфология структур северной области, характеризующаяся развитием южной асимметрии и субмеридиональных линеаментов, интерпретируемых как зоны растяжения, позволяют предположить, что их формирование связано с влиянием растущего Воронежского поднятия. Воронежское сводовое поднятие развивается как положительная структура на протяжении большей части своей истории, включая новейший этап. На современном этапе развития это поднятие продолжает расти и расширяться, что отмечается по максимальным высотам, характерным лишь для некоторых платформенных поднятий (Донбасс, Токмовский свод и др.). В его строении выделяются несколько положительных поднятий, из которых Поньринское поднятие (см. рис. 4.12) является наиболее крупным и ближайшим к территории исследования. Поэтому его влияние мы оцениваем как наиболее весомое, и считаем, что именно оно определяет условия формирования структур северной области в Монаковском районе.

Южная область исследуемой территории имеет как черты сходства, так и различия с Северной областью. Сходство проявляется в южной асимметрии поднятий: южные склоны круче северных. Различием является не только рисунок линеаментов, но и строение некоторых поднятий (Реутско-Сеймского и Реутско-Пселского) – их выпуклостью, обращенной на юг. Это связывается с гравитационным соскальзыванием масс к югу, в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Такое движение возможно в связи с наклонной поверхностью Воронежского кристаллического фундамента, а также широким развитием глинистых отложений в составе стратиграфических свит в нижней части осадочного чехла.

Сеймский новейший прогиб разделяет две по-разному развивающиеся области (рис. 4.21).

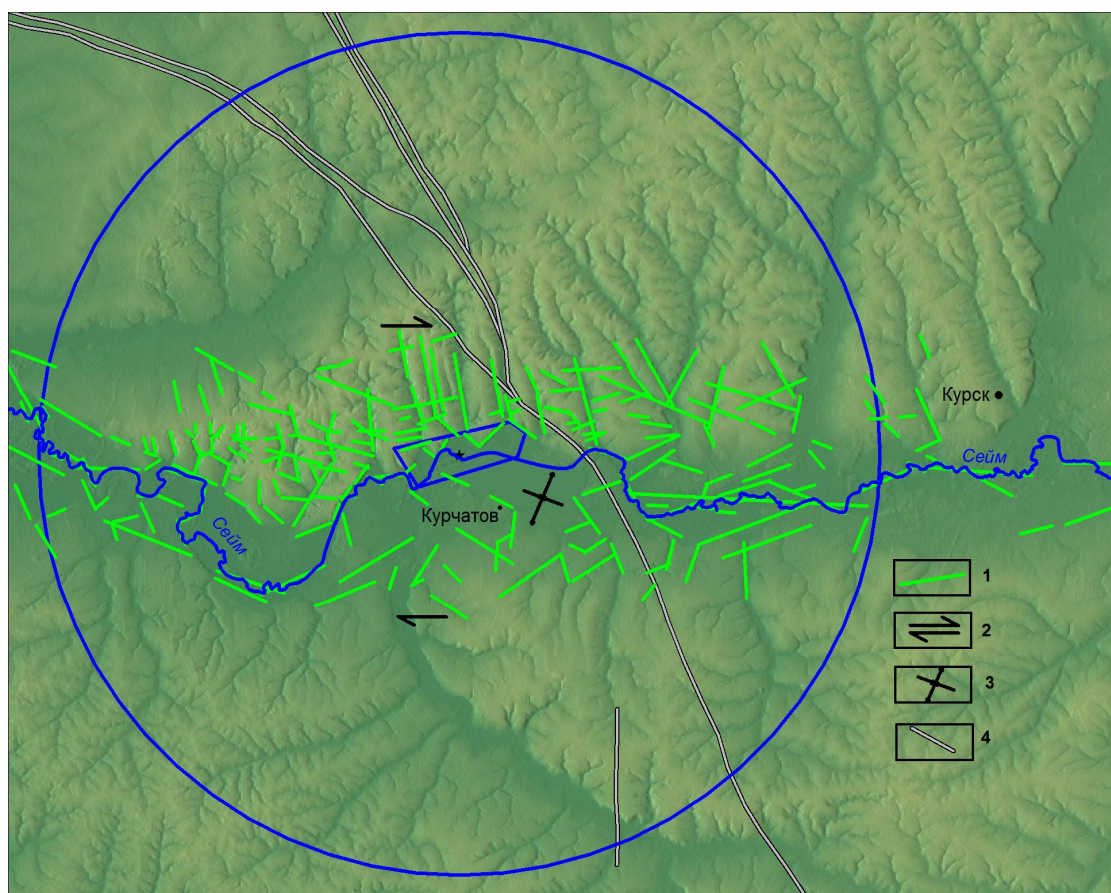


Рис. 4.21. Сеймская линеаментная зона

1 – линеаменты, выделенные по цифровой карте; 2 – сдвиговые напряжения; 3 – предполагаемая ориентировка осей сжатия и растяжения, 4 – зона Железногорского разлома [Геологическая..., 1967]

В связи с тем, что в пределах прогиба наблюдаются признаки проявления правосдвиговых напряжений, для выявления поля напряжений применяется структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим [Сим, 1991], который основан на данных о закономерной ориентировке трещин-линеаментов оперения в зоне динамического влияния сдвига. Это позволило определить обстановку правосдвиговых напряжений, в условиях дополнительного эффекта-растяжения. При этом ось сжатия ориентирована с юго-востока на северо-запад, а ось растяжения простирается в северо-восточном направлении. Итак, можно сделать вывод о сдвиговом типе современного поля напряжений в пределах Сеймского прогиба.

4.2. Сейсмичность платформенных территорий

В рамках работы оценке подлежат три главных фактора: 1) вещественно-структурный, 2) структурно-геоморфологический (неотектонический) и 3) структурно-геодинамический (геодинамический). Сам по себе каждый отдельно взятый фактор не является исключительным, обеспечивающим устойчивость (безопасность) инженерных объектов. Оценка всех этих факторов вместе – обязательное и необходимое условие для обеспечения устойчивости. К примеру, древняя высоко-градиентная вещественно-структурная неоднородность (разломная зона) не концентрирует в себе повышенную напряженность до тех пор, пока она не оказывается под влиянием интенсивных полей напряжений (см. гл. 2).

В этой связи землетрясения не исключение. Землетрясения – порождение сочетаемости многих факторов и условий, которым посвящено большое количество работ. Поскольку данная работа нацелена на обеспечение устойчивости инженерных объектов дадим краткую характеристику сейсмичности с этих позиций в пределах трех рассматриваемых регионов Восточно-Европейской платформы: западного, восточного и центрального (рис. 4.22), отвечающих сводовым поднятиям Восточно-Европейской платформы соответственно в радиусе 300 км вокруг Островецкой, Нижегородской и Курчатовской АЭС.

В целом в пределах трех регионов землетрясения являются слабыми (магнитуда 4.5 и менее) и распределены они крайне неравномерно [Вестник..., 2009 и др.] (см. рис. 4.22) по причине неоднородности геологических и геодинамических условий. Здесь подчеркнем, что слабые землетрясения могут иметь низкую точность определения координат очагов, могут присутствовать ложные землетрясения, т.е. взрывы и проч. [Сейсмическое..., 1968]. Для их сортировки требуются специально направленные исследования, которые в данной работе не планировались.

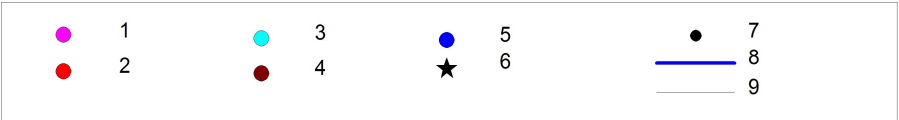
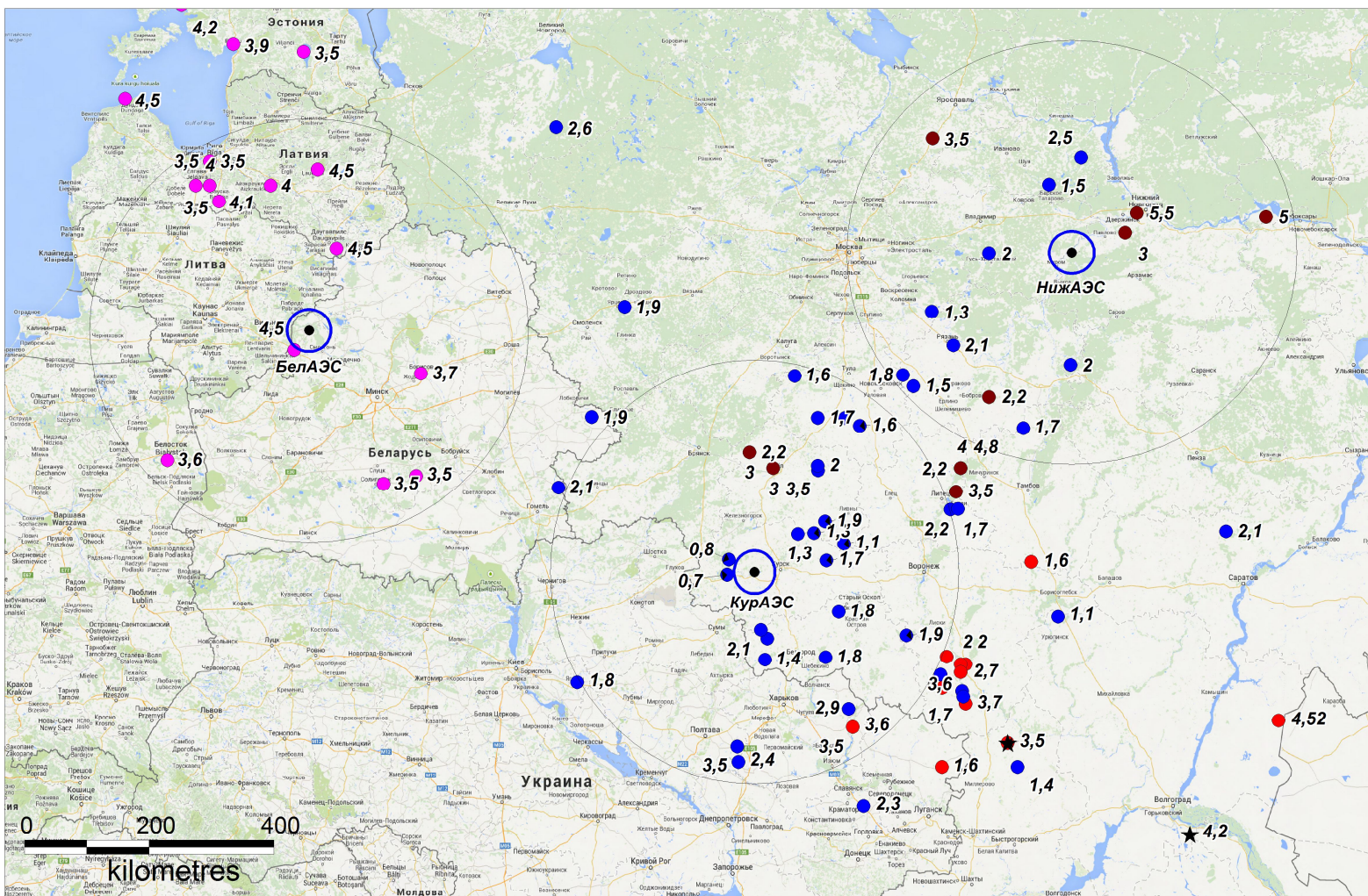


Рис. 4.22. Сейсмические условия западного (район Белорусской АЭС), центрального (район Курской АЭС) и восточного (район Нижегородской АЭС) регионов Восточно-Европейской платформы.

Сайт http://earthquake.usgs.gov/data/russia_seismicity/regionalcatalogs/wrussia.php.

1 – данные из каталога Baltic_1616_1987, 2 – данные из каталога Russia_S_1799_1999, 3 – данные из каталога Russian_1542_1961, 4 – данные из каталога RussiaC_1467_1961. 5 – землетрясения России 2007-2012 гг. [Землетрясения России. Обнинск: ГС РАН. 2007-2012], 6 - Данные из специализированного каталога землетрясений Северной Евразии под ред. В.И Уломова и Н.В. Кондорской; из нового каталога сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.) под ред. Н.В. Шебалина и Н.В. Кондорской, каталога землетрясений ЦОМЭ ГС РАН, Обнинск. 7 – площадки АЭС, 8 – территория радиусом 30 км, 9 – территория радиусом 300 км вокруг АЭС.

Западный регион Восточно-Европейской платформы, включает в себя Островецкий район Белорусской АЭС. Исследуемый регион расположен в пределах Белорусского сводового поднятия, сопряженного с Балтийской синеклизой, Латвийской седловиной, Оршанской впадиной Московской синеклизы, Бобруйским погребенным выступом и Жлобинской седловиной, Припятским грабеном, Полеской седловиной и Подляско-Бресткой впадиной. Белорусская сводовое поднятие неоднородно. В центральной его части расположен Воложинский мезозойский грабен с Ошмянским и Налибокским разломами, Центрально-Белорусский массив, Вилейский и Мазурский погребенные выступы (см. рис. 2.2)

Согласно распределению землетрясений, наиболее сейсмичными являются юг и север рассматриваемого региона [Сеймотектоника..., 2009; Землетрясения..., 2007]. Центральная его часть характеризуется низкой сейсмической активностью или ее отсутствием. Высокоградиентные вещественно-структурные дислокации (разломные зоны), локализованные в кристаллическом фундаменте, имеют здесь довольно высокую плотность распределения, однако сейсмогенны немногие (см. рис. 2.3). Это объясняется разными причинами: гляциоизостатическим влиянием, позицией разломов и проч. В частности считается, что сейсмогенными являются субширотные и субмеридиональные разломы [Землетрясения..., 2007].

Если рассматривать сейсмичность в аспекте структурно-геодинамических условий, то неравномерное распределение землетрясений может быть связано с различной близостью древних разломов к современному источнику тектонических напряжений и позицией этих разломов относительно этих источников.

Карта современного поля напряжений верхней части земной коры Беларуси иллюстрирует оси максимального сжатия, ориентация которых сильно зависит от близости отдельных участков этого региона к источникам современных напряжений (Г. Грюнталь, Л.А. Сим, Д. Штроймер). Северо-восточная ориентировка осей сжатия в юго-западной части региона обуславливается давлением со стороны Карпатской неотектонической области. Субмеридиональная ориентировка напряжений сжатия в северной и северо-западной частях региона может быть обусловлена активностью Восточно-Балтийской рифтовой зоны и Фенноскандинавского поднятия. Центральная часть региона максимально удаленная от этих источников иллюстрирует изменение ориентации осей напряжений, вызванное в большей степени влиянием других факторов, например, из-за фактора удаленности начинают сказываться вещественно-структурных неоднородности.

Максимальная удаленность центральной части Беларуси от источников тектонических напряжений, возможно, является причиной ее относительной несейсмичности, по сравнению с другими участками исследуемого региона, в частности северным. Исключением является Ошмянский разлом северо-западного простирания ($M=4.2-4.5$), расположенный в центре этого региона. Он оказался сейсмогенным по причине гляциоизостатического фактора (см. гл. 2). Параллельный ему Налибокский разлом одинакового с ним возраста и морфо-кинематического типа несейсмичен. Не исключено, что причина лежит в отсутствии гляциотектонического фактора для его активизации. К примеру, в отличие от Ошмянского разлома, где устанавливается высокая мощность отложений, накопившаяся в результате активности четырех ледниковых покровов, в его пределах, как и в пределах других разломных зон в Островецком районе, отсутствует аномально высокая мощность ледниковых и водноледниковых отложений.

В пределах Ошмянского разлома скорость голоценовых деформаций относительно небольшая и составляют 0.6 мм/год. Приблизительный градиент скорости не превышает 10^{-6} . Градиент деформаций по поверхности кристаллического фундамента не превышает 0,003. Эти значения отвечают нормативным и формальных причин для отнесения этого разлома к опасным нет. Причина его акти-

визации, как сейсмогенной зоны, заключается в другом – в его повышенной нарушенности и проницаемости, которые образовались из-за динамического воздействия ледниковых давлений и разгрузок. Повышенная нарушенность является причиной, способной концентрировать даже относительно небольшие напряжения.

Северная часть рассматриваемого региона с ее древними разломами полностью находится под влиянием активности Фенноскандинавской геодинамической системы – своеобразных поднятий и прогибаний, распространяющихся в северном направлении в сторону Белорусского сводового поднятия [Макаров, 2003]. Согласно исследованиям (см. выше по тексту), его воздействие распространяется до Шауляйско-Торопецкого и Волковыско-Лепельского поднятий Беларуси. В то же время, исследуемый регион одновременно находится под влиянием Восточно-Балтийской среднечетвертичной зарождающейся рифтовой зоны. Сочетание двух источников тектонических напряжений разного типа и их суперпозиция является, очевидно, фактором усиливающим напряженность земной коры и ее разрядку. При этом не последнюю роль здесь играет гляциоизостатический фактор [Сейсмотектоника..., 2009].

Центральный регион Восточно-Европейской платформы в отличие от западного региона характеризуется относительно сокращенным разрезом платформенного чехла. В его пределах отсутствуют отложения байкальского и каледонского структурных этажей. В Курчатовском районе осадочный чехол представлен исключительно отложениями альпийского структурного этажа.

Воронежское сводовое поднятие представлено в центральной части Курским мегаблоком с Щигровским выступом (вершиной) (абс. отм. ноль метров) (рис. 4.23).

На востоке Курский мегаблок сочленяется с Хоперским мегаблоком по Ливенско-Богучарской (Лосевско-Мамоновской) сутурной зоне раннепротерзойского возраста. На западе – с Брянским мегаблоком, на юге – с Днепровско-Донецким среднедевонским авлакогеном и на севере – с Пачелмским рифейским авлакогеном.

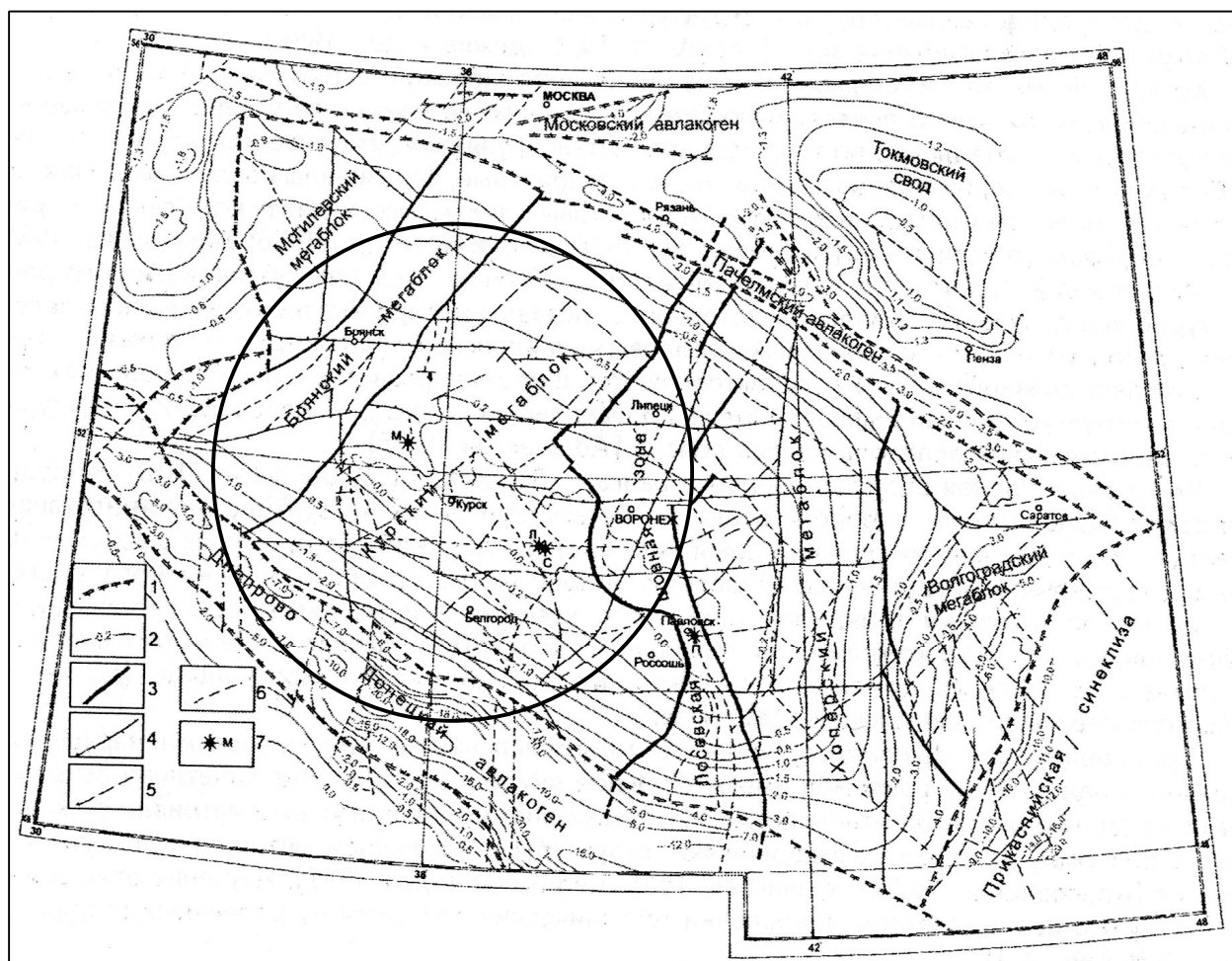


Рис. 4.23. Схема рельефа кристаллического фундамента и тектонических нарушений Воронежского кристаллического массива [Землетрясения..., 2007].

1 – условные границы крупных структур Восточно-Европейской платформы, 2 – изогипсы фундамента, 3 – границы основных структур Воронежского кристаллического массива. Тектонические нарушения. 4 – первого порядка, 5 – второго порядка, 6 – третьего порядка, 7 – карьеры: П – Павловский, Л – Лебединский, С – Стойленский. Круг – центральный регион Восточно-Европейской платформы (радиус 300 км КурАЭС-2).

Детальные исследования сейсмичности Воронежского кристаллического массива проведены Л.И. Надежкой и др. [Надежка и др., 2010]. Установлено, что землетрясения являются низкоамплитудными и верхнекоровыми, но их следует принимать во внимание, т.к. землетрясения даже небольшой магнитуды могут вызвать нарушения поверхности и повреждение инженерных объектов. При этом значительное число платформенных землетрясений концентрируется в восточной половине центрального региона (см. рис. 4.23), т.е. эта часть территории является сейсмически активной [Землетрясения..., 2007; Ефременко, 2011; Ежова и др., 2010]. На всех схемах, опубликованных в литературе, восточная часть Воронежского кристаллического массива характеризуется повышенной сейсмической ак-

тивностью. Гипоцентры землетрясений приурочены к глубинам 10 км и менее. При этом наименьшая глубина землетрясений приурочена к восточной части Курского мегаблока, наибольшая к Ливенско-Богучарской сутурной зоне. Согласно литературным данным, верхний слой кристаллической коры на всем его простирании является сильно деструктурированным. Однако заметим, что весь слой коры деструктурирован, но сейсмически активным является только восточная половина исследуемого региона.

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений показывает, что значительное их количество приурочено к зонам сочленения Курского и Хоперского мегаблоков, т.е. к Ливенско-Богучарской сутурной зоне – транслитосферной активизированной древней зоне. Их количество несколько уменьшается в направлении к центральной части Хоперского блока. Внутри блоков относительно редкие землетрясения приурочены к разломным зонам фундамента [Землетрясения..., 2007; Никонов и др...., 2001]

Исследуемый регион удален от Кавказско-Карпатской и Черноморско-Прикаспийской неотектонических областей – источников неотектонических напряжений и деформаций. Добавим к этому, со стороны Кавказа тектонические напряжения, распространяющиеся в направлении центральной части Восточно-Европейской платформы, могут блокироваться предкавказскими впадинами [Новейшая..., 2006]. В данном регионе единственным активным источником тектонических напряжений является внутриплатформенная Окско-Донская неотектонически активная впадина [Макарова и др., 2002] (рис. 4.24), которая заложилась и развивается в пределах границы двух мегаблоков: Курского и Хоперского. Западная граница этого прогиба по линии Лиски – Воронеж – Липецк – Скопин локализована в пределах Ливенско-Богучарской сутурной зоны – древней вещественно-структурной высокоградиентной неоднородности. Подчеркнем, что простирание этой активизированной неоднородности согласуется с простиранием неотектонически активного прогиба (геодинамически активной зоны) (см. гл. 2).

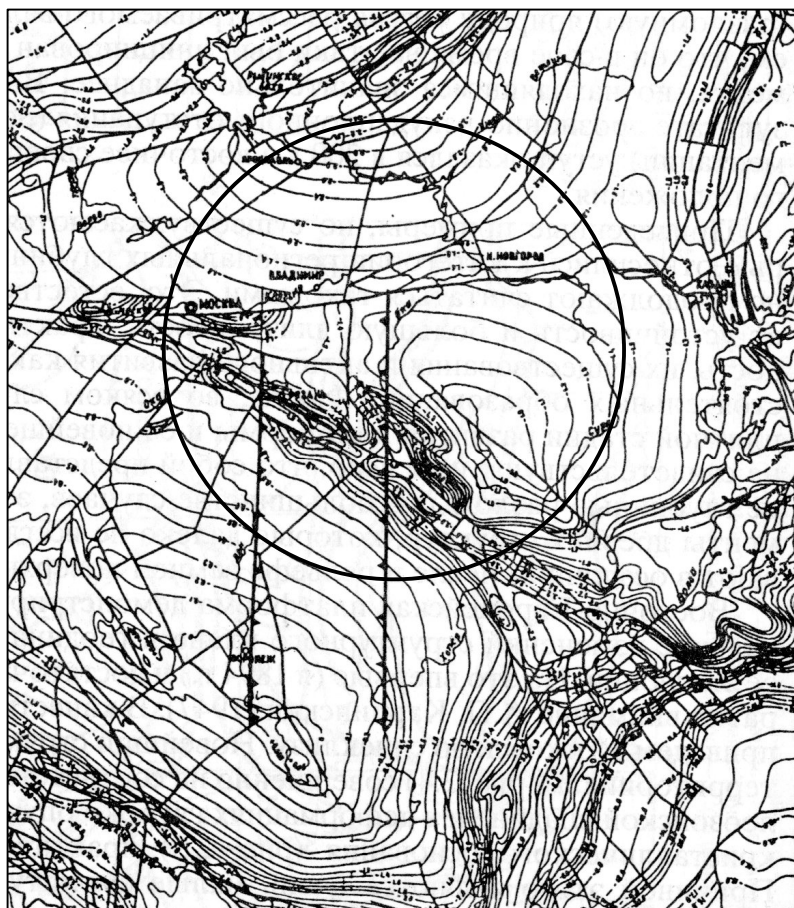


Рис. 4.24. Поверхность кристаллического фундамента [Гипсометрическая..., 2001].

Линиями с бергштрихами обозначен контур неоген-четвертичного Окско-Донского геодинамически активного прогиба [Юдахин и др., 2003]. Круг – восточный регион Восточно-Европейской платформы (НижАЭС) в радиусе 300 км.

Таким образом, повышенная концентрация напряжений и их сейсмическая разрядка приурочена к древней вещественно-структурной границе, которую наследует Окско-Донская неотектонически активная зона. При этом активизированная неоднородность согласуется с геодинамически активным прогибом по простиранию. В этой связи Ливенско-Богучарская сутурная зона, как и Окско-Мокшинский прогиб (Нижнеокская геодинамически активная зона) рассматриваются как принципиальные вещественно-структурные неоднородности, требующие учета и контроля в связи с обеспечением геодинамической устойчивости инженерных объектов.

Поскольку слабые платформенные землетрясения распространяются от этой зоны в западном направлении почти до Поньринской и Обоянской радиально-концентрических структур (см. рис. 4.13), логично связать снижение сейсмической активности, наблюдаемой в этом направлении, с постепенным снижением

тектонической активности со стороны Окско-Донской неотектонически активной зоны в западном направлении. Подтверждением этого является неотектоническая зональность, которая постепенно угасает с востока на запад, т.е. от Воронежа в сторону Курска. Западнее меридиана Курска эти структуры не устанавливаются и землетрясения также не проявляются. Причина – фактор удаленности от источника тектонических напряжений или от Окско-Донского неотектонически активного прогиба, своеобразного центра геодинамической активности.

Это доказывается структурно-геоморфологическими и геодинамическими исследованиями, проведенными в пределах Железногорского раннепротерозойского разлома. Он локализован в кристаллическом фундаменте, являясь при этом границей между досвекофенской и свекофенской складчатостями. У этой зоны много общего с Ливенско-Богучарской сутурной зоной. Они имеют одинаковое простирание и возраст, но различаются по близости к источнику современных тектонических напряжений. Железногорская зона находится в 200 км от западной границы Окско-Донского геодинамически активного прогиба. Этого расстояния оказалось достаточно, чтобы древняя неоднородность не активизировалась. Ливенско-Богучарская зона наследуется неотектонически активной зоной и поэтому она активизирована.

В пределах Железногорского древнего разлома скорость за четвертичное время составляет 0.04 мм/год, амплитуды голоценовых поднятий составляют 28-32 м, скорость деформаций за голоцен 3 мм/год. Подобные количественные данные, оценивающие эндогенный фактор и тенденцию его активизации, не рассматриваются как опасные с точки зрения нормативных допусков.

Восточный регион Восточно-Европейской платформы в сейсмическом отношении менее выразителен, чем западный и центральный регионы. Публикации о землетрясениях исследуемого региона очень скудны в сравнении с этими регионами [Сейсмическое..., 1978]. Во всяком случае, в капитальном труде по землетрясениям и микросейсмичности Восточно-Европейской платформы, изданной под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко и Ю.К. Щукина, информация по этому региону, практически не приводится [Землетрясения..., 2007]. В этой связи основ-

ным материалом для анализа являются землетрясения России за 2007-2012 гг. [Землетрясения России, 2009] и некоторые др. материалы [Комплект..., 1999].

В геологическом разрезе чехла исследуемого региона отсутствуют отложения каледонского структурного этажа. Байкальский структурный этаж представлен редуцированными вендскими отложениями. Собственно осадочный чехол начинается со среднедевонских отложений или с герцинского структурного этажа. Отложения альпийского структурного этажа распространены главным образом на юго-западе территории в пределах Пачелмского авлакогена.

Токмовский докембрийский свод имеет относительно простое строение по сравнению с Белорусским и Воронежским сводами. Он представлен несколькими вершинами, тяготеющими к Пачелмскому авлакогену. Одна из них расположена южнее Муромы, вторая – южнее Арзамаса и третья – между Саранском и Ковылкино (абс. отм. поверхности фундамента 800 м). С севера свод нарушается Волжским разломом, с юга – Касимовским. Центральная древняя дислокация в регионе – Пачелмский авлакоген.

Для исследуемого региона справедлива точка зрения о приходе тектонических землетрясений со стороны активной окраины Восточно-Европейской платформы [Жигалин, Николаев, 2012]. Не исключается, что сейсмичность, инициированная удаленными землетрясениями, может быть связана с особенностями неотектонического строения этого региона. В частности здесь формируется новейший перекрестно-структурным план, представленный субширотными и субмеридиональными поднятиями и прогибами.

Согласно каталогу землетрясений 2007-2012 гг., относительно повышенная их концентрация наблюдается в юго-западной части исследуемого региона. Для них характерна малая магнитуда и рассеянный тип распределения, что является общей чертой платформенной сейсмичности вообще. При этом этот регион максимально удален от источников неотектонических сил и процессов (центров современной геодинамической активности): Прикапийского, Уральского и Фенноскандинавского. При этом повышенная плотность эпицентров землетрясений концентрируются, главным образом, в пределах Окско-Донской неотектонически

активной зоны на пересечении ее с Пачелмским авлакогеном (район Рязани, Юраково, Мичуринска и др.). Участок пересечения этих двух разновозрастных дислокаций является сейсмически активным. Пачелмский авлакоген, как Окско-Донская неотектонически активная зона, имеют довольно большую протяженность, но сейсмичность характерна только для участка пересечения этих двух структур.

Влияние Окско-Донской зоны на активизацию древних вещественно-структурных неоднородностей подробно рассматривается в разделе 2.3. Здесь отметим, что Меленковская докембрийская впадина, как высокоградиентная неоднородность фундамента, активизирована, поскольку наследуется Окско-Мокшинским (Муромским) неотектоническим прогибом, являющимся элементом строения Окско-Донской неотектонически активной зоны. В ней устанавливается Нижнеокская геодинамически активная зона повышенных напряжений и деформаций, формирующаяся на восточной границе Окско-Донской неотектонически активной зоны и Токмовского сводового поднятия. Аналогичную позицию занимает Ливенско-Богучарская сутурная зона, которая является здесь сейсмогенной.

Монаковский район, включающий в себя Нижнеокскую геодинамически активную зону, характеризуется амплитудами, скоростями и градиентами деформаций, которые получены на основании изучения структурно-геоморфологических условий. Градиент деформации поверхности кристаллического фундамента 0,002. Амплитуда поднятия за голоцен составляет 22-26 м, скорость деформации за этот период времени – 2,0-2,2 мм/год. Данные значения не превышают допустимые величины, согласно нормативным документам, но этих значений оказалось достаточно, чтобы в пределах Монаковского района активизировались интенсивные суффозионно-карстовые процессы.

ВЫВОДЫ

В результате исследований выполнено геодинамическое районирование регионального Белорусского сводового поднятия и более локального Островецкого района.

Белорусское сводовое поднятие дифференцировано на дугообразные поднятия и относительные прогибы, развивающиеся сопряжено. Это позволяет заключить, что их формирование связано со среднечетвертичными напряжениями: ось напряжений растяжения ориентирована в северо-запад—юго-восточном направлении, ось сжатия в северо-восток—юго-западном направлении. Напряжения исходят (наводятся) со стороны Восточно-Балтийской геодинамической системы. Активной частью или силовым источником в этой системе является Восточно-Балтийская зона грабенов среднечетвертичного возраста. Островецкий район расположен вдали от этой активной зоны в Гродно-Латгальском поднятии, который отвечает пологой наклоненной в сторону Балтийского моря бортовой зоне. Структуры этого района формируются в обстановке субгоризонтального напряжения сжатия, ось которого ориентирована в северо-запад – юго-восточном направлении, а ось растяжения – в северо-восток – юго-западном направлении. Это поле напряжений, установленное на основании линеаментного анализа, рассматривается как локальное, современное (голоценовое). Разнотипность полей напряжений может рассматриваться как их расслоенность по рангу и возрасту. Зависимость поля напряжений от ранга и возраста исследуется в работах П.Н. Николаева [Николаев, 1977, 1992]. Такой вывод является далеко неокончательным. Не исключается влияние вещественного фактора на ориентацию осей голоценового поля напряжений.

В пределах Нижнеокского региона три области – Восточная, Западная и Центральная – отличаются друг от друга морфологией новейших структурных форм, а, следовательно, различными геодинамическими условиями их формирования. Крупные субширотные пологие поднятия и прогибы Восточной области предполагают формирование их в условиях давления, исходящего как с юга со стороны Токмовского свода, так и, возможно, с севера со стороны Смоленско-Ветлужского вала. При этом не исключается региональное движение пластических отложений перми, в составе которых присутствуют гипсы, ангидриты и глины, со склонов Токмовского свода на север, в сторону Московской синеклизы. Кулисное сочленение локальных поднятий в пределах Павловско-Княгининского

поднятия предполагает участие праводвиговых напряжений при его формировании. В Западной Окско-Цнинской области преобладают субмеридиональные структуры. Их морфология позволяет связывать их образование с условиями растяжения. Последние могут быть вызваны проявлением внутренних сил, порожденных тектоно-магматическими процессами в верхней мантии, а также субмеридиональным сжатием, исходящим с юга. Сопряжение субширотных и субмеридиональных структур происходит в пределах Окско-Муромского (Мокшинского) неотектонического прогиба. Последний согласуется по простиранию с Баландинской депрессией, Вязниково-Каверинским и Меленковским прогибами, развитыми на разных структурных этажах чехла и согласующимися с неотектоническим прогибом. В этой связи он рассматривается как геодинамически активная зона.

Формирование новейшей структуры Курчатовского района происходит под воздействием следующих напряжений. Северная область, включающая Курское поднятие, по всей вероятности, находится под влиянием вертикально действующих напряжений сжатия, следствием которых является образование субмеридиональных, северо-восточных и др. зон растяжения. Южная область формируется под влиянием давления, наведенного с юг – юго-востока со стороны Обоянской радиально-концентрической структуры, и растяжения тектоно-гравитационной природы, затрагивающего осадочный чехол. Разделяющий Южную и Северную области Сеймский прогиб развивается в обстановке праводвиговых напряжений сжатия, ориентированных в юго-восток – северо-западном направлении, в условиях дополнительного эффекта растяжения.

В Белорусском сводовом поднятии (в западном регионе) повышенная концентрация очагов землетрясений приурочена, в основном, к его северной половине, где происходит суперпозиция феноскандинавских и восточно-балтийских полей напряжений. Осложняющим дополнительным фактором является напряженность, обусловленная гляциоизостатическим фактором. Суперпозиция этих напряжений вызывает землетрясения в активизированных разломных зонах древнего заложения: Ошмянском, Даугавпилском, Вильнюсском и др. разломах. В Воронежском сводовом поднятии (в центральном регионе) повышенная концентра-

ция очагов землетрясений приурочена к его восточной части в связи с активизацией Ливенско-Богучарской сутурной зоны. Активизация вызвана позицией и наследованием сутурной зоны Окско-Донским неотектонически активным прогибом. Удаленный от этого прогиба Железногорский древний разлом, аналогичный по возрасту и позиции, несейсмичен. В Токмовском сводовом поднятии (в восточном регионе) наибольшая плотность землетрясений тяготеет к его юго-западной части. В ней Окско-Донская неотектонически активная зона пересекается с Пачелмским рифейским авлакогеном, что возможно является причиной повышенной концентрации напряжений и их разрядки в этой части исследуемого региона.

Закономерности пространственного распределения землетрясений показывают, что фактор удаленности древних разломов от источников неотектонических сил и напряжений является фактором обеспечивающим отсутствие в них сейсмической активности. И наоборот, близость к активным источникам и их позиция относительно этого источника приводит к появлению в них повышенных напряжений и сейсмичности. Активизированные древние дислокации рассматриваются как принципиально важные неоднородности, требующие учета и контроля в связи с обеспечением устойчивости инженерных объектов.

Таким образом, на основании приведенного фактического материала обосновывается третье защищаемое положение: **на основе структурно-геодинамического метода и с учетом структурно-вещественных и структурно-геоморфологических исследований впервые определены геодинамические условия формирования неотектонических (новейших) структур. Геодинамическое районирование сводовых поднятий относительно современных сил и процессов позволило установить специфические геодинамически активные зоны, как опасные относительно активизации эндогенных и экзогенных процессов.**

Глава 5. СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ТЕРРИТОРИЙ ОСОБО ОПАСНЫХ И ТЕХНИЧЕСКИ СЛОЖНЫХ ОБЪЕКТОВ

Особо опасные и технически сложные инженерные объекты считаются сооружениями повышенного уровня ответственности и возводятся в разных районах по структурно-геодинамическим условиям. Устойчивое и безопасное нахождение объекта имеет решающее значение для рационального использования территорий, защиты окружающей среды и минимизации рисков для населения [Инженерная..., 2012; Ходорович, Макеев, 1991 и мн. др.].

Данная категория особо опасных объектов характеризуется специфическими условиями взаимодействия с геологической средой, высокими и нестандартными нагрузками и воздействием, сжатыми сроками возведения, высокой стоимостью работ, повышенным риском аварийных ситуаций, что принуждает к созданию качественной технологии оценки структурно-геодинамического фактора, нацеленного на обеспечение надежности и безопасности размещения АЭС. В 2008 г. Ростехнадзором разработан документ «Свод нормативных документов по безопасности атомных станций, защите персонала и населения, охране окружающей среды». В рамках этого документа согласно закону о техническом регулировании от 1 мая 2007 г. № 65-ФЗ и в соответствии со структурой нормативной базы МАГАТЭ, содержащей документы в ранге «Требований и Руководств» предусматривается создание подобного типа технологий в рамках нормативных и рекомендательных документов.

Геодинамическая устойчивость – это способность территорий размещения инженерных объектов сохранять свое физическое состояние, включая прочность и равновесие в пределах установленных норм при всех видах внешних и внутренних воздействий [Ломтадзе, 1999; Гражданская защита, 2008 и др.]. С этой точки зрения в диссертации рассматриваются вещественно-структурные неоднородности, неотектонические структуры и геодинамические условия их формирования в

аспекте возможного благоприятного и неблагоприятного влияния на районы размещения АЭС.

Современные геодинамические условия древних платформ и, в частности, Восточно-Европейской платформы рассматривается со следующих принципиальных позиций: 1) любой участок геологической среды находится под совокупным воздействием тектонических сил, связанных с источниками разного возраста, разной глубины заложения (ранга), генезиса и механизма проявления; 2) древние до-неотектонические вещественно-структурные дислокации имеют значение с точки зрения способности активизироваться в современных геодинамических условиях с образованием вторичных зон повышенных напряжений и их разрядки; 3) формирование неотектонической структуры, особенности и тенденция ее развития рассматриваются с позиций расположения исследуемого района относительно современных геодинамических систем [Макеев и др., 2014, 2015; Юдахин и др., 2003]. Эти системы объединяют центры геодинамической активности и области, на которые распространяется их динамическое воздействие. Здесь существует проблема динамического воздействия активных сил на более пассивную часть геологической среды с учетом расстояний, позиции древних дислокаций и проч.

Ближний район АЭС считается устойчивым (благоприятным), если потенциально опасные геологические процессы (эндогенные и экзогенные) соответствуют нормативно установленным допускам за весь срок службы инженерного объекта. Такой подход к оценкам устойчивости является формальным, поскольку оценивается каждый фактор отдельно и без учета воздействия одного фактора на другой.

Основным документом, регламентирующим инженерные изыскания для строительства атомных станций, является СППНАЭ-87. Этот документ и некоторые др. предусматривают следующие критерии устойчивости АЭС. Предельно допустимый крен (градиент допустимых деформаций, уклон) в основании реакторных отделов не должен превышать 0.001-0.003. Относительные смещения со скоростями современных тектонических движений не должны превышать 5 мм/год. Максимальные значения параметров геологических и инженерно-

геологических процессов и явлений определяются в интервале времени 1 млн. лет и 10 000 лет [Основные..., 1987].

Что касается сейсмотектонических факторов и активных разломов, то они опасны если: $MP3 > 7-9$ баллов по шкале MSK 64, современные движения земной коры (СВДЗ) с градиентами скорости движений в геодинамически активных зонах $>10^{-6}$ и скорости вертикальных движений 10 мм/год и горизонтальных 50 мм/год. Если деформации превышают эти значения, они относятся к категории опасных. Наличие активного разлома без указания на его величину смещений рассматривается как критерий исключающий размещение АЭС [Основные..., 1987; Учет..., 2005; Оценка..., 2001; Инженерные..., 2012 и др.]. Градиенты скоростей движений в геодинамически активных зонах $>10^{-6}$ не рассматриваются, поскольку вычислить их не представляется возможным: ширина геодинамически активных зон не устанавливается строго, а от этого зависит величина градиента; современные скорости движений должны наблюдаться длительное время, чтобы вычислить тектоническую составляющую. В любом случае оценка будет необъективна с учетом того что точность градиента скорости отвечает миллионным долям.

5.1. Оценка структурно-геодинамической устойчивости

Оценка структурно-геодинамической устойчивости производится на основе результатов исследований вещественно-структурных, структурно-геоморфологических и геодинамических условий (табл. 5.1) 1) Островецкого, 2) Монаковского и 3) Курчатовского районов с учетом нормативных допусков.

Структурно-геодинамическая устойчивость Островецкого района характеризуется следующим образом. Оценка древнего (докайнозойского) вещественно-структурного фактора основывается на градиентах деформаций опорных горизонтов чехла и их пространственно-временного изменения по разрезу снизу вверх. Эти деформации с разной степенью интенсивности преобразуются новейшими движениями, что приводит к их усилению или ослаблению.

Табл. 5.1. Сравнение деформаций с нормативными допусками устойчивости особо опасных и технически сложных объектов [Основные..., 1987; Учет..., 2005; Оценка..., 2001; Инженерные..., 2012 и др.].

	Факторы и условия	Результаты исследований	Влияние структурно-геодинамических факторов и условий на устойчивость ООО
ОСТРОВЕЦКИЙ РАЙОН	Градиенты деформаций	0.0003 (D); 0.002-0,006 (S); 0.002 N; 0.01-0.004 (€); 0.02-0.003 (до€)	<i>Градиенты (до€, €, S) превышают</i> допустимые значения. Градиенты (D, N) допустимые.
	Геодинам. активные зоны (ГдАЗ) и эндоген. процессы	Ошмянская ГдАЗ – зона ВОЗ с магнитудой $M=4.0-4.5$	Землетрясения не превышают нормативно установленную величину.
	Скорость за четвертич. время	0.06 мм/год	1) Скорости не превышают предельно допустимые величины.
	Скорости за 1) голоценовое время и 2) по геодезии	1) 0.06 мм/год; 2) от 0.3 до 0.5 мм/год	
	Возраст неотект. структур и тип экзогенных процессов	Среднемиоценовый; развиты гляциодислокации	Скибовые (складчато-чешуйчатые) среднечетвертичные гляциодислокации неактивны.
	Геодинамические условия формирования структур	Поле напряжений отвечает преимущественному растяжению.	Усиление газо-флюидной проницаемости пород.
МОНАКОВСКИЙ РАЙОН	Градиенты деформаций	0.01-0.008 (P) 0.001-0.007 (C); 0.002(до€)	<i>Градиенты (P, C) превышают</i> допустимые значения. Градиент (до€) допустимые.
	Геодинам. активные зоны (ГдАЗ) и эндоген. процессы	Нижнеокская ГдАЗ. Магнитуда в районе не более $M=5.5$	Сейсмический фактор отсутствует. <i>ГдАЗ неблагоприятна</i> на проявление карста.
	Скорость за четвертичное время	За неоплейстоцен-голоцен 0.016 мм/год	1) Скорости не превышают предельно допустимые величины
	Скорости за 1) голоценовое время; 2) по геодезии	1) 2.0-2.2. мм/год 2) минус 4.0-2.0	
	Возраст неотект. структур и тип экзогенных процессов	Позднеплиоценовый; развиты суффозионно-карстовые процессы.	Суфф.-карст. понижения отсутствуют на поднятиях, но присутствуют в зонах повышенной трещиноватости.
	Геодинамические условия формирования структур	Поле напряжений отвечает преимущественному растяжению.	Напряжения растяжения способствуют раскрытию древних остаточных трещин и появлению новых.
КУРЧАТОВСКИЙ РАЙОН	Градиенты деформаций	0.0003-0.0008 (N); 0.0004-0.005(A); 0.009 (C); 0.002 (D) 0.005-0.01(до€)	<i>Градиенты (до€, C) превышают допустимые</i> значения. Градиенты (D), (A), (N) допустимые.
	Геодинам. активные зоны (ГдАЗ) и эндоген. процессы	Сеймская ГдАЗ несейсмогенная. Магнитуда в районе не более $M=3.5-3.6$.	Сейсмический фактор отсутствует.
	Скорости за четвертичное время	За среднемиоцен-четвертичное время 0.04 мм/год	1) Скорости не превышают предельно допустимые величины.
	Скорости за 1) голоценовое время; 2) по геодезии	1) 3.0 мм/год 2) минус 1.1 до 0.8 мм/год.	
	Возраст неотект. структур и тип экзогенных процессов	Среднемиоценовый; развиты просадки.	Просадочные процессы проявляются в покровных и пойменных отложениях.
	Геодинамические условия формирования структур	Поле напряжений отвечает преимущественному сжатию.	Напряжения сжатия приводят к снижению эффекта фильтрации и проницаемости пород.

Примечания:

1) согласно нормативным документам, допустимый градиент деформаций (уклона) 0.001-0.003; скорость деформации 5 мм/год; современные скорости вертикальных движений 10 мм/год, горизонтальных 50 мм/год; максимально расчетное землетрясение не должно превышать 7-9 баллов.

2) Градиенты деформаций по поверхности отложений докембрия (до€), кембрия (€), силура (S), девона (D), карбона (C), перми (P), за альпийский этап (A), за новейший этап (N).

3) жирный курсив – фактор негативный, обычный шрифт – фактор благоприятный. ООО – Особо Опасные и технически сложные Объекты.

Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента колеблются от минус 240-260 м в южной части исследуемого района до минус 360-380 м в северной его части. В районе д. Валеиковичи поверхность фундамента имеет наибольшие абсолютные отметки минус 260–240 м. Уклон (превышение) составляет 120 м/60 км (2 м/км). В среднем градиент деформации составляет 0.002. В юго-западной части поверхность осложняется крутым уклоном на северо-запад, составляющим 40 м/2 км. Градиент деформаций 0,02. В северо-западной части Островецкого района поверхность кристаллического фундамента, несмотря на ее разнородное строение, характеризуется общим плавным падением на север, отвечающим 3 м/км. Градиент деформации 0,003. По поверхности кристаллического фундамента известны разломы: Западно-Островецкий, Рымдюнский, Ошмянский и мн. др. Часть из них имеют уступы по поверхности фундамента с амплитудой до 15-20 м. С Ошмянским разломом связывается историческое землетрясение с эпицентром вблизи ст. Гудогай, которое произошло в 1908 г. (по другим источникам в 1909 г с ощутимым эффектом 6-7 баллов по шкале MSK-64). Кроме того, Центром геофизического мониторинга НАН Беларуси в октябре 1987 г. инструментально было зарегистрировано слабое землетрясение с эпицентром, расположенным в 10 км к востоку от Островца, что позволило белорусским геофизикам отнести Ошмянский разлом к сейсмогенной зоне (зона ВОЗ).

Таким образом, градиенты поверхности кристаллического фундамента характеризуются в целом допустимыми величинами, за исключением юго-западной части исследуемого района, где градиент деформации увеличивается на порядок с 0.002 до 0.02.

В исследуемом районе присутствуют отложения трех структурных этажей: каледонского, герцинского и альпийского (в меньшей степени). Байкальский структурный этаж представлен верхневендскими отложениями, резко несогласно залегающими на породах кристаллического фундамента. Его градиенты деформаций неизвестны.

В каледонском структурном этаже кровля кембрийских отложений снижается в северо-западном направлении, в сторону Балтийской синеклизы с отметок

плюс 30–40 м в наиболее приподнятой юго-восточной части исследуемой территории до минус 120 м и ниже в северо-западной части, у границы с Литвой. На наиболее выположенных участках уклон кровли составляет 4 м/км, градиент деформации 0,004. На более крутых, связанных с уступом (флексуроподобных структурах в пределах) градиент деформации достигает 0,01. Березовский предполагаемый докембрийский разлом выражен в виде уступа в кровле кембрийских отложений с градиентом, равным вышеуказанному. Кровля силурийских отложений полого падает на северо-запад с уклоном 2-6 м/км (0,002-0,006). Здесь отмечается незначительное превышение градиента деформаций, не связанное с влиянием древних разломов. Превышение допустимого значения связывается с общей тенденцией увеличения наклона поверхности силурийских отложений в северо-западном направлении в сторону Балтийской синеклизы и не связано с локальной дислокацией. Поэтому этот факт следует зафиксировать. Наиболее приподнятая часть территории с абсолютными отметками до 70 м расположена в восток–юго-восточной части территории. Наиболее низкие абсолютные отметки поверхности силура, ниже минус 30 м, наблюдаются в северо-западной части исследуемого района. Разломы, выделенные в кристаллическом фундаменте, не проявляются в поверхности ордовикских и силурийских отложений.

Герцинский структурный этаж характеризуется деформациями, у которых абсолютные отметки, например, по кровли девона изменяются от 75 до 95 м. Поверхность девона в целом имеет уклон 0.3 м/км (0.0003) на запад-юго-запад, в сторону Воложинского мезозойского прогиба. Альпийский структурный этаж и его строение детально рассматриваются третьей главе данной работы, посвященной оценке структурно-геоморфологических условий. Здесь следует подчеркнуть, что миоценовые отложения в исследуемом районе распространены фрагментарно. Отдельные «островки» отложений достигают ширины 12-20 км. Поэтому вычислить уклоны и градиенты деформаций не представляется возможным.

Таким образом, градиенты деформаций осадочного чехла в целом отвечают нормативным значениям. Исключение составляет кровля кембрийских отложений в пределах Березовского предполагаемого разлома, где она составляет 0.01. В

юго-западной части исследуемого района, где поверхность фундамента превышает допустимые значения, кровля кембрийских отложений не превышает нормированные значения. Все остальные разломы, локализованные в древнем кристаллическом фундаменте, не выражаются в рельефе поверхностей опорных горизонтов палеозоя, а также в строении неогеновых отложений новейшего комплекса, что свидетельствует об отсутствии их активизации в разные тектоно-магматические циклы.

Структурно-геоморфологический (неотектонический) фактор оценивается по деформациям четвертичных реперов. К ним относятся состав и мощность четвертичных отложений, высотное положение подошвы и поверхности этих отложений и геоморфологические формы, выработанные на четвертичных отложениях и преобразованные тектоническими движениями.

В рельефе исследуемого района выделены два структурных этажа: 1) поверхностный (четвертичный) и 2) погребенный (дочетвертичный).

Поверхностный четвертичный структурный этаж аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный. С поверхности залегают два покровных оледенения, имевших место в конце среднего плейстоцена (сожское оледенение) и в начале позднего плейстоцена (поозерское оледенение). По генезису различается 1) ледниковый, 2) водно-ледниковый и 3) террасовый аллювиальный рельеф.

Ледниковый рельеф и отложения представлены равнинами, сложенными моренами сожского среднеплейстоценового оледенения и поозерского позднплейстоценового оледенения. Абсолютные отметки Ошмянской гряды, сложенной краевой ошмянской мореной, уменьшаются с юга на север с 300 м до 220-200 м. Над окружающей поверхностью она возвышается на 140-150 м. Менее крупные, возможно, фазические краевые гряды с абсолютной высотой от 260-280 м до 160-190 м примыкают к Ошмянской гряде. Они имеют дуговую или полудуговую форму с выпуклостью обращенную на юг. Две из них высотой 160-175 м 180-195 м протягиваются вдоль долины р. Гозовки (по обоим ее склонам). Мощность сожской морены в краевых грядах превышает 100 м, на Ошмянской гряде приближается к 150 м.

Пологие волнистые, местами крупнохолмистые равнины с абсолютной высотой 170-180 м и выше, сложенные основной сожской мореной, имеют высоту отдельных холмов 5-20 м. На остальной территории мощность основной морены изменяется от 5-10 м до 20-30 м и более. Подошва морены снижается с Ошмянской гряды с 160 м до 140 м в центральной части, в центре исследуемого района поднимается до 160-170 м.

В рельефе сожской морены выделены «вторичные» денудационные моренные равнины, которые разделяются на несколько высотных (гипсометрических) уровней. Самый высокий уровень (ступень) – 270-300 м - выделяется только на юге на краевой Ошмянской гряде и на более северной меридиональной гряде. Следующий уровень имеет высоту 230-250 м и развит как на краевых моренных грядах, так и на основной морене. Наиболее выдержанный по высоте и широко развитый уровень в 160-190 м. Эти ступени выработаны на сожской основной морене, местами отвечают флювиогляциальным равнинам. Возможно, что такая своеобразная ступенчатость вызвана изостатическими процессами после снятия ледниковой нагрузки, или вследствие тектонических движений в конце среднего – начале позднего плейстоцена.

Флювиогляциальные отложения деформированы. По происхождению это гляциодислокации, сформированные в краевой зоне ледника под воздействием вертикальной и горизонтальной составляющих движущегося активного льда. Они имеют незначительные размеры и не проявлены в рельефе. Они относятся к неактивным отмершим деформациям.

Свирские гряды сложены мореной поозерского (максимального ранневалдайского) оледенения. В исследуемый район входит южный склон Константиновской гряды и первая или южная Свирская гряда. Абсолютные отметки Свирской гряды изменяются от 170 до 200 м, Константиновской гряды в пределах 190-220 м. Относительные превышения над окружающей местностью составляют соответственно 20-40 и 50-80 м. Общая мощность краевых морен по данным бурения часто составляет 60-80 м на Константиновской гряде, от 10 до 30 м на Свирской гряде. Краевые поозерские морены наложены на основную сожскую морену.

По морфологии и гипсометрическому положению выделяются две генерации зандровых равнин сожского оледенения: более древняя высокая (170-180-200 м) с остаточными холмами и более молодая низкая выровненная, иногда заболоченная (150-165 м). Образование двух генераций равнин связывается преимущественно с тектоническим подъемом территории в конце сожского оледенения.

По морфологии рельефа и его высотным отметкам выделяются две генерации флювиогляциальных (зандровых) равнин позднеплейстоценового поозерского оледенения. Более древняя генерация, развита на высоте 150-160 м, местами до 170 м. Она примыкает к Свирской гряде, перекрывая сожскую морену. Останцовые холмы этой морены высотой 5-10 м сохранились на многих участках волнистой поверхности равнины. Более молодая равнина расположена гипсометрически ниже (130-145 м), т.е. вложена (врезана) в более высокую на 10-20 м. Она развита в понижениях рельефа, образованных талыми ледниковыми водами. Такие понижения имеют ширину до 1,5-2 км и развиты в восточной части района в междуречье Ошмянка-Устиевка. Поверхность этой равнины практически ровная, местами вогнутая и часто заболочена. Кроме обширных зандровых равнин к этой генерации относится долинный и ложбинный зандр. В рр. Вилии и Ошмянки долинный зандр возвышается над второй террасой на 3-4 м, иногда более. Иногда она сливается с ее поверхностью. Ложбины согласуются с древним Озерецким разломом.

Самыми крупными являются долина р. Вилия и ее притока р. Ошмянка. Река Вилия состоит из чередующихся отрезков северо-западного и меридионального простирания, прямолинейность которых предполагает согласованность их с линейными элементами. На участках пересечения гряд строение долины подобно antecedent-ному типу: наблюдается сужение долины, увеличение высоты поймы и террас. На Вилии выделяется два уровня поймы: низкая (0,5-1 м) и высокая (1,2-1,5 м). Первая терраса аккумулятивная. Высота террасы увеличивается вниз по течению от 4-5 до 6-8 м. Мощность аллювия 3-5 м. Возраст террасы - вторая половина позднего плейстоцена (поздневалдайский) (a¹ III). Вторая терраса в долинах рек Вилия и Ошмянка имеет высоту 10-14 м и ширину до 2-3 км. эрозионно-аккумулятивная.

Мощность аллювия не более 10 м, в среднем 3-5 м. Возраст террасы – первая половина позднего плейстоцена (ранневалдайский) (а² III).

Погребенный структурный этаж представлен погребенными четвертичными отложениями и погребенным (дочетвертичным) рельефом в основном эрозионно-денудационным.

Из анализа погребенного четвертичного рельефа и отложений можно заключить, что поднятия, возникшие в плиоцене, продолжают расти и в четвертичное время. Об этом свидетельствует уменьшение мощности флювиогляциальных отложений на склонах и сводах поднятий и увеличение их мощности в прогибах. Доберезинские водно-ледниковые отложения имеет мощность от 12 до 20 м, березинско-днепровские разнородные отложения – мощность увеличена от 3-4 (10-15) до 30 м, днепровско-сожские флювиогляциальные отложения имеют мощность от 20 до 30 м. В распределении мощности морен чаще наблюдается обратная картина. На поднятиях она больше, поскольку они служили препятствием для продвигающихся к югу ледников (морены сгружены), как, например, у березинской (30-40 м), днепровской (35-40 м), сожской (20-30 м, 100-150 м) морен.

Кровля березинской морены залегает на отм. от 80 до 120 м. Подошва лежит на разновысотных ступенях, которые она облекает. При этом она спускается с 80-85 м до отметки 50 м. Кровля березинско-днепровских отложений вскрывается скважинами на абсолютной глубине от 60 до 130 м, причем, наиболее высокое ее положение - 110-120 м отмечается на Островецком поднятии. Днепровская морена на своде Островецкого поднятия абсолютные отметки кровли составляют 150-160, на Ошмянской краевой гряде опускается до 120 м. Кровля днепровско-сожских флювиогляциальных отложений понижается со сводов поднятий к их склонам. Наиболее высокое положение кровли отложений 160-170 м абсолютной высоты и снижается до 130-140 м.

Погребенный (дочетвертичный) структурный этаж представлен фрагментами древней мезозойской (донеогеновой) эрозионно-денудационной поверхности выравнивания и ступенями рельефа, образованными в новейшее время при неравномерном поднятии территории и врезании долин, которые в настоящее время по-

гребены. Дочетвертичная поверхность выработана преимущественно на палеозойских и мезозойских породах и является единой поверхностью выравнивания – мезозойской, формировавшейся на протяжении позднего палеозоя, почти всего мезозоя до позднего мела на юге и юго-западе, а на отдельных участках и до миоцена (бриневский и антопольский отложения). Этот мезозойский пенеппен – погребенный.

В исследуемом районе поверхность пенеппена слабо деформирована. Наивысшие абсолютные отметки составляют 60-65 м (на Константиновской гряде до 100 м). В целом она имеет слабый (пологий) уклон к югу и к западу. Неогеновые отложения, перекрывающие пенеппен, расположены на разных высотах, что указывает на их деформацию. Кровля находится на абс. отм. 71-77 м, 83-85 м, 64, 88; подошва на абс. отметках 62-65 м, 60-70 м, 64- 58 м, 66 м, 76 м. Мощность отложений колеблется от 4-5 до 15-23 м и 22 м. Это позволило в погребенной дочетвертичной поверхности выделить несколько региональных цикловых ступеней. Ступени фиксируют процесс неравномерного поднятия территории в начале новейшего этапа, появление, формирование и дальнейшее развитие новейших структур. Наиболее высокая ступень, абсолютной высота которой составляет 80-85 м, выработана на миоценовых отложениях и датирована нами как раннеплиоценовая (N_2^1). К северу она повышается до 90 м, а к югу понижается до 55 м. В раннеплиоценовую поверхность врезана на 10-20 м поверхность с абсолютными отметками около 70 м, эта поверхность датирована как позднеплиоценовая (N_2^2). В нее неглубоко (около 10-15 м) врезаны погребенные долины раннеплейстоценового или позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста.

Неотектонические поднятия и прогибы изгибного типа выделены на основании деформаций разнородных и разновозрастных поверхностей. В северо-восточной части плиоценовые поверхности подняты на максимальную высоту, в юго-западной части они опущены с незначительным градиентом вертикальных деформаций 0,002. Прогибам соответствуют относительно молодые поверхности-врезы (педименты) эоплейстоценового возраста. Несмотря на то, что структуры

весьма неравномерно развиты на площади, для них характерно два главных простирания: северо-западное и северо-восточное.

Новейшая структура района стала развиваться с раннего плиоцена, когда слабые тектонические движения нарушили залегание миоценовых континентальных отложений озерного генезиса. Возникли первые невысокие поднятия и пологие прогибы; к последним были приурочены неглубоко врезанные долины. Амплитуды врезов не превышали 10-20 м, а общая амплитуда поднятия за плиоцен и, возможно, ранний плейстоцен (эоплейстоцен?) составила 30-35 м. За четвертичное время произошло поднятие на 50 -55 м. В первом случае скорость за плиоцен-раннеплейстоценовое будет равна 0,006 мм/год, за четвертичное время – 0,06 мм/год. Таким образом, скорость поднятия в четвертичное время на порядок выше. Скорости не превышает допустимые значения.

Глубины речных позднеплейстоцен-голоценовое врезов обычно прямо пропорциональны амплитудам поднятия. Возраст второй террасы р. Вилии относится к первой половине позднего плейстоцена (как практически везде на Русской равнине). Река Вилия врезана в поверхность сожской морены не менее, чем на 30 м (абсолютные отметки сожской морены на этом отрезке 150-160 м, а отметки поверхности террасы около 130 м). Учитывая, что средняя мощность аллювия террасы в среднем равна 14 м, получаем, что скорость вреза за первую половину позднего плейстоцена составляет 0,6 мм/год. Во вторую половину позднего плейстоцена она составила 0,3 мм/год. В течение голоцена Вилия врезается со скоростью около 0,6 мм/год. Скорости также не превышают допустимые значения.

Рисунок изогипс подошвы четвертичных отложений и выявленные на ее основе новейшие структуры не позволяют делать вывод о согласованности их с древними разломными зонами чехла и фундамента. Простирание разломов и их характер распространения является независимым от строения подошвы четвертичных отложений. В то же время следует признать, что северный склон Ошмянской гряды в центральной части исследуемого района (зандры северо-западного простирания) довольно круто сопрягается с древним Ошмянским разломом.

Соотношение погребенных и поверхностных структур следующее. На Свирской и Константиновской краевых грядах оно прямое, и особенно на последней, где дочетвертичная поверхность приподнята до абсолютной высоты почти 100 м. Под Свирской моренной грядой дочетвертичная приподнята почти до 90 м. Прямое соотношение наблюдается на Островецком поднятии, где дочетвертичная поверхность поднята до 80-85 м (скв. 421 вскрыла девон на абсолютной отметке около 85 м), и поверхностный рельеф также повышен (200 м). Ошмянская краевая гряда с аномальной мощностью ледниковых отложений более 200 м, локализована в опускающейся дочетвертичной поверхности – в Ошмянском прогибе.

Оценка структурно-геодинамического фактора. Согласно закономерностям формирования неотектонических структур и полю линеаментов установлено, что региональное поле напряжений отвечает среднетвертичному. Ось напряжений растяжения ориентирована в северо-запад—юго-восточном направлении, ось сжатия – в северо-восток — юго-западном направлении. Современное локальное поле напряжений (голоценовое), выявленное по результатам исследования современных линеаментов, характеризуется осью сжатия в северо-запад—юго-восточном направлении, осью растяжения – в северо-восток—юго-западном направлении. Таким образом, устанавливается расслоенность полей напряжений по возрасту и рангу.

В Островецком районе скорость вертикальных движений геодезических реперов составила от 0.3 до 0.5 мм/год. Магнитуды землетрясений в Ошмянской зоне ВОЗ составляют 4.0-4.5, что не превышает допустимые значения.

Таким образом, геодинамические условия, выраженные деформациями поверхности кристаллического фундамента и его чехла, характеризуются в целом допустимыми нормативными значениями. Древние разломы, выраженные в поверхности фундамента и в отложениях кембрия, проявлены небольшими уступами высотой до 15-20 м, что приводит к увеличению градиента деформаций с фоновых 0.003 до 0.02. Хотя они превышают допустимые значения, в вышележащих отложениях чехла: в девонских и миоценовых отложениях, они не устанавливаются. Следовательно, они неактивны и являются остаточными деформациями, по-

скольку нет признаков их активизации в современном рельефе. Градиенты деформаций отложений новейшего комплекса (миоценовые) характеризуются допустимыми значениями. Ошмянская геодинамическая зона считается зоной ВОЗ, поэтому исследуемый район неблагоприятен по сейсмическому фактору, но с точки зрения нормативных документов магнитуда зоны ВОЗ отвечает допустимым значениям. Скорости деформаций за разные этапы неотектонических движений: за четвертичное, голоценовое время и на современном этапе – соответствуют допустимыми значениям. Геодинамические условия характеризуются преимущественными напряжениями растяжения, которые могут быть причиной для повышенной водо- и газопроницаемости отложений (повышением плотности потока радона, перетоком подземных вод и проч.) [Результаты..., 2012a].

Структурно-геодинамическая устойчивость Монаковского района характеризуется следующим образом.

Оценка древнего (докайнозойского) вещественно-структурного фактора основывается на исследованиях деформаций поверхности архейско-протерозойского кристаллического фундамента. В исследуемом районе эта поверхность залегает на глубине минус 1500-1750 м (редко минус 2000 м). Поверхность имеет уклон не более 2 м/км. Градиент деформации 0,002. Это очень пологое падение поверхности, отвечающее суммарному, фанерозойскому.

Деформации герцинского структурно этажа определяются по кровле щелковской толщи верхнекаменноугольного отдела. Она построена в изогипсах на западную часть исследуемого района. На восточную она отсутствует. Кровля этой толщи, находящаяся на абс. отметках от 120 м до минус 80 м, имеет уклон 6-7 м/км. Градиент деформации кровли составляет 0.006-0.007. Увеличение кровли возможно отчасти связано с согласованным развитием Окско-Мокшинского (Муромского) неотектонического прогиба с более древними прогибами чехла и фундамента, в данном случае с Вязниковско-Каверинским, Баландинским и Меленковским и более древними прогибами, расположенными друг над другом. Их уклоны превышают допустимые нормативными документами значения.

Кровля ассельского яруса нижней перми в целом снижается преимущественно с юга на север с уклоном 1,3–1,5 м на километр расстояния. Градиент деформации составляет приблизительно 0.001. На фоне относительно небольших градиентов деформаций устанавливаются повышенные. Рыльковское поднятие, сопряженное с Филинским локальным куполом (дер. Степаново), характеризуется амплитудой поднятия 45-50 м. При этом южное его крыло круче, чем северное: угол падения южного крыла составляет 10-12 м/км, северного – 2.5-8.0 м/км. Соответственно, градиент деформации составляет 0.01 и 0.008. Повышенный градиент деформаций может быть связан с влиянием тектоно-гравитационного фактора.

Структуры герцинского и докембрийского структурных этажей не согласуются друг с другом. Осевые линии Кулебакской и Горицинской депрессий и сопряженные с ними понятия и выступы перми косо секут изогипсы поверхности фундамента, этим самым создается перекрестно-структурный план. Павловский разлом, у которого амплитуда сброса составляет 250-500 м, также не проявился в деформациях герцинского структурного этажа. Герцинские структуры наследуются исключительно неотектоническими структурами.

В западной части исследуемого района Баландинская пермская депрессия – единственная структура, которая согласуется по простиранию и форме (по знаку движения) с Меленковским (Касимовским) докембрийским прогибом, выраженным по поверхности фундамента. В данном случае не исключается переработка этих двух структур новейшими тектоническими движениями в связи с наследованием их Окско-Мокшинским прогибом. Признаком этого является увеличение градиента деформаций по кровле шелковской толщи верхнекаменноугольных отложений до 6-7 м/км.

Оценка структурно-геоморфологического (неотектонического) фактора основывается на анализе эрозионно-денудационных плато и его склонов. Наивысшие абсолютные отметки плато – 130-131 м, а низшие – 70 м (урез р. Оки). Таким образом, амплитуда поднятия плато (глубина расчленения) составляет 60 м. Плато, сложенное породами уржумского яруса верхней перми, перекрывается четвер-

тичными отложениями преимущественно ледникового и водноледникового генезиса, относящимися к раннеплейстоценовому донскому оледенению (f,gI dn) или криушскому горизонту местной стратиграфической шкалы (f,gI kš).

В рельефе выделяются три уровня или педиментных ступени, перекрытые четвертичными отложениями (см. рис. 3.14, рис. 3.15). По высоте ступени мало отличаются друг от друга, поскольку превышение мизерное, всего 2 м. Но флювиогляциальные отложения и небольшая морена, перекрывающие эти ступени, подчеркивают их существование. Возраст самой верхней первой ступени, а, следовательно, и всего плато, определяется, как начало раннего плейстоцена, временем, предшествующим донскому оледенению. В нее врезаны (вложены) две более низкие поверхности, которые также относятся к раннему плейстоцену, т.к. следующая более низкая ступень представляет собой четвертую террасу.

На основании относительной глубины цикловых врезов террас и их возраста вычислены средняя скорость врезания по этапам, которая может быть сопоставима со скоростью неотектонических поднятий (см. табл. 3.3). За период образования третьего денудационного уровня второй половины раннего неоплейстоцена, продолжительность которого 53 000 лет, средняя скорость поднятия составляет 0,04 мм/год. За первую половину среднего неоплейстоцена (185 тыс. лет) скорость поднятия составляет 0,26 мм/год, за вторую половину среднего неоплейстоцена (115 тыс. лет) — 0,2 мм/год, за первую половину позднего неоплейстоцена (70 тыс. лет) — 0,3-0,36 мм/год, за вторую — 0,5-0,6 мм/год, за голоцен (10 тыс. лет) — 2,0-2,2 мм/год. Постадийные скорости поднятий не превышают предельно допустимые значения.

Вследствие отсутствия данных по относительной глубине врезов для трех денудационных поверхностей (педиментов) рассчитаны средние суммарные скорости поднятий. Средняя (общая) скорость поднятия (первый денудационный уровень начала первой половины раннего неоплейстоцена), продолжительность которого 787000 лет, составляет 0,016 мм/год. Средняя (общая) скорость поднятия (второй денудационный уровень конца первой половины раннего неоплейстоцена) за 712 000 лет составляет 0,017 мм/год. Средняя (общая) скорость поднятия

(третий денудационный уровень второй половины раннего неоплейстоцена) за 621 000 лет составляет 0,02 мм/год. Для третьего уровня рассчитана поэтапная скорость поднятия, продолжительность составляет 53 000 лет. Она составляет 0,04 мм/год (см. выше). Эти скорости также не превышают предельно допустимые значения.

С течением времени в рамках неоплейстоцена наблюдается увеличение средней скорости деформаций. Особенно она повышена в первой половине среднего плейстоцена и в голоцене. Предполагается, что скорость увеличивается в связи с расположением исследуемого района в пределах устойчиво развивающегося сводового поднятия, в котором деформации за новейший этап могут складываться по причине существования суперпозиции напряжений и деформаций. Следствием увеличения скорости поднятий может являться активизация экзогенных процессов и, в частности, карстово-суффозионных. Это подтверждается увеличенным количеством воронок на первой террасе и пойме.

Активизация карстово-суффозионных процессов связывается с поднятия территории, начавшимся в раннем плейстоцене, и продолжающимся в голоцене с трендом увеличения. Особенно она усиленная на участке расположения древней погребенной палеодолины. Отрицательные формы приурочены: к участкам полного или частичного размыва «бронирующих» пород уржумского яруса верхней перми в днищах долин (пойма, I-я терраса); к склонам древних и современных эрозионных врезов, где уржумские глины частично размывы и ослаблены трещиноватостью (II-IV террасы, частично II и III эрозионно-денудационные уровни с приуроченными к ним флювиогляциальными равнинами); к зонам трещиноватости и раздробленности пород, выраженным на поверхности линеаментами – это Монаковская линеаментная зона субмеридионального простирания, а также секущие ее линеаменты северо-восточного простирания.

Неотектонический этап на рассматриваемой территории начался с заложения палеодолины и накоплению в ней позднеплиоцен-раннеплейстоценовых отложений.

По деформациям поверхностей (уровней) и на основании базы данных буровых скважин выделены Монаковское, Филинское и Клинское поднятия и Монаковско-Кутринский прогиб. В исследуемый район входят также небольшие фрагменты (участки) склонов Клинского и Филинского поднятий. Филинское и Клинское поднятия по большей части находятся за пределами исследуемой территории. Все они рассматриваются как локальные структурные формы изгибного типа, входящие в региональное Павловское поднятие широтного простирания.

Большая часть линеаментов отражают трещиноватость и зоны дробления, образованные в коренных и четвертичных отложениях. Наиболее крупными транзитными зонами линеаментов являются Монаковская и Кутринская. Обе они проявляют признаки современного растяжения, подтверждаемые активным развитием в их пределах оползневых процессов.

Оценка структурно-геодинамического фактора произведена на основании морфологии новейших структур и анализа линеаментов, поскольку они отражают геодинамические условия своего формирования (см. гл. 4). В Нижнеокском регионе выделяется три геодинамических области: 1) Восточная, 2) Западная и 3) Центральная, которые отличаются друг от друга морфологией новейших структурных форм и рисунком линеаментов, а, следовательно, различными геодинамическими условиями их формирования.

1) Крупные субширотные пологие поднятия и прогибы Восточной области формируются в условиях давления, исходящего как с юга со стороны Токмовского свода в связи с его ростом, так и, возможно, с севера со стороны Смоленско-Ветлужского вала. 2) В Западной (Окско-Цнинской) области преобладают субмеридиональные поднятия и прогибы, формирующиеся в условиях напряжений растяжения. Геодинамическим выражением этих процессов является Окско-Донской неотектонически активный прогиб (зона). 3) Сопряжение субширотных и субмеридиональных структур происходит в пределах Окско-Муромского (Мокшинского) прогиба. Последний представляет собой геодинамически активную зону (Нижнеокская геодинамически активная зона). Для нее характерно левосдвиговое поле напряжения, определяющее характер развития структур, как в пределах про-

гиба, так и структур Павловского поднятия. Подобные зоны обычно представляют собой зоны взаимодействия структур, формирующихся под действием различных источников сил, и сами являются зонами повышенной напряженности и разрядки геологической среды.

Линеаментная сеть Восточного, Западного и Центрального характеризуется своеобразным рисунком также не похожим друг на друга. Она подтверждает вышеописанные современные геодинамические условия формирования изгибных структур. Протяженная Окская линеаментная, расположенная на границе по разному простирающихся неотектонических структур (широтных и субмеридиональных) и линеаментов, является активной. В исследуемом районе поле напряжений имеет разное происхождение. Напряжения растяжения формируются в связи с Окско-Донским неотектонически активным прогибом. Напряжение сжатия – в связи с ростом Токмовского новейшего поднятия и встречным направлением сжатия, наведенным со стороны Смоленско-Дмитровско-Ветлужского вала. Разнородные поля напряжений в отличие от Островецкого района, характеризуются согласованностью развития. Не исключено, что эта согласованность приводит к их складированию и усилению тектонических движений в районе, что приводит к интенсивному развитию суффозионно-карстовых процессов.

Таким образом, градиенты деформаций, вычисленные по древним отложениям и подновляемые новейшими движениями, составляют: по поверхности кристаллического фундамента 0.002, по каменноугольным отложениям 0.001-0.007, по пермским отложениям 0.01-0.008. Градиенты деформаций по поверхности фундамента не превышают допустимые. По каменноугольным и пермским отложениям превышают допустимые. Их повышенные значения могут быть обусловлены в связи с наследованием новейшими структурами более древних герцинских и докембрийских. Наследование выражается по разному – в виде полной переработки структур чехла и в виде частичной. Окско-Мокшинский неотектонический прогиб полностью согласуются с Меленковским докембрийским и Баландинским пермским прогибами (полная переработка). Павловское неотектоническое поднятие отчасти согласуется с Рыльковским пермским поднятием, т.к. их осевые ли-

нии не согласуются друг с другом по простиранию. Следовательно, Рыльковское поднятие переработано неотектоническими движениями частично, но этого оказалось достаточным, чтобы градиент уклона (деформации) Рыльковской структуры превысил нормативные. Большая часть докембрийских и герцинских структур исследуемого района имеют уклоны в рамках нормативных значений.

Нижнеокская геодинамически активная зона несейсмична. Согласно каталогу землетрясений за 2007-2012 гг., магнитуда землетрясений в исследуемом районе не превышает 5.5.

Поле напряжений, установленное на основании морфологии неотектонических структур и сети линеаментов отвечает субмеридиональному сжатию и субширотному растяжению. Широтная составляющая напряжений растяжений усиливается влиянием окско-донских напряжений растяжения. С этой точки зрения Монаковский район находится под преимущественным влиянием субширотных напряжений растяжений. С ним связывается формирование субмеридиональных локальных структур и линеаментов. Неотектонические напряжения растяжения способствуют раскрытию древних трещин и появлению новых.

Скорости, полученные на основании исследования цикловых врезов за четвертичное и голоценовое (современное) время не превышают предельно допустимые значения (см. табл. 5.1). Современные скорости, полученные на основании геодезических измерений, также отвечают нормативным.

Таким образом, Монаковский район не совсем благоприятен с точки зрения повышенных градиентов деформаций, развитых по отложениям чехла. Отчасти они вызваны согласованным развитием неотектонических структур и древних герцинских. По поверхности кристаллического фундамента они не превышают допустимые и составляют 0.002, но по каменноугольным и пермским отложениям их величины превышают допустимые и составляют от 0.008 до 0.01. Скорости деформаций за четвертичное и современное время, включая измеренные геодезическими методами, отвечают допустимым значениям. Они соответственно составляют: 0.016 мм/год, 2.0-2.2 мм/год, минус 4.0 плюс 2.0. В условиях преимущественных напряжений растяжения развитие получили суффозионно-карстовые

процессы. В этой связи структурно-геодинамические условия в исследуемом районе не совсем благоприятны с точки зрения развития деформаций растяжения, вплоть до образования зон повышенной трещиноватости, и активизации негативных суффозионно-карстовых процессов.

Структурно-геодинамическая устойчивость Курчатовского района характеризуется следующим образом.

Древний (докайнозойский) вещественно-структурный фактор оценивается по величине уклона поверхности кристаллического фундамента и поверхностей осадочного чехла. По величине уклона поверхность фундамента отчетливо разделяется на две части: южную и северную. Северная часть более пологая, чем южная. Склон южной части относительно круто погружается от Щигровского выступа в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Такой наклон поверхность приобрела к началу карбона, когда исследуемый район был охвачен прогибаниями в связи с погружением Днепровско-Донецкой синеклизы. Абсолютные отметки кровли фундамента изменяются здесь от минус 25 м в районе долины р. Сейм и до минус 200 м в самой южной части исследуемого района. Уклон поверхности составляют 8-10 м/км. Градиент деформации – 0.008-0.01 (см. табл. 5.1).

Северный склон полого погружается в противоположную сторону, в направлении Московской синеклизы (в сторону г. Ельц). Уклон поверхности фундамента составляет от 2,5 до 5 м/км. Градиент деформации поверхности 0.002-0.005. Рельеф фундамента характеризуется изометричными и овальными выступами, притянутых к зоне Железногорского раннепротерозойского разлома. В пределах выступов абсолютные отметки кровли фундамента достигают 40, 80 и 100 м. Железногорская древний разлом не проявлен в отложениях альпийского структурного этажа, что указывает на отсутствие его активности в раннеальпийскую эпоху тектогенеза и в более поздний новейший этап.

Максимальные абсолютные отметки наиболее приподнятой части Щигровского свода в пределах Курчатовского района достигают 108 м, а минимальные – минус 220 м. Таким образом, перепад высот поверхности фундамента составляет

330 м на расстоянии 60 км. Средний градиент деформации в исследуемом районе составляет 0.005 м/км.

Отложения чехла отвечают двум структурным этажам: герцинскому и альпийскому. Отложения байкальского и каледонского структурных этажей отсутствуют.

Герцинский структурный этаж характеризуется уклонами, установленными по поверхностям девонских и каменноугольных отложений. Девонские отложения трансгрессивно залегают на породах докембрия, выполняя эрозионные понижения в рельефе кристаллического фундамента. Уклон отложений девона в северо-восточном направлении не превышает 2,5 м/км (0.002). К началу карбона рассматриваемый район был охвачен прогибаниями, в результате в южной части района поверхность фундамента приобрела наклон на юго-запад. В результате максимальный уклон (наклон) слоев карбона достигает 9,3 м/км (0.009). Повышенный градиент деформаций не благоприятен с точки зрения превышения нормативно заданных значений. Но он не связан с локальными дислокациями, а с общей тенденцией увеличения падения слоев на юг.

Альпийский структурный этаж характеризуется следующим образом. Согласно изогипсам подошвы морских келловейских отложений, их структура моноклиально падает с 110 м до минус 160 м и глубже. Средний уклон составляет около 1 м/км (градиент 0.001). Наблюдаются участки, где моноклиальное залегание этих отложений нарушается с образованием пологих структурных заливов и структурных носов. Абсолютные высоты подошвы аптских отложений колеблются от 69,4 (скв. 20у) и ниже на юге до 134 на севере (скв. 2). Превышение – 64.6 м на расстоянии 60 км. Градиент деформации подошвы составляет 0.001. Подошва турона снижается с отметок 160 м на северо-востоке до 20 м на юго-западе. В северо-восточной части территории падение пластов пологое с градиентами 1,5-2,0 м/км (0.0015-0.002), в юго-западной части их падение увеличивается до 3-5 м/км (0.003-0.005). Абсолютные отметки подошвы отложений сантона колеблются от 85 м на юге до 20 м на севере. Превышение составляет 65 м на расстоянии 60 км (0.001). Абсолютные отметки подошвы каневско-бучакских отложений от 205 м

(скв. 1130) на юге и до 236 м (скв. 666) на севере исследуемой территории. Превышение составляет 31 м/60 км (0.0005). Абсолютные отметки подошвы киевских отложений изменяются от 167 м (скв. 11219) до 236 м (скв. 10). Превышение 69 м/60 км (0.001). Абсолютные отметки подошвы харьковской свиты колеблются от 206 до 235 м. Превышение составляет 26 м/60 км (0.0004).

Новейший этап альпийского тектогенеза ознаменовался формированием полтавских отложений (P_3-N_1pl) (берекская). На фоне общего повышения подошвы полтавской свиты с юга на север с 220 м абс. высоты до 250 м наблюдаются плавные ее снижения к долинам Реута и Сейма почти до 200 м абс. высоты. Превышение (уклон) по подошве отложений составляет 50 м/60 км (0.0008). Шапкинская свита ($N_1\check{s}p$) распространена ограничено, лишь отдельными пятнами. Абсолютная высота подошвы свиты изменяется от 227 м на юге до 249 м на севере. Превышение составляет 22 м/60 км (0.0003).

Таким образом, уклон слоев уменьшается от более древних к более молодым. Погружение подошвы каменноугольных отложений составляет в среднем 9,3 м/км, меловых (туронский ярус) – 3-5 м/км, палеогеновых отложений составляет 0,5-1 м/км. На фоне моноклиального падения отложений юры и мела устанавливаются пологие синклинали и антиклинали, флексуры и структурные ступени, градиенты которых не превышают 0.001.

Структурно-геоморфологический (неотектонического) фактор оценивается на основании характеристик форм рельефа и его отложений. По морфологии рельеф представляет собой пологоволнистые равнины, слабонаклонные к долинам р. Сейм и его основных притоков, расчлененные густой сетью балок и оврагов. На севере в правобережье Сейма основной водораздел между реками Прутищи и Курицы (Курское поднятие) наивысшие абс. отметки составляют более 260 м. На юге в левобережье Сейма водораздельная возвышенность (Сеймско-Пселское поднятие) наивысшие абсолютные отметки отвечают 250 реже 260 м. В целом амплитуда рельефа составляет 100-120 м (при урезе р. Сейм 148-144 м), наибольшая глубина расчленения отвечает 70-80 м.

Новейший комплекс отложений начинается с полтавской (берекской) свиты и продолжается полтавской и шапкинской свитой, плиоцен-четвертичными отложениями и пятью речными террасами. Их гипсометрическое положение и мощность отражают направленность неотектонических движений.

На фоне общего повышения подошвы полтавской свиты с юга на север с 220 м абс. высоты до 250 м наблюдаются плавные ее снижения к долинам Реута и Сейма почти до 200 м абс. высоты. Ее мощность, по данным бурения, колеблется от первых метров до 13-14 м на Реутском поднятии, а наибольшая мощность свиты достигает 35 м. Абс. высота подошвы шапкинской свиты изменяется от 227 м (215 м) на юге до 249 м на севере. Мощность ее не постоянна – 1-6 м. Градиент деформаций этих отложений составляет 0.0003-0.0008.

Плиоцен-четвертичные отложения имеют два, реже три уровня с абсолютными высотами от 230 до 215 и 200 м. К долине Реута подошва отложений снижается с 185 до 160 м абс. высоты. На левом берегу Сейма она снижена до 150-148 м. Общая мощность отложений местами превышает 40 м.

Из всего комплекса четвертичных отложений, развитых на территории исследованного района, особенное значение имеют аллювиальные отложения рек Сейм и Реут, т.к. их состав и мощность являются показателями четвертичных тектонических движений. Особенно важен в этом отношении, аллювий, слагающий пойму и низкие террасы, т.к. в его строении отражаются самые молодые – позднеплейстоценовые и современные тектонические движения.

Пятая терраса выделяется в интервале абс. высот 200-210 м. Высота четвертой террасы составляет 40-45 м. Общая мощность ее аллювия достигает 20-22 м. Третья терраса имеет высоту 30-35 м. Мощность аллювия увеличивается с востока на запад с 10-12 м до 20-23 м. В этом же направлении понижается высота залегания подошвы аллювия с абс. отметок 156,5-161,5 м до 131 м. Вторая терраса состоит из двух уступов высотой от 9-12 до 18 м (13-14 и 20-21 м). Мощность аллювия колеблется от 10-17 м на низкой террасе до 24-26 м на высокой. Первая терраса выделяется в интервале высот от 6-9 до 10-12 м. Мощность аллювия увеличивается вниз по течению Сейма от 5-14 до 18-27 м.

На основании разрезов скважин выделяются участки с аномальной мощностью пойменного аллювия, достигающей 18-20 м (при обычной для рек типа Сейма не более 10-12 м). Высота поймы от 1-2 до 5-6 м. С востока на запад вниз по течению снижаются абсолютные отметки подошвы пойменного аллювия: на востоке они составляют 137-138 м, в районе г. Льгова – 128 м. В этом же направлении возрастает общая мощность аллювия с 10-12 м до 20 м.

По генезису выделяются эрозионно-денудационные; эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности.

Особенностью исследованного района является малая величина эрозионно-денудационных врезов, определяемая в 15-20 м, а иногда и меньше, что объясняется общей незначительной амплитудой новейших тектонических поднятий. По этой причине по этим поверхностям, отвечающим новейшему этапу развития, не были рассчитаны градиенты деформаций и скорости движений – слишком они незначительны и неточны.

Наиболее высокой и древней в пределах исследованного района является среднемиоценовая поверхность (N_1^2), с абсолютными отметками около 260 м. Позднемиоценовая поверхность выравнивания (N_1^3) с абсолютными отметками от 240 до 255 м. Эта поверхность вложена в верхнюю поверхность на глубину до 20 м (см. рис. 3.32). Отмечается наклон ее к долине р. Сейм и снижение абсолютных высот с 250 и более до 240 м. Ее поверхность выровнена, но местами волнистая из-за многочисленных понижений - седловин, хорошо выраженных на профилях и на местности, образованных верховьями растущих навстречу друг другу оврагов

Следующая поверхность – плиоценовая (N_2) развита на абсолютной высоте около 225-230 м. По генезису она является эрозионно-денудационной и эрозионно-аккумулятивной. В предшествующую поверхность она врезана на глубину до 30 м. Эоплейстоценовая поверхность не всегда выделяется в рельефе из-за лессового покрова. Ее абсолютные отметки 215-220 м.

Эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности речных и балочных террас с относительными превышениями (показаны цифрами) и их склоны характеризуются следующими высотами.

Наиболее древняя поверхность - раннеплейстоценовая (Q_1) – выделяется в интервале высот 200-210 м. На склонах Сейма и Реута это V терраса. Поверхности среднеплейстоценовые в виде IV и III террас (соответственно $a_4\Pi^{1-2}$ и $a_3\Pi^{3-4}$) широко развиты в долинах основных рек исследованного района. Абсолютная высота IV террасы находится в интервале высот от 190 до 200 м, а наибольшее относительное превышение над руслами рек составляет 45-46 м. Абсолютные отметки поверхности III террасы около 180 м, а относительные превышения 30-38 м. II терраса имеет относительную высоту над поймой р. Сейм колеблется в пределах 12-13 – 18-21 м. В связи с этим в ней на некоторых участках, в частности, между устьями Рогозны и Бол. Курицы, выделяются две генерации или две поверхности – низкая и высокая ($a_2^1\Pi^{1-2}$ и $a_2^2\Pi^{3-4}$). I терраса имеет высоту от 10-12, реже 15 м на востоке района до 6-9 м в западной части. Пойма (IV). развита по всем крупным речным долинам и их притокам (Пойма Сейма в основном аккумулятивная). Обычно выделяются низкая пойма (0,5-1, 5 м) и высокая - 2-4, местами до 5-6 м.

Глубина вреза разных эрозионно-аккумулятивных циклов имеет следующие значения: первая половина среднего плейстоцена – 30 м, вторая половина среднего плейстоцена – 35 м, первая половина позднего плейстоцена – 30 м, вторая половина позднего плейстоцена 25 м, голоцена 20-23 м. В последнем случае использовалась мощность аллювия поймы, равная 12-13 м, и превышение I террасы над поймой, равное 6-7 м.

Исходя из глубин врезов, определены приблизительные скорости врезания за каждый четвертичный эрозионно-аккумулятивный цикл. Они соответственно равны в мм/год: за первую половину среднего плейстоцена 0,2, за вторую половину 0,3, за первую половину позднего плейстоцена 0,4, за вторую половину 0,5, за голоцен 2,2. Скорость врезания последовательно увеличивается от начала среднего плейстоцена к голоцену почти в десять раз: от 0,2 мм/год до 2,2 мм/год, что свидетельствует об активизации тектонических движений.

Поэтапные амплитуды врезаний, поднятий и скорости поднятий следующие. Общая амплитуда поднятия составляет 250-260 м. Следовательно, средняя

скорость поднятия с начала его формирования в среднем миоцене, – приблизительно, за 7-8 миллионов лет (принятая приблизительно продолжительность среднего и позднего миоцена), составляет около 0,04 мм/год. Река Сейм находится на абс. отм. 140-141 м. Величина вреза (амплитуда рельефа) составляет 110-119 (120) м.

На основании вышеприведенных значений глубин врезов, получены следующие значения амплитуд поднятий за указанные отрезки четвертичного периода (по методу С.А.Несмеянова): за первую половину среднего плейстоцена она равна 43 м, за вторую половину среднего плейстоцена – 49 м, за поздний плейстоцен – ранний 42 м, за поздний – 35 м, за голоцен – порядка 28-32 м. На основании этих значений амплитуд поднятий определена приблизительно скорость поднятия за каждый указанный отрезок времени. За средний плейстоцен она равна соответственно 0,2 и 0,4 мм/год, за поздний плейстоцен – соответственно 0,6 и 0,8 мм/год, а за голоцен она – около 3,0 мм/год.

Установлено, что на протяжении четвертичного периода постепенно увеличивались скорости вертикальных движений. Согласно картам современных движений [Карта современных..., 1973, 1986], для отдельных областей Восточно-Европейской равнины характерны большие значения современных движений, превышающие 3-4 мм/год. По данным геодезических измерений «за период с 1998 по 2002 г скорость вертикальных движений реперов на проектируемой площадке Курской АЭС-2 составила от минус 1,1 до +0,8 мм/год». Железнодорожный разлом, пересекающий территорию в северо-западном направлении, в амплитудах и скоростях движений не выражается.

Новейшие структуры Курчатовского района Курской АЭС-2 представлены поднятиями и сопряженными с ними прогибами. Район исследований расположен в пределах двух главных поднятий: Коньшевско-Курского и Сеймско-Пселского, которые сопряжены с Сеймским прогибом (см. рис. 3.38). На фоне линейных структур формируются два крупных радиально-концентрических поднятия: Поньринское и Обоянское.

Неотектонические структуры – пологие и изгибные. Они выделены на основании деформации подошвы опорной полтавской (берекской) свиты. Большая часть структур имеет асимметричное строение. В поднятиях южные склоны круче северных. В структуре фундамента ему соответствует понижение, характеризующееся как пологий синклиналью или пониженной ступенью в подошвах туронского и сантонского ярусов верхнего мела. В Сеймском прогибе выделены локальные относительные прогибания и повышенной аккумуляции современного аллювия. В этой связи Сеймский прогиб рассматривается как зона четковидных прогибов. С прогибами связывается появление большого числа западин просадочного происхождения. Они концентрируются в основном Сеймском и Прутищенском прогибах.

Структурно-геодинамического фактор оценивается на основании неотектонических структур и линеаментов. Центральной структурой в Монаковском районе является Сеймский субширотный прогиб. Он расположен между Конышевско-Курским и Сеймско-Пселским поднятиями. Северное крыло Сеймского прогиба сопряжено с Курским поднятием, которое принадлежит Поныринскому радиально-концентрическому поднятию (куполу). С точки зрения тензора полей напряжений северное крыло Сеймского прогиба формируется под влиянием субвертикальных напряжений сжатия, вызванным ростом радиально концентрического купола.

Южное крыло Сеймского прогиба сопряжено с Реутско-Сеймским и Реутско-Пселским поднятиями, которые формируется под влиянием напряжений сжатия разной природы. Они одновременно наведены с юго-запада со стороны Черноморско-Каспийской глубинной геодинамической системы и со стороны относительно удаленного Обоянского радиально-концентрического поднятия. Подобная геодинамическая ситуация является определяющей для формирования правосдвиговых напряжений сжатия вдоль Сеймского прогиба. В этой связи он рассматривается как геодинамически активная зона.

Структуры южной части Курчатовского района: Реутско-Сеймское и Реутско-Пселское поднятия – одновременно находятся под влиянием тектоно-

гравитационных напряжений, вызванных смещением осадочного чехла на юг в сторону Днепровско-Донецкого авлакогена. В результате, Сеймский прогиб, разделяющий южные и северные поднятия, развивается в обстановке правосдвиговых напряжений сжатия и в условиях дополнительного растяжения, вызванного тектоно-гравитационным эффектом. В этой связи этот прогиб рассматривается как Сеймская геодинамически активная зона, формирующаяся под влиянием различных по происхождению напряжений и деформаций.

Анализ линеаментов показал, что в Курчатовском районе отчетливо выделяются две области – северная и южная – различающиеся по рисунку и характеру распределения линеаментов, разделенные Сеймской геодинамически активной зоной. Большая часть линеаментов и трещиноватость, измеренная в меловых и четвертичных отложениях, отвечают планетарной трещиноватости, характерной для современной эпохи. Железнодорожный разлом, выделенный геологами-предшественниками по геофизическим данным, в пределах района исследования в системах линеаментов не выражен.

Таким образом, градиенты деформаций, вычисленные по древним поверхностям осадочного чехла, характеризуются в основном допустимыми величинами. При этом градиенты деформаций от поверхности докембрийского кристаллического фундамента к новейшему комплексу, представленному эрозионно-денудационными поверхностями, уменьшаются. По поверхности фундамента они составляют 0.005-0.01, по подошве полтавской свиты – 0.0003.

Относительно резкое увеличение градиента деформаций по поверхности фундамента связываются с увеличением его уклона в связи с Днепровско-Донецким авлакогеном. Ось перегиба приходится на южную границу широкой полосы меандрирования Сейма. Этот перегиб не наследуется более поздними движениями: мезозойские отложения в его пределах залегают практически моноклинально. Древний Железнодорожный разлом не проявлен повышенными градиентами деформаций. Он является древней отмершей неоднородностью. Градиент деформаций несколько снижается в девонских отложениях, распространенных на севере Курчатовского района, затем он увеличивается до 0.009 в каменноуголь-

ных отложениях этой части района. В альпийском структурном этаже он снова уменьшается на порядок до 0.0004, но в локальных структурах, развитых в мезозойских отложениях, он возрастает до 0.005. В полтавских отложениях новейшего комплекса он уменьшается до 0.0003-0.0008.

Сеймская геодинамическая активная зона несейсмична. В связи с эффектом тектоно-гравитационного растяжения в ее пределах развиваются просадки в основном приуроченные к пойме р. Сейм. Их развитие отмечается в долине р. Прутище в связи с ее наследованием неотектонического прогиба.

Происхождение полей напряжений связывается с удаленным Черноморско-Каспийским источником и внутриплатформенным, связанным с ростом структур центрального типа. Под влиянием первого формируются линейные структуры в южной части исследуемого района, под влиянием второго происходит рост радиально-концентрических куполов. Эффект тектоно-гравитационного растяжения устанавливается для южной части исследуемого района, где линейные поднятия и прогибы приобретают южную асимметрию. Не исключено, что отрицательные величины современных скоростей, измеренные инструментально, вызваны этой причиной [Результаты..., 2012а]. Скорости за четвертичное и голоценовое время, включая современные, измеренные геодезическими методами, не превышают нормативно установленные.

Таким образом, в Курчатовском районе градиенты деформаций, установленные по поверхности фундамента и поверхностям чехла благоприятны, несмотря на повышенный уклон кристаллического фундамента и поверхности каменноугольных отложений относительно нормативно установленных. По фундаменту он составляет от 0.005 до 0.01, по поверхности каменноугольных отложений – 0.009. Повышенные значения связываются с общей тенденцией увеличения падения этих поверхностей на юг в сторону Днепровско-Донецкого авлакогена, и не связываются с локальными дислокациями, т.е. этот уклон остаточный, отмерший. Суммарный градиент деформаций за новейший этап, установленный по полтавской свите позднепалеоген-раннемиоценового возраста, является крайне низким 0.0003-0.0008. Скорости движений за четвертичный и голоценовый этапы, вклю-

чая современные геодезические, также не превышают допустимые. Они отвечают соответственно: 0.04 мм/год, 3.0 мм/год, минус 1.1 до плюс 0.8 мм/год. Геодинамически активная зона, к которой приурочена р. Сейм несейсмична.

5.2. Концепция структурно-геодинамической устойчивости

Интенсификация инженерно-хозяйственной деятельности обуславливает прогрессирующее сокращение сроков инженерных изысканий. В этих условиях все труднее проводить качественные структурно-геодинамические исследования. Выход видится в унификации и ужесточении перечня необходимых и обязательных исследований, направленных на оценку устойчивости особо опасных и технически сложных объектов. В этой связи в рамках данного исследования разработана концепция геодинамической устойчивости инженерных объектов, сформулированная следующим образом: *вещественно-структурные, неотектонические (структурно-геоморфологические) и геодинамические условия определяют устойчивость территорий особо опасных и технически сложных объектов. Эти условия качественно и количественно оцениваются на основе признания геодинамических систем разного типа.* Цель концепции – обоснование геодинамической безопасности территорий размещения АЭС результатами вещественно-структурных, структурно-геоморфологических (неотектонических) и структурно-геодинамических исследований вкуче. В основу концепции положены три принципа с перечислением видов работ, обеспечивающих устойчивое и безопасное нахождение инженерного объекта в течение всего срока его жизни.

Структурно-геодинамическая концепция включает в себя изучение трех факторов: 1) вещественно-структурного, 2) неотектонического (структурно-геоморфологического) и 3) структурно-геодинамического. Концепция основывается на признании геодинамических систем древних платформ Евразии и нацелена на получение трехмерной картины геологического строения исследуемых территорий. Опыт такого рода исследований приобретен на объектах Росатома. Цель концепции – обоснование геодинамической безопасности территорий размещения

АЭС результатами вещественно-структурных, структурно-геоморфологических (неотектонических) и структурно-геодинамических исследований.

В основу структурно-геодинамической концепции положены три принципа, отвечающих в целом трем защищаемым положениям.

1) Докайнозойские (древние) дислокации способны концентрировать современные напряжения и деформации в зависимости от их близости к источнику тектонических сил и позиции (ориентации) этих дислокаций. Древние дислокации и связанные с ними вторичные неотектонические дислокации относятся к категории принципиально важных, активных вещественно-структурных неоднородностей, требующих учета и контроля, поскольку определяют устойчивость территорий размещения инженерных объектов, т.е. являются негативными (опасными) для них.

Вещественно-структурные исследования направлены на анализ закономерностей строения разновозрастных пород, слагающих структурные этажи, на основе априорной информации, а также специальных полевых исследований с целью изучения залегания пород, трещиноватости и разрывов. Специально исследуются опорные горизонты осадочного чехла для выявления, дислокаций различного типа, градиентов деформаций (уклонов) и выявления пространственно-временных закономерностей их изменения вверх по разрезу с учетом структурной рассогласованности первичного и вторичного характеров.

Особое значение приобретает оценка степени согласованности неотектонических структур с древними докайнозойскими с учетом фактора близости/удаленности этих структур от источников неотектонических сил (центров современной геодинамической активности) и позиции их относительно этих сил. На этой основе выявляются принципиальные латеральные и вертикальные активизированные вещественно-структурные неоднородности: разломы, поднятия и впадины и проч., которые требуют учета и контроля в связи с их опасностью для территорий размещения особо опасных и технически сложных объектов.

2) Опорные геоморфологические поверхности, отвечающие циклическому характеру строения, подвергаются главным образом изгибным деформациям,

которые качественно и количественно оцениваются с учетом прерывистости их развития во времени. На основе поствидийных (поэтапных) амплитуд, скоростей, градиентов деформаций и их тенденции развития определяется геодинамическая устойчивость территорий размещения особо ответственных и технически сложных объектов.

В рамках структурно-геоморфологических исследований характеризуется рельеф, новейшие отложения и экзогенные процессы, устанавливаются различные по генезису и возрасту геоморфологические ступени, и строятся геолого-геоморфологические профили и разрезы для определения стадийности развития деформаций, их морфологии (очертаний, размеров, ориентировки и знака движений) и возраста. На основании циклического строения ступеней устанавливаются амплитуды, скорости и градиенты деформаций, выявляется эволюция рельефа и негативных экзогенных процессов.

3) Геодинамические условия формирования структур оцениваются на основе структурно-геодинамического метода и с учетом вещественно-структурных и структурно-геоморфологических условий. Разнотипные силы и процессы (напряжения) создают условия для формирования специфических геодинамически активных зон, как опасных относительно эндогенных и экзогенных процессов.

В рамках структурно-геодинамических исследований устанавливается современное поле напряжений, его возраст и происхождение, проводится структурно-геодинамическое районирование, определяется степень согласованности неотектонических структур с докайнозойскими структурами с целью установления степени переработки новейшими деформации более древних, выявление геодинамически активных зон, исследования линеаментов и трещиноватости.

Этот комплекс работ обеспечивают решение ключевых задач устойчивости и безопасности территорий, включая основания особо опасных и технически сложных объектов.

ВЫВОДЫ

Курчатовский, Островецкий и Монаковский районы характеризуются различной структурно-геодинамической устойчивостью.

Наиболее устойчив по структурно-геодинамическим условиям Курчатовский район, находящийся в несейсмичной части Воронежского сводового поднятия. Сейсмическая геодинамическая зона не является опасной с точки зрения развития в ней интенсивных эндогенных и экзогенных процессов. Градиенты деформаций древних отложений, несмотря на то, что они отчасти увеличены, отражают общую тенденцию падения слоев чехла на юг и не являются локальными дислокациями и поэтому опасными. Добавим к этому отсутствие в целом согласованности новейших поднятий и прогибов с древними. Это благоприятный фактор с той точки зрения, что градиенты древних деформаций не будут увеличиваться с течением времени в связи с согласованностью структур по направленности движений (по форме и ориентации). Скорости за голоценовое время являются нормативными. Современное напряженное состояние отвечает условиям преимущественного сжатия. Интенсивные экзогенные процессы отсутствуют. Просадочные формы приурочены к прогибам и имеют локальное распространение.

Относительно устойчив по структурно-геодинамическим условиям Островецкий район. Причина – существование негативного сейсмического фактора. В районе расположена Ошмянская геодинамически активная зона (зона ВОЗ), и хотя она не является опасной с точки зрения превышения нормативно заданных значений, сотрясаемость грунтов в условиях мощной толщи четвертичных нелитифицированных и сильно обводненных флювиогляциальных грунтов (100-190 м), может понизить их прочность. Дополнительно к этому в районе устанавливается преимущественное поле напряжений растяжений, под влиянием которого может формироваться открытая трещиноватость. По коренным породам установлены повышенные градиенты деформаций с максимальным значением 0.01, не являющиеся опасными. Опасные экзогенные процессы в районе отсутствуют.

Менее устойчив из всех Монаковский район в связи с расположением его рядом с Окско-Донской неотектонически активной зоной – источником неотектонических напряжений растяжения. Окско-Мокшинский неотектонический прогиб, являющийся частью активной зоны, согласуется с Баландинской пермской депрессией и Меленковским докембрийским прогибом. С этой точки зрения древние

прогибы являются активизированными и полностью переработанными новейшими движениями. Это приводит к резкому увеличению градиента деформаций по древним верхнекаменноугольным щелковским отложениям с 0.001 до 0.008 (0.01) и по пермским отложениям с 0.008 до 0.01. Но одновременно они оказываются сниженными по поверхности кристаллического фундамента и составляют 0.002. Отличие в величинах деформаций может быть связано с первичной структурной неоднородностью строения чехла. В условиях развития напряжений растяжений активизировались суффозионно-карстовые процессы на первой террасе и в пойме р. Монаковский. На высоких эрозионно-денудационных раннеплейстоценовых педиментах (уровнях) они отсутствуют. Нижнеокская геодинамически активная зона, образованная на границе субширотных и субмеридиональных неотектонических структур, несейсмична, но она определяет активность отрицательного экзогенного фактора.

Общим для всех трех исследованных районов является увеличение постадийных скоростей поднятий в течение четвертичного времени. Увеличение скорости можно связать с расположением исследуемых районов в пределах устойчиво развивающихся сводовых поднятий, где деформации за новейший этап могут складываться по причине существования суперпозиции разнородных и разнотипных напряжений и деформаций.

Таким образом, обосновывается четвертое защищаемое положение: **установлены вещественно-структурные, неотектонические (структурно-геоморфологические) и геодинамические условия, определяющие устойчивость территорий особо опасных и технически сложных объектов. На основе оценок этих условий впервые разработана концепция геодинамической устойчивости. Ее методологической основой являются новейшие геодинамические системы разного типа.**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С целью выявления пространственно-временных закономерностей формирования неотектонических структур и оценки их геодинамической устойчивости исследовались вещественно-структурные, структурно-геоморфологические (неотектонические) и геодинамические условия Восточно-Европейской платформы. Получены следующие, принципиально важные в научном и практическом отношении, результаты.

1) Вещественно-структурные условия, исследованные в Островецком, Монаковском и Курчатовском районах, характеризуются более или менее стабильными градиентами деформаций. Поверхность кристаллического фундамента характеризуется градиентом деформаций в основном 0.002-0.005. В отдельных случаях он увеличивается до 0.01. По палеозойским отложениям они составляют от 0.001(0.01) до 0.008, мезозойским отложениям – 0.0004-0.005, новейшим отложениям (полтавская свита) – 0.0003-0.0008. В целом отмечается постепенное уменьшение градиента деформаций от поверхности кристаллического фундамента к альпийскому структурному этажу включительно, что не является закономерным для более короткого отрезка времени – четвертичного.

Оценка структурной рассогласованности разновозрастных и разноглубинных опорных горизонтов, разработанная впервые, показала, что на всех возрастных срезах сохраняется платформенный стиль деформаций, характеризуемый очень малыми пространственными и временными градиентами, сравнительно большими размерами и малой кривизной положительных и отрицательных изгибов.

2) Неотектонические поднятия и прогибы Островецкого, Монаковского и Курчатовского районов характеризуются суммарной скоростью четвертичных деформаций, которая составляет соответственно: 0.06, 0.016, 0.04 мм/год. Скорость деформаций за голоценовое время, крайне важная для определения устойчивости территорий размещения инженерных объектов, в Островецком, Монаковском и Курчатовском районах, составляет соответственно: 0.6, 2.0-2.2, 3.0 мм/год. При этом она максимальна в Курчатовском районе, в котором формируется поле

напряжений преимущественного сжатия. От раннечетвертичного времени по голоцен включительно устанавливается увеличение скорости поднятий.

3) В Островецком районе локальное поле напряжений характеризуется сжатием, исходящим со стороны Карпатской неотектонической области. По древнему Ошмянскому разлому отмечается формирование вторичных деформаций гляцио-изостатической природы. В Монаковском районе выявлено преимущественное развитие напряжений растяжения, которое исходит со стороны Окско-Донской неотектонически активной впадины. Это может быть причиной для активизации негативных суффозионно-карстовых процессов. В Курчатовском районе устанавливаются разные по происхождению напряжения сжатия, которые приводят к формированию радиально-концентрических куполов и линейно вытянутых поднятий и прогибов. В районе отсутствует проявление негативных эндогенных и экзогенных процессов. Просадочные формы, локализуемые в прогибах, распространены ограниченно.

4) Структурно-геодинамическая устойчивость Курчатовского, Островецкого и Монаковского районов оценена на основании нормативно-методической документации.

Наиболее устойчив по структурно-геодинамическим условиям Курчатовский район. Он находится в несейсмогенной части Воронежского сводового поднятия. Градиенты деформаций по древним отложениям, несмотря на то, что они отчасти превышают нормативно заданные, отражают общую тенденцию падения осадочных слоев чехла и поверхности кристаллического фундамента на юг. Скорости за четвертичное и голоценовое время являются нормативными. Современное напряженное состояние отвечает условиям преимущественного сжатия, что, возможно, отражается на увеличении скорости поднятий в голоцене до 3 мм/год.

Относительно устойчив по структурно-геодинамическим условиям Островецкий район. Причина – существование негативного сейсмического фактора. В районе расположена Ошмянская геодинамически активная зона (зона ВОЗ), и хотя она не является опасной с точки зрения превышения нормативно заданных величин, сотрясаемость грунтов в условиях мощной толщи четвертичных нелити-

фицированных и сильно обводненных флювиогляциальных грунтов (100-190 м), может понизить их устойчивость. Добавим к этому, что в районе устанавливается суперпозиция регионального поля напряжений растяжения и локального поля напряжений сжатия, т.е. в районе существует расслоенность по напряжениям и деформациям. Появление интенсивных экзогенных процессов в районе не установлено.

Менее устойчив из всех Монаковский район в связи с расположением его рядом с Окско-Донской неотектонически активной зоной – источником неотектонических сил и процессов. Окско-Мокшинский неотектонический прогиб, являющийся элементом строения этой зоны, согласуется с Баландинской пермской депрессией и Меленковским докембрийским прогибом. С этой точки зрения древние прогибы подвергаются интенсивному воздействию на разных срезах осадочного чехла и кристаллического фундамента. В исследуемом районе в условиях преимущественных напряжений растяжения активизировались суффозионно-карстовые процессы. Нижнеокская геодинамически активная зона, образованная на границе субширотных и субмеридиональных неотектонических структур может определять интенсивность их развития.

Общим для всех трех исследованных районов является увеличение поэтапных скоростей поднятий от раннечетвертичного времени к позднечетвертичному (голоцену). Согласно нормативным документам, они не превышают предельно допустимые значения, что позволяет относить исследуемые районы к более или менее устойчивым. Увеличение скорости деформаций можно связать с расположением исследуемых районов в пределах растущих сводовых поднятий, где деформации за новейший этап могут складываться по причине существования суперпозиции разнородных напряжений и деформаций.

Исследования, проведенные в разных по геологическому строению районах, позволили впервые разработать концепцию геодинамической устойчивости территорий размещения особо опасных и технически сложных объектов, позволяющую рассматривать факторы и условия в их совокупности. Принципы концепции сформулированы в виде защищаемых положений.

Список публикаций автора по теме диссертации:

1. Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карфидова Е.А. Новейшая тектоника и геодинамика юго-западного крыла Воронежской антеклизы // Вестник московского университета. 2015 (в печати).
2. **Макеев В.М.**, Григорьева С.В. Структурно-геодинамические условия области сочленения южной части Сибирских платформ и Алтае-Саянского орогена // Геозкология. 2015 (в печати).
3. **Макеев В.М.**, Макарова Н.В., Леденев В.Н., Дорожко А.Л., Суханова Н.В., Карфидова Е.А., Коробова И.В. Основы концепции геодинамической безопасности экологически опасных сооружений // Геозкология. 2015. № 1 (в печати).
4. Дорожко А.Л., **Макеев В.М.**, Батрак Г.И., Позднякова И.А. Геодинамически активные зоны и линеаменты Москвы и их геозкологическое значение // Геозкология. 2015 г. (в печати).
5. Григорьева С.В., **Макеев В.М.**, Коробова И.В. Крупномасштабное картирование структурно-геодинамических условий города для принятия проектно-планировочных решений / Сергеевские чтения. 2015 (в печати).
6. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Климшин А.Б., **Макеев В.М.** К вопросу о причинах формирования радоновых аномалий в Москве.// Сергеевские чтения. Развитие научных идей академика Е.М. Сергеева на современном этапе. Юбилейная конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева. Вып. 16. М.: РУДН, 2014. С. 443-448.
7. Дорожко А.Л., **Макеев В.М.** Геодинамически активные зоны Москвы и их геозкологическое значение.// Сергеевские чтения. Развитие научных идей академика Е.М. Сергеева на современном этапе. Юбилейная конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева. Вып. 16. М.: РУДН. 2014. С .263-269.
8. Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л., Коробова И.В., Суханова Т.В. Закономерности образования карстово-суффозионных форм в Нижнеокском регионе (правобережье р. Оки).// Современные проблемы инженерной геодинамики: Труды Юбилейной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения

профессора Г.С. Золотарева. Москва, 29-30 сентября 2014 г. /Под ред. Э.В. Калинина, Г.В. Зеркаля. М.: Изд-во МГУ, 2014. С. 64-69.

9. **Макеев В.М.**, Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы: принципы их выявления и классификация. // Мат-лы XIX научно-практ. конференции: активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. Воронеж: Научная книга, 2014. С. 225-229.

10. Коробова И.В., Григорьева С.В., **Макеев В.М.** Структурно-геодинамические условия — один из главных факторов стабильности территории освоения (на примере Москвы).// Сергеевские чтения. Устойчивое развитие: задачи геоэкологии (инженерно-геологические, гидрогеологические и геокриологические аспекты). Вып.15. М.: РУДН, 2013. С. 255-259.

11. Микляев П.С., **Макеев В.М.**, Петрова Т.Б., Беляшов А.В., Плоскин С.М., Захаров А.А. Опыт индикации геодинамически активных зон эманационным методом // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ, 2013. С. 31-33

12. Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Матвеев А.В., Суханова Т.В., Санько А.Ф., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Зерницкая В.П. Четвертичные отложения и структурно-геоморфологическая характеристика Свирско-Ошмянской территории Беларуси // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013. С. 92-94.

13. **Макеев В.М.**, Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карабанов А.К., Комаровский М.Е., Полеводова С.Н. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013. С. 20-22.

14. **Макеев В.М.**, Макарова Н.В., Суханова Т.В., Коробова И.В., Дорожко А.Л. Структурно-геоморфологическая характеристика и четвертичные отложения

Островецкого района (Беларусь) // Сборник статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: “Фундаментальные проблемы кватера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований”. Ростов-на-Дону. Изд во ЮНЦ РАН. 2013. С. 404-406.

15. Микляев П.С., Макаров В.И., Петрова Т.Б., Дорожко А.Л., Маренный М.А., Маренный А.М., **Макеев В.М.** Радоновое поле Москвы // Геоэкология, 2013, №2. С.

16. Макаров В.И., Григорьева С.В., **Макеев В.М.**, Коробова И.В., Крылова В.С. Структурно-геодинамическая карта г. Москвы масштаба 1:25 000 // Малый энциклопедический атлас г. Москвы. М. 2013.

17. Григорьева С.В., **Макеев В.М.**, Коробова И.В., Крылова В.С. Структурно-геодинамические условия Москвы // Разведка и охрана недр. 2013 г. №2. С. 27-35.

18. Микляев П.С., Макаров В.И., Петрова Т.Б., Дорожко А.Л., Маренный М.А., Маренный А.М., **Макеев В.М.** // Радоновое поле Москвы // Геоэкология. 2013. №2. С. 14-23.

19. Dorozhko A. L., **Makeev V. M.**. Large-scale Structural and Geodynamic Mapping of Platform Territories on the Example of Moscow // Journal of Earth Science and Engineering, USA, №3. 2013. P. 527-539.

20. **Макеев В.М.**, Карфидова Е.А., Микляев П.С., Авхимович А.Н., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Метод изучения азимутального несогласия разновозрастных и разноглубинных горизонтов осадочного чехла при геодинамических исследованиях // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Матер. VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ. 2013. С. 18-20.

21. **Макеев В.М.**, Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карабанов А.К., Комаровский М.Е., Полеводова С.Н. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013. С. 20-22.

22. Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Суханова Т.В. Микляев П.С., Дорожко А.Л., Коробова И. В. Новейшая тектоника и геодинамика Нижнеокского региона (Русская плита) // Вестник МГУ. Сер. Геология. 2012, № 4. С. 4-11.
23. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Маренный М.А., Маренный А.М., Дорожко А.Л., **Макеев В.М.** Карта плотности потока радона на территории Москвы // АН-РИ, 2012, №3. С. 15-24.
24. Микляев П.С., Петрова Т.Б., **Макеев В.М.**, Казеев А.И., Петрова О.А. Роль микроструктуры глинистых пород в формировании их эманулирующей способности // Геоэкология, 2012, № 3, С. 263-269.
25. **Макеев В.М.**, Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Микляев П.С., Коробова И.В. Структурно-геодинамический анализ зоны сопряжения Окско-Мокшинского прогиба и приволжского поднятия как основа для изучения инженерно-геологических условий // Сергеевские чтения, вып. 14. М.: РУДН, 2012. С. 119-124.
26. **Макеев В.М.**, Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Микляев П.С., Коробова И.В. Структурно-геодинамические исследования северо-западной части Токмовского свода в связи с задачами инженерно-геологического районирования // Сергеевские чтения. Выпуск 14. М.: ГЕОС, 2012.
27. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Дорожко А.Л., **Макеев В.М.** Принципы оценки потенциальной радоноопасности территорий на предпроектных этапах строительства // Сергеевские чтения. Выпуск 14., 2012, М.: РУДН. С. 350-355.
28. Микляев П.С., Петрова Т.Б., **Макеев В.М.**, Казеев А.И., Петрова О.А. Роль микроструктуры глинистых пород в формировании их эманулирующей способности // Геоэкология, 2012, № 3, С. 263-269.
29. Микляев П.С., Петрова Т.Б., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л. Опыт картирования плотности потока радона с поверхности грунта на территории Москвы // Мат-лы Междунар. Научно-практ. Конференции «Геориск-2012». Т. 1. – М. РУДН, 2012. С. 143-148.
30. Makarova N.V., **Makeev V.M.**, Sukhanova T.V., Miklyaev P.S., Dorozhko A.L., Korobova I.V. The Neotectonics and Geodynamics of the Lower Oka Region

(East European Craton) // Moscow University Geology Bulletin, 2012, Vol. 67, No. 4, pp. 209–217.

31. Makarov V.I., Grigorieva S.V., **Makeev V.M.** Struktural-and-geodynamic researhes in engineering Geology surveys // EngeoPro-2011. 2011. PP.37-38.

32. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Новейшие перипорогенные зоны юга Сибирской платформы: происхождение и условия формирования // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле", посвященная памяти В.Е.Хаина, МГУ. Москва, 1-4 февраля 2011. С. 1209-1215.

33. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Тектоническая структура мегаполиса Москвы // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле", посвященная памяти В.Е.Хаина, МГУ. Москва, 1-4 февраля 2011. С. 1215-1221.

34. **Макеев В.М.**, Пустовалов Н.А. Неотектоника Среднего Урала. // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Мат-лы XLIII тектонич. совещ. М.: Геос, 2010. Том 2. С. 19-23.

35. Микляев П.С., **Макеев В.М.**, Петрова Т.Б., Дорожко А.Л. Радоновое поле в пределах Сетуньско-Измайловской геодинамически активной зоны // Проблемы снижения природных опасностей и рисков. Мат-лы международной. научно-практ. конференции «ГЕОРИСК-2009». С. 241-246.

36. **Макеев В.М.**, Коробова И.В. Средне-Русский авлакоген в условиях современных деформаций // Проблемы снижения природных опасностей и рисков. Мат-лы международной. научно-практ. конференции «ГЕОРИСК-2009». С. 357-362/

37. **Макеев В.М.** Кузнецкая перипорогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия. М.: Геос, 2008. 148 с.

38. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., **Макеев В.М.** Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. №2. С.99-110. С. 99-110.

39. **Макеев В.М.** Неотектоническая зональность района реки Салмыш (Оренбургская область) // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-

временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Мат-лы Международ. конф. Т.1. Казань: Изд-во Казанского го ун-та, 2007. С. 364-368/

40. **Макеев В.М.**, Бабак В.И., Макаров В.И., Григорьева С.В., Дорожко А.Л. О возможном влиянии неотектонических структур и движений на оползневые процессы на склоне Воробьевых гор Москвы // Опасные природные и техноприродные экзогенные процессы: закономерности развития, мониторинг и инженерная защита территорий. Сергеевские чтения. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2007. С. 136-141.

41. Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Л.И.Серебрякова, Суханова Т.В. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 С.

42. **Макеев В.М.**, Рамазанова Т.С. Салмышская новейшая зона структурных несогласий // Молодые - наукам о Земле. Секция: Геология, тектоника и геодинамика регионов России. Москва: РГГУ. 2006. С. 54-55.

43. **Макеев В.М.**, Рамазанова Т.С. Салмышская геодинамически активная зона // Восьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского. Тезисы докладов. Москва. 2006. С. 74-76.

44. Макаров В.И., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л. Новейшие и современные структурно-геодинамические условия территорий Восточно-Европейской платформы в связи с захоронением вредных промышленных отходов // Сергеевские чтения. Вып. 7. М: ГЕОС, 2005. С. 257-261.

45. **Макеев В.М.** Геодинамические типы новейших структур центральной части Русской плиты // Материалы XXXVIII Тектонического совещания: Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 403-406

46. Макаров В.И., Макарова Н.В., **Макеев В.М.** и др. Ранги и типы геодинамически активных зон Восточно-Европейской платформы // Материалы докладов VII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”, посвященные 85-летию МГРИ-МГГРУ. Т. 1 С. 143.

47. **Макеев В.М.** Неотектоническое районирование Восточно-Европейской и Скифской платформ // Материалы совещания (Сыктывкар, 23-26 августа 2005 г.) «Квартер-2005» – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 246-247.
48. Макаров В.И., Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л., Суханова Т.В. Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы, их ранги и типы // Новые идеи в науках о Земле. 2005.
49. Макарова Н.В., Макаров В.И., Дорожко А.Л., **Макеев В.М.**, Суханова Т.В. Приволжская система новейших геодинамически активных зон // Мат-лы 11-й международной конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы литосфере». Сыктывкар: 2005.
50. **Макеев В.М.** Геоморфолого-неотектоническая зональность восточной части Русской плиты // Москва: МГГРУ, 2005.
51. Макаров В.И., Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Суханова Т.В., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Федоренко Е.Н. Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы 37 тектонического совещания. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. С. 308-311.
52. Макаров В.И., Макарова Н.В., **Макеев В.М.**, Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Суханова Т.В., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Федоренко Е.Н. Карта новейшей тектоники и геодинамики Ростовской области: научные результаты и практические следствия. /Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Материалы IV Международной научной конф. Том 1. Новочеркасск: ООО НПО «ТЕМП», 2004. С. 94-103.
53. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Суперпозиция структурных форм в неотектонике платформенных территорий // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы 37 тектонического совещания. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. С. 311-314.

54. Макаров В.И., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л. Методические подходы к оценке новейшей и современной активности платформенных территорий // Сергеевские чтения. Вып.6. М: ГЕОС, 2004. С. 511-515.

55. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Дорожко А.Л. Оценка новейшей активности платформенных территорий по структурно-геодинамическим факторам // Геодинамика в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса. Материалы. IV Международного Рабочего совещания (Санкт-Петербург, сентябрь 2003 г.). Т. II. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 33-39.

56. Makarov V., **Makeev V.**, Makarova N., Dorozhko A., Ramazanova T. Geodynamic active zones - new object of researches in neotectonics of platforms // 32nd IGC, Florence - Italy, August 20-28, Part 2. 2004. P. 934.

57. **Макеев В.М.**, Макарова Н.В., Елкин В.А. Роль неотектонических факторов в развитии карсто-суффозионных процессов в Среднем Поволжье // Карстоведение – XXI век теоретическое и практическое значение: Мат-лы между. симпозиума. Пермь, 2004. С. 109-113.

58. Макаров В.И., **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л. и др. Четвертичная активность Северскодонецкой шовной зоны в условиях структурно-формационной неоднородности и ее возможные следствия // Сергеевские чтения. Вып. 6. М.: ГЕОС. 2004. С. 164-168.

59. Дорожко А.Л., **Макеев В.М.** Неотектонические деформации и радоновая активность территории Москвы // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Мат. Всерос. конф. с междунар. Участием: Т. I. Архангельск. Институт экологич. проблем Севера УрО РАН, 2004. С. 248-252.

60. Дорожко А.Л., **Макеев В.М.** Новейшая структурная зональность и современная геодинамическая активность Московского региона // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. Мат-лы XV молодежной научной конференции, посвящ. памяти К.О.Кратца. С-П., 2004. С. 67-68.

61. **Макеев В.М.**, Макаров В.И. Неотектонические основы геодинамической безопасности // Оценка и управление природными рисками. Материалы Всероссийской конференции «Риск – 2003». Т.1. М.: РУДН, 2003, С. 182-186.

62. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Дорожко А.Л. Оценка новейшей активности платформенных территорий по структурно-геодинамическим факторам // IV Международное рабочее совещание 15-17 сентября 2003: роль геодинамики в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса. С. Петербург: ВНИМИ, 2003, С. 71-72.

63. **Макеев В.М.** Малые и большие структурные формы в неотектонике платформенных территорий. С. 151-153. // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Материалы международной конференции СЦ ИГЭ РАН Москва, 2003, С. 151-153.

64. **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л. Типизация новейшей геодинамической активности платформенных территорий. С. 154-156 // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Материалы международной конференции СЦ ИГЭ РАН. Москва, 2003, С. 154-157.

65. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Дорожко А.Л. Современные геодинамически активные зоны – новый объект для геофизических исследований // Научное наследие академика Г.А. Гамбургцева и современная геофизика. Тез. Докл., М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 48-49.

66. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Дорожко А.Л. Методические подходы к оценке новейшей и современной активности платформенных территорий // Сергеевские чтения. Вып. 6. М.: ГЕОС. 2004. С. 511-515.

67. **Макеев В.М.**, Дорожко А.Л. Новейшая и современная геодинамическая активность платформенных территорий: методы и прогноз // Инженерные изыскания XXI века: Мат-лы научно-произв. конф. ФГУП ПНИИС Госстроя России. Москва, 2003. С. 6-10.

68. **Макеев В.М.**, Родкин М.В. Параметры и температура рельефа и новейшая тектоника Нижнедонского региона. Геодинамические и геологические изменения в окружающей среде северных регионов // Мат-лы Всерос. конф. с между-

народ. участием. Т. II. Архангельск: Инстит. эколог. проблем Севера Уро РАН, 2004. С. 45-49.

69. Дорожко А.Л., **Макеев В.М.** Сравнительный анализ новейших структур Татарстана и Москвы в аспекте геодинамической безопасности // Сергеевские чтения: материалы годичной сессии ИС РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Вып. 4, ГЕОС, 2003. С. 85-89.

70. **Макеев В.М.**, Макаров В.И. Неотектонические основы геодинамической безопасности // Оценка и управление природными рисками: Мат-лы Всерос. конф. "Риск-2003". Т. 1. М.: РУДН, 2003. С. 182-186.

71. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Неотектоника территории Волго-Уральской антеклизы / Строение и история развития платформ Евразии. Науч. чтения памяти профессора М.В.Муратова. М.: МГГРУ, 2002. С. 41-43.

72. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Неотектоника территории Волго-Уральской антеклизы / Третье Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Материалы, т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 157-160.

73. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Бугаевский А.Г. Сравнительный анализ структур Среднего Поволжья и Приморского Загрота // Проблемы геодинамики и минерализации Восточно-Европейской платформы. Мат-лы международ. конф. Воронеж: ВГУ, 2002, С. 171-174.

74. **Макеев В.М.** Структурно-тектонические и инженерно-геологические исследования на площадке АЭС //Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 4. С. 137-143.

75. **Макеев В.М.** Новейшая тектоника территории Среднего Поволжья //Тектоника и геофизика литосферы. Тез. докл. М.:ГЕОС, 2002. С. 322-324.

76. **Макеев В.М.** Новейшие структуры и геологические процессы //Материалы международной конференции: Экология северных территорий России проблемы, прогноз ситуаций, пути развития, решения. Архангельск: ИЭПС, 2002. Т. 2. С. 49-54.

77. **Макеев В.М.** Деформации поперечного изгиба Прикамья и Поволжья // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Мат. 8-й межд. конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 157-159.

78. Макаров В.И., **Макеев В.М.**, Макарова Н.В. Новейшая тектоническая структура Среднего Поволжья и Прикамья и общие вопросы геодинамики юго-востока Русской плиты // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2002. С. 3-5.

79. Макарова Н.В., Корчуганова Н.И., Макаров В.И., Суханова Т.В., **Макеев В.М.** Геодинамически активные зоны платформ (на примере Окско-Донского прогиба). //Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 6-8.

80. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Макарова Н.В. Плиоцен четвертичная тектоника территории Среднего Поволжья. //Матер. междунар. конф. "Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов". Воронеж, ВГУ, 2001.

81. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Геодинамическая безопасность геологической среды платформенных территорий: проблемы и решения. Мат-лы совещ. «Геодинамика и техногенез». Ярославль. 2000. С. 98-99.

82. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Структурно-геодинамические проблемы урбанизированных территорий // Мат-лы совещ. «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века» С-Петербург. 2000. С. 75-78.

83. Иванов А.И., **Макеев В.М.** О математическом аппарате для описания сдвиговых деформаций земной коры // Мат-лы совещ. «Геодинамика и геоэкология» Архангельск. Институт экологических проблем Севера. Уро РАН, 1999. С. 475-476.

84. **Макеев В.М.** Некоторые фундаментальные проблемы изучения структур квартала русской плиты // Мат-лы совещ. «Геодинамика и геоэкология». Ярославль. 1999.

85. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Новейший перекрестный структурный план Кузнецкой периророгенной области и его влияние на горно-геологические условия месторождений в Кузбассе // Геология и разведка. № 3. 1998. С. 10-23.
86. **Макеев В.М.** Происхождение и основные черты строения Кузнецкой периророгенной области // Мат-лы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». М., 1996. С. 89-90.
87. **Макеев В.М.**, Иванов А.И. Кинематическая модель развития Кузнецкой периророгенной области // Мат-лы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». М., 1996. С. 90-91.
88. **Makeev V.M.** Neotectonics of the North-West part of the Altai-Sayan orogen (30th Intern. Geol/ Congress, Beijing, China, 1996.
89. **Makeev V.M.** Principle features of structure and development of the North-West part of the Altai-Sayan orogen in the Quaternary (Pacon '96, Honolulu, Yfwai, 1996.
90. **Макеев В.М.** Прогноз негативных горно-геологических явлений на угольных шахтах компании Южный Кузбасс // Мат-лы совещ. «Проблемы сейсмологии и инженерной геологии». Ташкент. 1995. С. 45-46.
91. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Кузнецкий периророген как зона активного проявления современного орогенеза // Мат. совещ. «Проблемы сейсмологии и инженерной геологии». Ташкент. 1995. С. 44-45.
92. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Современная геодинамика северо-западной части Алтае-Саянского орогена и ее проявление в южной части Кузнецкого прогиба // Мат-лы совещ. по изучению четвертичного периода. М., 1994. с. 153.
93. Макаров В.И., **Макеев В.М.**, Иванов А.И. Резонансно-тектонические структуры Кузнецкой периророгенной области (северо-западная часть Алтае-саянского орогена) // Мат-лы 1-го межд. семинара «Напряжения в литосфере». М., 1994, С. 106-108.
94. Макаров В.И., **Макеев В.М.** Влияние региональных несогласий разновозрастных структурных планов Кузнецкого бассейна на горно-геологические условия разработки месторождений // Мат. совещ. «Гидрогеология, инженерная гео-

логия, геоэкология месторождений полезных ископаемых». Екатеринбург, УГГГА, 1994. С. 46-47.

95. **Макеев В.М.**, Иванов А.И. Сдвиговые деформации земной коры // Мат-лы совещ. «Гидрогеология, инженерная геология, геоэкология месторождений полезных ископаемых». Екатеринбург, УГГГА, 1994. С. 33-34.

96. **Макеев В.М.**, Макаров В.И., Якин Г.В., Макеева Е.А. Влияние новейшей тектоники на условия разработки угольных месторождений Южного Кузбасса // Геоэкология. № 6, 1993. С. 86-93.

97. Ходорович К.К., **Макеев В.М.** Роль детального геологического прогнозирования устойчивости кровли угольных пластов в повышении экологических показателей // Мат-лы совещ. «Системный наземно-аэрокосмоэкологический мониторинг», Свердловск, 1991. С. 225-226.

98. **Макеев В.М.**, Сим Л.А., Ходорович К.К., Тертерова Е.М. Линеаменты как основа прогнозирования динамических явлений в шахтах и составления экологических карт // Мат-лы совещ. «Системный наземно-аэрокосмоэкологический мониторинг», Свердловск, 1991. С. 226-227.

99. Кропоткин П.Н. **Макеев В.М.** Тектонические карты Мармарошской зоны шарьяжей // Мат-лы XXI Всесоюз. совещ. М., 1988. С 21-22.

100. Кропоткин П.Н., Мацкив Б.В., Ковалев Ю.В. **Макеев В.М.** Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты) // Геотектоника. №6 1987. С. 52-62.

101. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., **Макеев В.М.** Напряженное состояние земной коры // Геотектоника. №1, 1987. С. 3-24.

102. Кропоткин П.Н. **Макеев В.М.** Современное напряженное состояние земной коры. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 192-206.

103. Кропоткин П.Н., **Макеев В.М.** Современное напряженное состояние земной коры // Мат-лы XIX Всесоюз. тект. совещ. М.: 1986. С.10-11.

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

Активизированная древняя дислокация – вещественно-структурная высокоградиентная неоднородность дизъюнктивного или пликативного типа, которая в условиях современного поля напряжений приобретает свойство концентрировать повышенные напряжения с образованием вторичных деформаций. Признаком активизации является наследование неотектоническими структурами, включая линеаменты, докайнозойских (древних) структур.

Вещественно-структурные неоднородности – любые неоднородности, которые определяют особенности строения района с точки зрения резкого изменения физико-механических, структурных и др. свойств пород. Вещественные неоднородности при крупномасштабных исследованиях могут определять особенности развития современного поля напряжений и деформаций

Геодинамическая устойчивость (безопасность в широком смысле слова) – это способность территорий размещения инженерных объектов сохранять свое физическое состояние, включая прочность и равновесие в пределах установленных норм при всех видах внешних и внутренних воздействий [Гражданская защита, 2008].

Без анализа закономерностей развития опасных геологических (эндогенных и экзогенных) процессов проектирование инженерных объектов и поддержание приемлемых условий устойчивого их функционирования невозможно, поскольку недоучет негативных процессов может вызвать непредсказуемую потерю устойчивости массивов пород и привести к катастрофическим последствиям. Для обеспечения безопасности разрабатываются комплексы защитных мер. В частности от эндогенных процессов защититься практически невозможно, поэтому безопасность инженерного объекта базируется на оценке эндогенного фактора и прогнозных данных его развития с целью ухода от нежелательных процессов и поиска благоприятного района для строительства инженерного сооружения. Презумпция потенциальной опасности геологических процессов означает, что последствия оцениваются как опасные до тех пор, пока исследователи (эксперты) не доказали их безопасность [Гражданская защита, 2008].

Геодинамически активные зоны (ГДАЗ) – это пространственно локализованные двухмерные линейные или трехмерные изометричные объемы (ареалы, участки) земной коры разного ранга, в которых в силу различных причин имеются или могут возникать условия для концентрации дополнительных тектонических напряжений и их разрядки.

Геодинамическая система (ГДС) – это тектоническая область с разной зональностью, но объединяемая однородным источником деформаций. Область состоит из источника тектонических сил и напряжений (геодинамически активного центра) и сопряженной с ним относительно пассивной области. Геодинамические системы классифицируются на внеплатформенные и внутripлатформенные, имеющие разный генезис, ранг и возраст.

Особо опасные и технически сложные объекты, согласно ФЗ № 384 (уровень ответственности зданий и сооружений), - это объекты использования атомной энергии, в т.ч. ядерные установки, пункты хранения ядерных материалов и радиоактивных веществ; гидротехнические сооружения первого и второго классов, устанавливаемые в соответствии с законодательством о безопасности гидротехнических сооружений и мн. др.

Район размещения АЭС (ЯУ ЯТЦ) - территория, включающая площадку ЯУ ЯТЦ, на которой определяются условия размещения ЯУ ЯТЦ и возможны явления, процессы и факторы природного и техногенного происхождения, способные оказывать влияние на безопасность ЯУ ЯТЦ. Различаются дальний и ближний районы и окрестности площадки АЭС.

Площадка АЭС (ЯУ ЯТЦ) - территория в пределах охраняемого периметра, где размещаются здания и сооружения ЯУ ЯТЦ (3x3 км, 1x1 км).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авхимович А.Н. Результаты работ, выполненные в 2012 г. РУП «Белгеология». Минск, 2012. С. 451.
2. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Разломная тектоника Белоруссии и смежных районов // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника. 1974. С. 17-21.
3. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Влияние окраинно-плитных напряжений на развитие герцинских структур юга Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 1. С. 107-110.
4. Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Матвеев А.В. Разломы и линеаменты земной коры Беларуси. В мире науки №7 (77), 2009.
5. Алешин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. М.: Светоч Плюс. 2010. 304 с.
6. Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
7. Архангельский А.Д. О строении Русской платформы. БМОИП, XVIII (3-4), 1940. Т. 18. С. 5-39.
8. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
9. Асеев А.А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 201 с.
10. Бабак В.И. (гл. ред.), Николаев Н.И., Башилов В.И. Карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР, м-б 1:1 500 000. 1980. М.: ГУГК СССР, 1984.
11. Бабак В.И., Николаев Н.И. Пояснительная записка к карте геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР (за исключением горной части Урала и Калининградской области) масштаб 1:500 000. М.: ВИЭМС ОПЛОП. 1983. 46 с.
12. Бадяй В.В., Карабанов А.К. Тектонические закономерности формирования гидросети бассейна Черного моря на территории Беларуси // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Т.1. М.: ГЕОС, 2010. С.29-32.

13. Батугина И.М., Петухов И.М. Геодинамическое районирование месторождений при проектировании и эксплуатации рудников. М., 1988. 166 с.
14. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Куртасов С.Ф., Карабанов А.К., Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р. Системы трещин в мезозойско-кайнозойских отложениях Беларуси и сопредельных территорий России // Литосфера. 2006 №. 2 (25). Стр. 52-62.
15. Белоусов Т.П. Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 325 с.
16. Беляшов А.В. Отчет о выполнении комплекса проектно-изыскательских работ по проведению сейсмического микрорайонирования Островецкой площадки размещения АЭС. РУП «Белгеология». 2009.
17. Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Материалы совещ. «Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы». Воронеж. 2002. С.10-13.
18. Борисов Б.А. Дальнейшее совершенствование общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Матер. совещ. V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва. 2007. С. 49-51
19. Борисов Б.А. Общая стратиграфическая шкала квартера. Опорные разрезы неоплейстоцена Европейской части России // Матер. VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск. 2010. С. 84-88.
20. Бронгулеев В.В. и др. Изучение строения палеозойского структурного комплекса осадочного чехла Восточно-Европейской платформы по данным бурения и геофизики. РГФ, 1979.
21. Бугаев Е.Г. Методика оценки максимального потенциала платформенных землетрясений (на примере условий размещения площадки Калининской АС) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 35-51.
22. Вальчик М.А., Зусь М.Е., Феденя В.М., Карабанов А.К. Краевые образования Белорусской гряды. Минск. Навука і тэхніка. 1990. 162 с.

23. Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. Изд. АН СССР, 1961.
24. Вестник Геофизической службы РАН. Обнинск: ГС РАН. 2009.
25. Викторов А.С., Макаров В.И. Аэрокосмические методы при решении инженерно-геологических проблем // Геоэкология. 1999. № 5. С. 466-471
26. Власов М.В., Панин А.В. Следы экстремальных гидрологических событий и русловые деформации р. Сейма (на участке Курск-Курчатов) в голоцене // 18-е пленарное межвуз. коорд. совещ. по проблеме эроз., русловых и устьевых процессов. Курск. 28-30 октября 2003 г. Доклады и сообщения. Курск, Курский ун-т. 2003. С. 94-95.
27. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы / Л. А. Сим // М. В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326-348.
28. Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.
29. Вознячук Л.Н., Рунец Е.П. О строении напорных конечных морен Ошмянской гряды // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21. № 9. С. 843-846.
30. Гаврилов И.М. Изучить неотектонические условия территории Островецкой площадки на основе комплексного дешифрирования космо- и аэросъемок. Выполнить сопоставительный анализ неотектонических условий конкурентных площадок Краснополянской, Кукшиновской и Островецкой». РУП «Белгеология». Минск. 2008б.
31. Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. № 6. С. 58-67.
32. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3-14.
33. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., В.П. Палиенко, Л.А. Сим, Штакебрандт В. Комплект изданных карт по новейшей и современной геодинамике бассейна балтийского моря и прилегающих областей: общая структура

и основные результаты // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Т.1. М.: ГЕОС, 2003а. С. 119-122.

34. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов – новая геотектоническая единица Восточно-Европейской платформы // Мат. совещ. « тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003б. С. 122- 127.

35. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Особенности глубинного строения и палеогеодинамика Припятского прогиба // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Минск. Наука и техника. 1994. С. 20-42.

36. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Брянско-Воронежская. Лист М-36-VI. Объяснит. записка. Составители Евтехова Е.К., Соловьева Г.В. М.: Недра, 1967. 74 с.

37. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Брянско-Воронежская. Лист М-36-XII. Объяснит. записка. Составитель Шипилов И.И. М., 1974. 102 с.

38. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений). Масштаб 1:200 000. Серия средневожская. Лист N-38-1. ВАНПО «Аэрогеология», Мингео СССР. Москва, 1975 (1983).

39. Геологическая карта СССР (карта четвертичных отложений). Масштаб 1:200 000. Серия московская. Лист N-37-VI. ГУЦР, Москва, 1976 (1977).

40. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Средневожская. Лист N-37-VI. Объяснит. записка. Составители: Шестакова В.В., Никитин С.Н., Коваленко И.И.Ред. Семенов Л.Т., Никитин М.Р. М.: 1977. 134 с.

41. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Средневожская. Лист N-38-1. Объяснит. записка. Составители: Уланов Е.И., Уланова Е.И. Ред. Толстихин М.М. М.: 1983. 102 с.

42. Геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-37, (38) – Москва. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. Изд-во ВСЕГЕИ. 1999.

43. Геологическая карта СССР. М-ба 1: 200 000. Сер. Белорусская. Лист N-35-XV. М. 1967.
44. Геологическая карта СССР. М-ба 1: 200 000. Сер. Белорусская. Лист N-35-IX. М. 1971а.
45. Геологическая карта СССР. М-ба 1: 200 000. Сер. Белорусская. Лист N-35-XIV. М. 1971б.
46. Геологическая карта СССР. М-ба 1: 200 000. Сер. Белорусская. Лист N-35-VIII. М. 1981.
47. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист N-(34), (35). Вильнюс. ВСЕГЕИ. 1986. 173 с.
48. Геологическая карта дочетвертичных отложений территории Литвы и Белоруссии. Масштаб 1:400 000. С. Шляупа, Г.И. Илькевич, Т.Ф. Заугольник, Вильнюс, 2005.
49. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений). Масштаб 1:200 000. Серия Средневожская. Лист N-38-1. ВАНПО «Аэрогеология», Мингео СССР. Москва, 1975.
50. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 Серия Средневожская. Лист N-37-VI. Объяснит. записка. Составители: Шестакова В.В., Никитин С.Н., Коваленко И.И. Ред. Семенов Л.Т., Никитин М.Р. М.: 1977. 134 с.
51. Геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-37, (38) – Москва. Объяснит. записка. Санкт-Петербург. Изд-во ВСЕГЕИ. 1999.
52. Геология Беларуси./ Под. ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева. Минск, 2001. 815 с.
53. Геология СССР, 1949 и др.
54. Геологическая карта дочетвертичных отложений Курской области. Масштаб 1: 500000. Гл. ред. Н.И. Сычкин. МПР ЦРГЦ 1998.
55. Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы м-ба 1:2 500 000. Под ред. В.П. Орлова, Д.Л. Федорова, 2001.

56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист N-37 (38). Москва. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999а. 344 с.

57. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Средневолжская. О-38-XXXII (Бор), О-38-XXXIV (Лысково). Объяснительная записка. 142 с. Москва 1999б. 140 с.

58. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы М-36, -37-I-XXXVI, N-36, -37-I-XXXVI. М., изд-во «Недра», 1957-1969.

59. Гончаров М.А. Геодинамический парагенез конвекции и адвекции в геосферах разного ранга: терминалогия, примеры, физическое моделирование // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С.147-150.

60. Грачев А.Ф. Карта новейшей тектоники Северной Евразии // Разведка и охрана недр. 1996. № 10. С. 3-7.

61. Гражданская защита / под ред. С.К. Шойгу; МЧС России. М.: ИПП «КУНА», 2008. 464 с.

62. Григорьева С.В., Макеев В.М., Коробова И.В. Крупномасштабное картирование структурно-геодинамических условий города для принятия проектно-планировочных решений / Сергеевские чтения. 2015 (в печати).

63. Григорьева С.В., Макеев В.М., Коробова И.В., Крылова В.С. Структурно-геодинамические условия Москвы // Разведка и охрана недр. 2013 г. №2. С. 27-35.

64. Губонина З.П. Предварительные результаты палинологического изучения авдеевской позднепалеолитической стоянки \wedge палеоэкология древнего человека. К X конгрессу INQUA (Великобритания, 1977). М.: Наука, 1977. С. 57-66.

65. Губин В.Н., Ковалев А.А. Космическая геология Беларуси: Минск, Лазурек, 2008, 120 с.

66. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Гущенко Н.Ю., Сергеев А.А. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным). М.: Наука, 1999. Т. 368, № 2. С. 230-235.

67. Гущенко О.И., Копп М.Л., Корчемагин В.А., Ленов Ю.Г., Макаров В.И., Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. и др. Продольные волны дизъюнктивных деформаций юго-восточной части Русской плиты и ее горного обрамления. Т.1. М.: ГЕОС, 2003. С. 173-176.

68. Дорожко А.Л. Неотектоника, геодинамически активные зоны Москвы и их геоэкологическое значение. Автореф. канд. дисс. М.: ООО Ай-клуб. 2014. 26 с.

69. Дорожко А.Л., Макеев В.М., Батрак Г.И., Позднякова И.А.. Геодинамически активные зоны и линеаменты Москвы и их геоэкологическое значение // Геоэкология. 2015 г. (в печати).

70. Дорожко А.Л., Макеев В.М. Неотектонические деформации и радоновая активность территории Москвы // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Мат. всерос. конф. с междунар. участием: Т. I. Архангельск. Институт экологич. проблем Севера УрО РАН, 2004а. С. 248-252.

71. Дорожко А.Л., Макеев В.М. Новейшая структурная зональность и современная геодинамическая активность Московского региона // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. Мат-лы XV молодежной научной конференции, посвящ. памяти К.О.Кратца. С-П., 2004б. С. 67-68.

72. Дорожко А.Л., Макеев В.М. Сравнительный анализ новейших структур Татарстана и Москвы в аспекте геодинамической безопасности // Сергеевские чтения: материалы годичной сессии ИС РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Вып. 4, ГЕОС, 2003. С. 85-89.

73. Дудлер И.В., Хайме Н.М., Лярский С.П. Методология Инженерных изысканий для особо опасных и технически сложных и уникальных объектов // Геоэкология. 2013. № 2. С. 115-129.

74. ЕВРОКОД 7: Геотехническое проектирование. Ч. 1: Общие правила. Английская версия 1997-1:2008-10-ЕТ 10097-1:2004 (Е).

75. Ежова И.Т., Ефременко М.А., Трегуб А.И.. Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива. Вестник ВГУ. Серия Геология. 2010. № 1. 230 с.
76. Ефременко М.А. Современные геодинамически активные зоны Воронежского кристаллического массива по геологическим, геофизическим и сейсмологическим данным // Автореферат к.г.-м. н.. Воронеж. 2011. 23 с.
77. Жигалин А.Д., Николаев А.В. особенности сейсмичности Восточно-Европейской платформы // Геоэкология. 2012. № 5. С. 449-454.
78. Землетрясения России 2007-2012 г. Обнинск: ГС РАН, 2009-2014. 220 с.
79. Здания и сооружения на подрабатываемых территориях и просадочных грунтах. СНиП 2.01.09-91. Москва 1992.
80. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика. М.: Изд-во МГУ, 1983. 328 с.
81. Зосимович В.Ю., Куличенко В.Г., Савронь Э.Б. Полтавская серия-внутриплатформенная формация позднего олигоцена-миоцена Восточной Европы // Геологич. журнал. 1986. № 6. С. 45-50.
82. Иванов А.И., Макеев В.М. О математическом аппарате для описания сдвиговых деформаций земной коры // Мат-лы совещ. «Геодинамика и геоэкология» Архангельск. Институт экологических проблем Севера. Уро РАН, 1999. С. 475-476.
83. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) / Л. А. Сим // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991, № 10. С. 3-22.
84. Ильин Е.А. Условия формирования краевых образований последнего оледенения на северо-западе БССР. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, Минтис. 1965. С. 149-159.
85. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения. Актуализированная редакция СП 116.13330.2012. Дата введения 2013-01-01.

86. Инженерные изыскания для размещения, проектирования и строительства АЭС. СП 151.13330.2012. Ч. I, Ч. II. Москва, 2013.
87. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 11-02-96. СП 47.13330.2012 Дата введения 2013-01-01.
88. Инженерно-геодезические изыскания для строительства. СП11-104-97.
89. Карабанов А.К. Новейшая тектоника и геодинамика Беларуси: научно-методические аспекты // Полезные ископаемые Беларуси: геология месторождений и рациональное использование Минск: Изд-во БГУ, 2003. С. 28-34.
90. Карабанов А.К., Левков Э.А. О методе угловых несогласий в гляциоморфологии территории Белоруссии // Докл. АН. БССР. 1986.Т. 30. № 4. С. 358-361.
91. Карабанов А.К, Айзберг Р.Е. Влияние окраинно- и внутриплитных геодинамических процессов на инверсионный характер неотектонической эволюции Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины // мат. совещ. «Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 379-383.
92. Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогео-динамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 2009.
93. Карабанов А.К. Комплекс сейсмотектонических исследований на Островецком пункте с обоснованием выбора площадки возможного размещения АЭС. Завершение обработки материалов сейсмотектонических исследований. Составление сейсмотектонической карты площадки М 1:10 000 – 1:25 000. Составление заключения с оценкой сейсмотектонических условий и обоснование выбора оптимальной площадки АЭС. РУП «Белгеология». Минск, 2009.
94. Караханян А.С., Трифонов В.Г. Э. Филипп и др. Соотношение активной тектоники и вулканизма Армянского нагорья как отражение коллизийной геодинамики Альпийского-Гималайского пояса // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 250-252.

95. Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изд. АН СССР, № 1, 1894.
96. Карпинский А.П. Геология России. Т. 2-4. 1917-1921.
97. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка / А.И. Кожурин, К.Г. Леви, Н.В. Лукина, В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, С.И. Шерман, С.С. Шульц, мл./; Отв. ред. В.Г. Трифонов. М.: Иркутск: ГУГК, 1987. 48 с.
98. Карта горизонтальных градиентов современных вертикальных движений земной поверхности территории Болгарии, Чехословакии, Венгрии, Польши, Румынии, СССР. (Европейская часть). Масштаб 1:2 500 000 // Ред. П. Выскочил. М.: ГУГК, 1990.
99. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей // Гл. ред. Н.И. Николаев. М.: МинГео СССР, 1979.
100. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М-б 1 2 500 000. М., 1972.
101. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000 // Под. ред. Ю.А. Мещерякова. М.:ГУГК СССР, 1973.
102. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1:2 500 000. Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. М., 1986.
103. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. А.В.Сидоренко. Мингео СССР, М., 1980
104. Карта рельефа поверхности Мохоровичича Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. В.В. Бронгулеев. М.: ПГО «Центргеология», 1986.
105. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории СССР по геодезическим данным. Масштаб 1:500 000. М.:ГУГК СССР, 1986.

106. Карта активных разломов Северной Евразии. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. В.Г. Трифонов. 1996.
107. Ковалев В.Б. Выполнить комплексную геофизическую съемку с характеристикой ресурсов подземных вод и прогнозом миграции радионуклидов с подземными водами территории Островецкого пункта возможного размещения АЭС. РУП «Белгеология». Минск. 2009а.
108. Ковалев В.Б. Выполнить комплексную геофизическую съемку с характеристикой ресурсов подземных вод и прогнозом миграции радионуклидов с подземными водами территории Островецкого пункта возможного размещения АЭС. РУП «Белгеология». Минск. 2009б.
109. Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Проблемы наложения структурных парагенезов на примере активной тектоники Евразии. // Материалы совещ. «Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 62-64.
110. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М: ОИФЗ РАН, 1999.
111. Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений. М.: Недра, 1990. 464 с.
112. Концепция «Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России» / Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О., Хитров А.М.. М.: Изд-во ИГиРГИ, 2000. 56 с.
113. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Тр. ГИН РАН. Вып. 552. М.: Наука, 2004, 340 с.
114. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Никонов А.А. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 3. С. 387-392.
115. Копп М.Л. Плановая конфигурация денудационных уступов как индикатор региональных неотектонических напряжений (на примере русской рав-

нины) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя», Т.1. М.: ГЕОС, 2010. С. 349-353.

116. Копп М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. С. 71-90.

117. Коробова И.В., Григорьева С.В., Макеев В.М. Структурно-геодинамические условия — один из главных факторов стабильности территории освоения (на примере Москвы). // Сергеевские чтения. Устойчивое развитие: задачи геоэкологии (инженерно-геологические, гидрогеологические и геокриологические аспекты). Вып.15. М.: РУДН, 2013. С. 255-259.

118. Короновский Н.В., Л.В.Панина, В.О. Михайлов, А.Н. Стафеев, А.И.Гущин. Терско-Каспийский передовой прогиб: история формирования и современный структурный рисунок (материалы международного совещания по проекту Европроба). М.: КМК, 1994. С. 64-84.

119. Корчуганова Н.И. Новейшие структуры на аэро- и космоснимках. М.: МГГА, 1998.

120. Корчуганова Н.И. Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенов востока Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 160 с.

121. Космотектоническая карта Восточно-Европейской платформы и её обрамления. Масштаб 1:2 500 000. Ред. Хаин В.Е. М., 1984.

122. Космогеологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. В.П. Брюханова, Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1984.

123. Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. М.: Изд-во МГУ, 1999.

124. Кропоткин П.Н. Макеев В.М. Тектонические карты Мармарошской зоны шарьяжей // Мат-лы XXI Всесоюз. совещ. М., 1988. С 21-22.

125. Кропоткин П.Н., Мацкив Б.В., Ковалев Ю.В. Макеев В.М. Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты) // Геотектоника. №6 1987а. С. 52-62.

126. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры // Геотектоника. №1, 1987б. С. 3-24.
127. Кропоткин П.Н. Макеев В.М. Современное напряженное состояние земной коры. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 192-206.
128. Кропоткин П.Н., Макеев В.М. Современное напряженное состояние земной коры // Мат-лы XIX Всесоюз. тект. совещ. М.: 1986. С.10-11.
129. Кузнецов А.П. Стратиграфия и литологический состав четвертичных отложений КМА // Проблемы антропогена Центральных районов Русской платформы. Воронеж. Изд-во Воронеж. ун-та. 1979. С. 105-118.
130. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство экологических новостей. 1999. 220 с.
131. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, 1980. 280 с.
132. Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоническое районирование территории Белоруссии // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. № 9. С. 821-824.
133. Левков Э.А., Карабанов А.К. О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье. // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 5. С. 92-96.
134. Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Літасфера. 1995. №.1. С.119-126. № 6. С. 99-101.
135. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.
136. Леонов Ю. Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36-39.
137. Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3-20.

138. Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. О признаках тектонического течения масс фундамента в пост ледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Геотектоника. 1998. № 3. С. 71-79.
139. Лилиенберг Д.А., Сетунская А.Е. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР // Геоморфология. 1972. № 1. С. 3-18.
140. Литосфера Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и геофизическим данным. // Гл. ред. Н.М. Чернышов. – Воронеж. «Научная книга». 2012. – 330 с.
141. Ломтадзе В.Д. Словарь по инженерной геологии. СПб., 1999.
142. Макаров В.И., Григорьева С.В., Макеев В.М., Коробова И.В., Крылова В.С. Структурно-геодинамическая карта г. Москвы масштаба 1:25 000 // Малый энциклопедический атлас г. Москвы. М. 2013.
143. Макаров В.И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов) Исследование Земли из космоса. № 4, 1989. С. 109-115.
144. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996 (спец. вып.) с. 53-60.
145. Макаров В.И., Бабак В.И., Федонкина И.Н. Новейшая тектоническая структура и рельеф // Москва: Геология и город. М.: АО «Московские учебники и картолитология», 1997. С. 98-104.
146. Макаров В.И. Об активных разломах и их рельефообразующей роли на Русской платформе // Геоморфология. 1999. № 3. С. 39-40.
147. Макаров В.И. О геодинамических условиях формирования Окско-Донского прогиба и Окско-Цнинского вала (Русская плита) // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2001. № 1.
148. Макаров В.И., Макарова Н.В. Новейшие геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Материалы совещ. «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Т. 2. М.: ГЕОС, 2003а. С. 16-19.

149. Макаров В.И. Новейшая тектоника и рельеф Восточно-Европейской платформы. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003б. 299 с.

150. Макаров В.И., Макарова Н.В., Гантов Б.А., Балашова Т.А. Структурно-геологические и геоморфологические условия развития карстово-суффозионных процессов в районе г. Дзержинска (Нишнеокский район) // Геоэкология, 1998 № 2, С. 38-49.

151. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Современные геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология, 2007. №2. 99-110 с.

152. Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 5. С. 4-11.

153. Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Л.И.Серебрякова, Суханова Т.В. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 С.

154. Макаров В.И., Макеев В.М., Дорожко А.Л. Новейшие и современные структурно-геодинамические условия территорий Восточно-Европейской платформы в связи с захоронением вредных промышленных отходов // Сергеевские чтения. Вып. 7. М: ГЕОС, 2005. С. 257-261.

155. Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М. и др. Ранги и типы геодинамически активных зон Восточно-Европейской платформы // Материалы докладов VII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”, посвященные 85-летию МГРИ-МГГРУ. Т. 1, 2005. С. 143.

156. Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В. Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы, их ранги и типы // Новые идеи в науках о Земле. 2005. С.

157. Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М., Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Суханова Т.В., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Федоренко Е.Н. Новейшая

тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы 37 тектонического совещания. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004а. С. 308-311.

158. Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М., Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Суханова Т.В., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Федоренко Е.Н. Карта новейшей тектоники и геодинамики Ростовской области: научные результаты и практические следствия. /Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Материалы IV Международной научной конф. Том 1. Новочеркасск: ООО НПО «ТЕМП», 2004б. С. 94-103.

159. Макаров В.И., Макеев В.М. Суперпозиция структурных форм в неотектонике платформенных территорий // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы 37 тектонического совещания. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. С. 311-314.

160. Макаров В.И., Макеев В.М., Дорожко А.Л. Методические подходы к оценке новейшей и современной активности платформенных территорий // Сергеевские чтения. Вып.6. М: ГЕОС, 2004в. С. 511-515.

161. Макаров В.И., Макеев В.М., Дорожко А.Л. и др. Четвертичная активность Северскодонецкой шовной зоны в условиях структурно-формационной неоднородности и ее возможные следствия // Сергеевские чтения. Вып. 6. М.: ГЕОС. 2004г. С. 164-168.

162. Макаров В.И., Макеев В.М. Неотектоника территории Волго-Уральской антеклизы / Строение и история развития платформ Евразии. Науч. чтения памяти профессора М.В.Муратова. М.: МГГРУ, 2002а. С. 41-43.

163. Макаров В.И., Макеев В.М. Неотектоника территории Волго-Уральской антеклизы / Третье всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Материалы, т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002б. С. 157-160.

164. Макаров В.И., Макеев В.М. Геодинамическая безопасность геологической среды платформенных территорий: проблемы и решения. Мат-лы совещ. «Геодинамика и техногенез». Ярославль. 2000а. С. 98-99.

165. Макаров В.И., Макеев В.М. Структурно-геодинамические проблемы урбанизированных территорий // Мат-лы совещ. «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века» С-Петербург. 2000б. С. 75-78.

166. Макаров В.И., Макеев В.М. Новейший перекрестный структурный план Кузнецкой периророгенной области и его влияние на горно-геологические условия месторождений в Кузбассе // Геология и разведка. № 3. 1998. С. 10-23.

167. Макаров В.И., Макеев В.М. Кузнецкий периророген как зона активного проявления современного орогенеза // Мат. совещ. «Проблемы сейсмологии и инженерной геологии». Ташкент. 1995. С. 44-45.

168. Макаров В.И., Макеев В.М. Современная геодинамика северо-западной части Алтае-Саянского орогена и ее проявление в южной части Кузнецкого прогиба // Мат-лы совещ. по изучению четвертичного периода. М., 1994. с. 153.

169. Макаров В.И., Макеев В.М., Иванов А.И. Резонансно-тектонические структуры Кузнецкой периророгенной области (северо-западная часть Алтае-Саянского орогена) // Мат-лы 1-го межд. семинара «Напряжения в литосфере». М., 1994, С. 106-108.

170. Макаров В.И., Макеев В.М. Влияние региональных несогласий разновозрастных структурных планов Кузнецкого бассейна на горно-геологические условия разработки месторождений // Мат. совещ. «Гидрогеология, инженерная геология, геоэкология месторождений полезных ископаемых». Екатеринбург, УГГГА, 1994. С. 46-47.

171. Макарова Н.В. О формировании речных террас и аллювия // Геология и разведка. 2000. № 3. 35-42.

172. Макарова Н.В., Суханова Т.В. Геоморфология. М.: Изд-во КДУ, 2007. 413 с.

173. Макарова Н.В., Макаров В.И. Гептнер Т.М., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Окско-Цнинского вала // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 3. С. 22-28.

174. Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карфидова Е.А. Новейшая тектоника и геодинамика юго-западного крыла Воронежской антеклизы // Вестник московского университета. 2014а (в печати).

175. Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Суханова Т.В. Закономерности образования карстово-суффозионных форм в Нижнеокском регионе (правобережье р. Оки). // Современные проблемы инженерной геодинамики: Труды Юбилейной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения профессора Г.С. Золотарева. Москва, 29-30 сентября 2014 г. /Под ред. Э.В. Калинина, Г.В. Зеркаля. М.: Изд-во МГУ, 2014б. С. 64-69.

176. Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб – неотектонически активная зона Восточно-Европейской платформы // Известия ВУЗ. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3-13.

177. Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В., Микляев П.С., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Новейшая тектоника и геодинамика Нижнеокского района // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 4. С. 3-11.

178. Макарова Н.В., Макеев В.М., Матвеев А.В., Суханова Т.В., Санько А.Ф., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Зерницкая В.П. Четвертичные отложения и структурно-геоморфологическая характеристика Свирско-Ошмянской территории Беларуси // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013. С. 92-94.

179. Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 5. С.4-11.

180. Макарова Н.В. О проявлении древних структур в новейшей тектонике Припятского прогиба // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временное взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 39043.

181. Макарова Н.В., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макеев В.М., Суханова Т.В. Приволжская система новейших геодинамически активных зон // Мат-лы 11-

й международной конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы литосфере». Сыктывкар: 2005. С.

182. Макарова Н.В., Корчуганова Н.И., Макаров В.И., Суханова Т.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ (на примере Окско-Донского прогиба). //Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 6-8.

183. Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы-принципы их выявления и классификация. // Мат-лы XIX научно-практ. конференции: активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. Воронеж: Научная книга, 2014. С. 225-229.

184. Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Микляев П.С., Коробова И.В. Структурно-геодинамический анализ зоны сопряжения Окско-Мокшинского прогиба и приволжского поднятия как основа для изучения инженерно-геологических условий // Сергеевские чтения, вып. 14. М.: РУДН, 2012а. С. 119-124.

185. Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Микляев П.С., Коробова И.В. Структурно-геодинамические исследования северо-западной части Токмовского свода в связи с задачами инженерно-геологического районирования // Сергеевские чтения. Выпуск 14. М.: ГЕОС, 2012б.

186. Макеев В.М., Карфидова Е.А., Микляев П.С., Авхимович А.Н., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Метод изучения азимутального несогласия разновозрастных и разноглубинных горизонтов осадочного чехла при геодинамических исследованиях // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Матер. VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ. 2013а. С. 18-20.

187. Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карабанов А.К., Комаровский М.Е., Полеводова С.Н. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геоло-

гии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013б. С. 20-22.

188. Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карабанов А.К., Комаровский М.Е., Полеводова С.Н. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013в. С. 20-22.

189. Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Коробова И.В., Дорожко А.Л. Структурно-геоморфологическая характеристика и четвертичные отложения Островецкого района (Беларусь) // Сборник статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: “Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований”. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН. 2013в. С. 404-406.

190. Макеев В.М., Макарова Н.В., Леденев В.Н., Дорожко А.Л., Суханова Н.В., Карфидова Е.А., Коробова И.В. Основы концепции геодинамической безопасности экологически опасных сооружений // Геоэкология. 2015. № 1 (в печати).

191. Макеев В.М., Григорьева С.В. Структурно-геодинамические условия области сочленения южной части Сибирских платформ и Алтае-Саянского орогена // Геоэкология. 2015 (в печати).

192. Макеев В.М., Карфидова Е.А., Микляев П.С., Авхимович А.Н., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Метод изучения азимутального несогласия разновозрастных и разноглубинных горизонтов осадочного чехла при геодинамических исследованиях // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Матер. VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ. 2013. С. 18-20.

193. Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карабанов А.К., Комаровский М.Е., Полеводова С.Н. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013. С. 20-22.

194. Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Новейшие перирогенные зоны юга Сибирской платформы: происхождение и условия формирования // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле", посвященная памяти В.Е.Хаина, МГУ. Москва, 1-4 февраля 2011. С. 1209-1215.
195. Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Тектоническая структура мегаполиса Москвы // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле", посвященная памяти В.Е.Хаина, МГУ. Москва, 1-4 февраля 2011. С. 1215-1221.
196. Макеев В.М., Пустовалов Н.А. Неотектоника Среднего Урала. // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Мат-лы XLIII тектонич. совещ. М.: Геос, 2010. Том 2. С. 19-23.
197. Макеев В.М., Коробова И.В. Средне-Русский авлакоген в условиях современных деформаций // Проблемы снижения природных опасностей и рисков. Мат-лы международной. научно-практ. конференции «ГЕОРИСК-2009». С. 357-362/
198. Макеев В.М. Кузнецкая перирогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия. М.: Геос, 2008. 148 с.
199. Макеев В.М. Неотектоническая зональность района реки Салмыш (Оренбургская область) // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Мат-лы Международ. конф. Т.1. Казань: Изд-во Казанского го ун-та, 2007. С. 364-368/
200. Макеев В.М., Бабак В.И., Макаров В.И., Григорьева С.В., Дорожко А.Л. О возможном влиянии неотектонических структур и движений на оползневые процессы на склоне Воробьевых гор Москвы // Опасные природные и техноприродные экзогенные процессы: закономерности развития, мониторинг и инженерная защита территорий. Сергеевские чтения. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2007. С. 136-141.

201. Макеев В.М., Рамазанова Т.С. Салмышская новейшая зона структурных несогласий // Молодые - наукам о Земле. Секция: Геология, тектоника и геодинамика регионов России. Москва: РГГУ. 2006. С. 54-55.

202. Макеев В.М., Рамазанова Т.С. Салмышская геодинамически активная зона // Восьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского. Тезисы докладов. Москва. 2006. С. 74-76.

203. Макеев В.М. Геодинамические типы новейших структур центральной части Русской плиты // Материалы XXXVIII Тектонического совещания: Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 403-406

204. Макеев В.М. Неотектоническое районирование Восточно-Европейской и Скифской платформ // Материалы совещания (Сыктывкар, 23-26 августа 2005 г.) "Квартер-2005" – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005а. С. 246-247.

205. Макеев В.М. Геоморфолого-неотектоническая зональность восточной части Русской плиты // Москва: МГГРУ, 2005б. С. 63-68.

206. Макеев В.М., Макаров В.И., Дорошко А.Л. Оценка новейшей активности платформенных территорий по структурно-геодинамическим факторам // Геодинамика в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса. Материалы. IV Международного Рабочего совещания. Т. II. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 33-39.

207. Макеев В.М., Макарова Н.В., Елкин В.А. Роль неотектонических факторов в развитии карстово-суффозионных процессов в Среднем Поволжье // Карстоведение – XXI век теоретическое и практическое значение: Мат-лы межд. симпозиума. Пермь, 2004. С. 109-113.

208. Макеев В.М., Елкин В.А. Неотектоника и экзогенные процессы Среднего Поволжья // Карстоведение – XXI век теоретическое и практическое значение: Мат-лы межд. симпозиума. Пермь, 2004. С. 426-431.

209. Макеев В.М., Макаров В.И. Неотектонические основы геодинамической безопасности // Оценка и управление природными рисками. Материалы Всероссийской конференции «Риск – 2003». Т.1. М.: РУДН, 2003, С. 182-186.

210. Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л. Оценка новейшей активности платформенных территорий по структурно-геодинамическим факторам // IV Международное рабочее совещание 15-17 сентября 2003: роль геодинамики в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса. С. Петербург: ВНИМИ, 2003, С. 71-72.

211. Макеев В.М. Малые и большие структурные формы в неотектонике платформенных территорий. С. 151-153. // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Материалы международной конференции СЦ ИГЭ РАН Москва, 2003а, С. 151-153.

212. Макеев В.М., Дорожко А.Л. Типизация новейшей геодинамической активности платформенных территорий. С. 154-156 // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Материалы международной конференции СЦ ИГЭ РАН. Москва, 2003б, С. 154-157.

213. Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л. Современные геодинамически активные зоны – новый объект для геофизических исследований // Научное наследие академика Г.А. Гамбурцева и современная геофизика. Тез. Докл., М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 48-49.

214. Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л. Методические подходы к оценке новейшей и современной активности платформенных территорий // Сергеевские чтения. Вып. 6. М.: ГЕОС. 2004. С. 511-515.

215. Макеев В.М., Дорожко А.Л. Новейшая и современная геодинамическая активность платформенных территорий: методы и прогноз // Инженерные изыскания XXI века: Мат-лы научно-произв. конф. ФГУП ПНИИС Госстроя России. Москва, 2003. С. 6-10.

216. Макеев В.М., Родкин М.В. Параметры и температура рельефа и новейшая тектоника Нижнедонского региона. Геодинамические и геологические изменения в окружающей среде северных регионов // Мат-лы Всерос. конф. с меж-

дународ. участием. Т. II. Архангельск: Инстит. эколог. проблем Севера Уро РАН, 2004. С. 45-49.

217. Макеев В.М., Макаров В.И. Неотектонические основы геодинамической безопасности // Оценка и управление природными рисками: Мат-лы Всерос. конф. "Риск-2003". Т. 1. М.: РУДН, 2003. С. 182-186.

218. Макеев В.М., Макаров В.И., Бугаевский А.Г. Сравнительный анализ структур Среднего Поволжья и Приморского Загроса // Проблемы геодинамики и минерации Восточно-Европейской платформы. Мат-лы международ. конф. Воронеж: ВГУ, 2002, С. 171-174.

219. Макеев В.М. Структурно-тектонические и инженерно-геологические исследования на площадке АЭС //Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 4. С. 137-143.

220. Макеев В.М. Новейшая тектоника территории Среднего Поволжья //Тектоника и геофизика литосферы. Тез. докл. М.:ГЕОС, 2002. С. 322-324.

221. Макеев В.М. Новейшие структуры и геологические процессы //Материалы международной конференции: Экология северных территорий России проблемы, прогноз ситуаций, пути развития, решения. Архангельск: ИЭПС, 2002. Т. 2. С. 49-54.

222. Макеев В.М. Деформации поперечного изгиба Прикамья и Поволжья // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Мат. 8-й межд. конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 157-159.

223. Макеев В.М, Макаров В.И, Макарова Н.В. Плиоцен четвертичная тектоника территории Среднего Поволжья. //Матер. междунар. конф. "Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов". Воронеж, ВГУ, 2001. С.

224. Макеев В.М. Происхождение и основные черты строения Кузнецкой перигорогенной области // Мат-лы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». М., 1996. С. 89-90.

225. Макеев В.М., Иванов А.И. Кинематическая модель развития Кузнецкой периорогенной области // Мат-лы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». М., 1996. С. 90-91.

226. Макеев В.М. Прогноз негативных горно-геологических явлений на угольных шахтах компании Южный Кузбасс // Мат-лы совещ. «Проблемы сейсмологии и инженерной геологии». Ташкент. 1995. С. 45-46.

227. Макеев В.М., Иванов А.И. Сдвиговые деформации земной коры // Мат-лы совещ. «Гидрогеология, инженерная геология, геоэкология месторождений полезных ископаемых». Екатеринбург, УГГГА, 1994. С. 33-34.

228. Макеев В.М., Макаров В.И., Якин Г.В., Макеева Е.А. Влияние новейшей тектоники на условия разработки угольных месторождений Южного Кузбасса // Геоэкология. № 6, 1993. С. 86-93.

229. Макеев В.М., Сим Л.А., Ходорович К.К., Тертерова Е.М. Линеаменты как основа прогнозирования динамических явлений в шахтах и составления экологических карт // Мат-лы совещ. «Системный наземно-аэрокосмоэкологический мониторинг», Свердловск, 1991. С. 226-227.

230. Макеев В.М., Макаров В.И., Г.В. Якин и др. Влияние новейшей тектоники на условия разработки угольных месторождений Южного Кузбасса // Геоэкология. №6. 1993. С.

231. Матвеев А.В. Ледниковая формация Беларуси. Минск. 1976. 160 с

232. Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А., Павловский А.И. Современная динамика рельефа Беларуси. Минск, Наука и Техника. 1991.

233. Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Особенности тополинеаментов на территории Беларуси // Літасфера. 1995(а). № 3. С. 127-134.

234. Матвеев А. В., Нечипоренко Л.А. Сравнительный анализ линейных дислокаций, выявленных на территории Беларуси. // Докл. АН Беларуси. 1995(б). Т. 39. № 5. С. 79-82.

235. Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Особенности линеаментов, выявленных по космическим снимкам на территории Беларуси. // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 3. С. 99-105.

236. Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Линеаменты территории Беларуси Минск. 2001. 124 с.

237. Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Геоморфологические индикаторы горизонтальных движений земной коры. // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47

238. Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000. МГК, Комиссия по тектонической карте Мира, Подкомиссия по тектонической карте Мира под руководством Н.С.Шатского. Москва. 1962.

239. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1:2 500 000. 2-е издание. Москва: АН СССР, ЮНЕСКО, КГКМ, ГУГК при СМ СССР, 1980, 1981.

240. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Климшин А.Б., Макеев В.М. К вопросу о причинах формирования радоновых аномалий в Москве // Сергеевские чтения. Развитие научных идей академика Е.М. Сергеева на современном этапе. Юбилейная конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева. Вып. 16. М.: РУДН, 2014. С. 443-448.

241. Микляев П.С., Макаров В.И., Петрова Т.Б., Дорожко А.Л., Маренный М.А., Маренный А.М., Макеев В.М. // Радоновое поле Москвы // Геоэкология. 2013. №2. С. 14-23.

242. Микляев П.С., Макеев В.М., Петрова Т.Б., Беляшов А.В., Плоскин С.М., Захаров А.А. Опыт индикации геодинамически активных зон эманационным методом // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Материалы VII Университетских геол. чтений. – Минск: Изд. центр БГУ, 2013. С. 31-33.

243. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Маренный М.А., Маренный А.М., Дорожко А.Л., Макеев В.М. Карта плотности потока радона на территории Москвы // АНРИ, 2012а, №3. С. 15-24.

244. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Макеев В.М., Казеев А.И., Петрова О.А. Роль микроструктуры глинистых пород в формировании их эманационной способности // Геоэкология, 2012б, № 3, С. 263-269.

245. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Дорожко А.Л., Макеев В.М. Принципы оценки потенциальной радоноопасности территорий на предпроектных этапах строительства // Сергеевские чтения. Выпуск 14., 2012в, М.: РУДН. С. 350-355.

246. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Макеев В.М., Казеев А.И., Петрова О.А. Роль микроструктуры глинистых пород в формировании их эманулирующей способности // Геоэкология, 2012г, № 3, С. 263-269.

247. Микляев П.С., Петрова Т.Б., Макеев В.М., Дорожко А.Л. Опыт картирования плотности потока радона с поверхности грунта на территории Москвы // Мат-лы Междунар. научно-практ. конференции «Геориск-2012». Т. 1. – М. РУДН, 2012д. С. 143-148.

248. Микляев П.С. и др. Карта плотности потока радона на территории Москвы // Аппаратура и новости радиационных измерений, 2012е, №3. с. 15-24.

249. Микляев П.С., Макеев В.М., Петрова Т.Б., Дорожко А.Л. Радоновое поле в пределах Сетуньско-Измайловской геодинамически активной зоны // Проблемы снижения природных опасностей и рисков. Мат-лы международной. научно-практ. конференции «ГЕОРИСК-2009». М.: РГГУ, 2009. С. 241-246.

250. Миленко А.В. Обоснование общей схемы геоморфологических уровней Донбасса / Геол. журнал. 1983. Т. 43. № 1. С. 105-115.

251. Мороз С.А., Савронь Э.Б. Кайнозойские моря Донбасса. Киев: Высшая школа, 1975. 200 с.

252. Москалец Л.Г., Ковалев В.Б. Выполнение комплексных рекогносцировочных геофизических работ методами гравиразведки и магниторазведки на Верхнедвинском и Островецком пункте возможного размещения АЭС. РУП «Белгеология». Минск. 2008.

253. Москва: геология и город / Гл. ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев, – М.: АО «Московские учебники и Картолитография, 1997. 400 с.

254. Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 235 с.

255. Нагорный М.А. Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и техника. 1990. 105 с.

256. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Груздев В.Н, Силкин К.Ю. Строение литосферы ВКМ по комплексу геолого-геофизических данных. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным. Воронеж: Научная книга. 2012. С. 303-321.

257. Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Семенов А.Е. О землетрясениях на территории Воронежского кристаллического массива. Вестник ВГУ. Серия Геология. 2010. № 1. С. 233-242.

258. Назаренко Д.П. Полтавская континентальная серия и ее эквиваленты в составе морского неогена Донбасса. Геология и пол. иск. Центрально-черноземных областей. Воронеж. Изд-во Воронеж. ун-та, 1964. С. 200-205.

259. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра. 1971. 144 с.

260. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004а. 780 с.

261. Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004б. 216 с.

262. Несмеянов С.А. Перспективные направления инженерной геотектоники. М.: Научный мир, 2005. 304 с.

263. Несмеянов С.А. Шовные зоны как верхнекоровые сейсмогенерирующие структуры // Геоэкология. 2012а. № 1. С. 3-26.

264. Несмеянов С.А. Генетические комплексы континентальных отложений. М.: ЗАО «Книга и Бизнес», 2012б, 397 с.

265. Несмеянов С.А., Артемов А.В., Воейкова О.А., Щукин Ю.К. Активные приповерхностные региональные тектонические разрывы на территории России // Геоэкология. 1995. №5. С. 3-19.

266. Несмеянов С.А., Лутиков А.И., Воейкова О.А. и др. Сейсмичность северо-западной части Русской плиты и ее гляциоизостатическая природа // Геоэкология. 2011. № 2. С. 141-156.

267. Никишин А.М., Ершов А.В., Болтов С.Н. Коротаев, М.В., Клутиг С., Стефенсон Р. Кайнозойские общелитосферные складки на Восточно-Европейской платформе как результат ее альпийского сжатия: геологические данные и матема-

тическая модель // Материалы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 106-108.

268. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеотехиздат, 1962, 392 с.

269. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

270. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. Вузов. Геол. и разв. 1977. № 12. С. 103-115.

271. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа / Под ред. Н.И.Николаева. М.: Недра, 1992. 295 с.

272. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.

273. Никонов А.А. Проблемы изучения активных разломов // Материалы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 108.

274. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Энман С.В. Землетрясения юга Восточно-Европейской платформы и их структурная позиция // Физика Земли. 2001. № 5. С. 30-44.

275. Нойман З., Флоренский П.В. Об унаследованности неотектоническими структурами авлакогенов молодых и древних платформ // Материалы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 110-111.

276. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 под. Ред. А.Ф.Грачева. М.: ГЕОС, 1998 147 с.

277. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф.Грачева. 2000. 487 с.

278. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (Отв. ред. Щукин Ю.К.). М.: Наука, 2006. 206 с.
279. Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций. НП-031-01. ГАН РФ, М. 2001.
280. Нечипоренко Л.А. Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Белоруссии. Минск. 1989. 114 с.
281. Обеспечение и обоснование безопасности при продлении сроков эксплуатации и модернизации энергоблоков АЭС первого поколения. Уточнение и обоснование оценок сейсмичности промплощадки ЛАЭС, СмАЭС, КуАЭС. «Атомэнергопроект» ОАО «НИАЭП». Нижний Новгород. 2007.
282. Обоснование инвестиций в строительство. 01.KRS.2 0.0.FEA.OI.TOS.002. Курская АЭС-2. Том. 2. Москва: Атомэнергопроект. 2001.
283. Определение исходных сейсмических колебаний грунта для проектных основ. РБ-06-98. Введены в действие 01.07.1999. Москва. 2000.
284. Осипов В.И. Геологические условия градостроительного развития г. Москвы. Москва. 2005. 13 с.
285. Осипов В.И., Кутепов В.М., Зверев В.П. Опасные экзогенные процессы. М.: ГЕОС, 1999. 290 с.
286. Основания зданий и сооружений. Актуализированная редакция СНиП 2.02.01-83* . Дата введения 2011-05-20.
287. Основные требования по составу и объёму инженерных изысканий и исследований при выборе пункта и площадки АЭС. П. 4.1. СППНАЭ-87.
288. Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно - и радиационно-опасных объектов на основании геодинамических данных. РБ-019-01. ГАН РФ, М. 2001
289. Павловец Р.Р. Применение линеаментного анализа для выделения активных разломов // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34, № 7. С. 638–641.

290. Палиенко В.П. Неотектоническая карта юго-запада СССР // Тектоника нефтегазовых регионов юго-запада СССР. Объяснительная записка. М.: Наука, 1981. С. 39–57.
291. Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р. и др. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах Центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. 2011. Вып. 71. С. 47-74.
292. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К. и др. Основные этапы истории речных долин Центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. № 2. С 19-34.
293. Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. 1976. №12. С. 3-22.
294. Полетаев А.И., Тевелев А.В. Изучение разрывно-линеamentной структуры района расположения Курской АЭС, II-я очередь, реконструкция. МГУ, МО АЭП, 1992.
295. Попов В.И. Инженерная геология СССР. М.: Изд-во МГУ, 1973.
296. Попова О.Г., Жигалин А.Д., Аракелян Ф.О. и др. Геодинамический мониторинг при проектировании объектов энергетики (на примере Северской АЭС) // Геоэкология. 2013. № 4. С. 363-369..
297. Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР (VIII Конгрессу INQUA). Париж, 1969. М.: Наука, 1969. 322 с.
298. Постановление межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. С-ПБ. Вып. 38. 2008.
299. Постановление Правительства РФ от 16 февраля 2008 г. № 87 «О составе разделов проектной документации и требованиях к их содержанию» // Российская газета. 28.02.2008.
300. Предварительная оценка неотектонических условий территории районов Островецкого и Верхнедвинского пунктов для возможного выбора конку-

рентных площадок АЭС на основе комплексного специализированного дешифрирования данных космо- и аэрофотосъемок. РУП «Белгеология». Минск, 2008.

301. Программа мониторинга параметров, процессов и явлений природного происхождения в районе и на площадке размещения Нижегородской АЭС. «Атомэнергопроект» ОАО «НИАЭП». Нижний Новгород. 2011. 280 с.

302. Пушаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты». Т.2. М.: ГЕОС, 1998. С.103-115.

303. Рассказов А.А. Геоэкологические проблемы урбанизированных территорий. М.: ИИЦ, ИФЗ РАН, 2008а.

304. Рассказов А.А. Природные и техногенные чрезвычайные ситуации и катастрофы: Учеб. пособие. М.: Изд-во РУДН, 2008б.

305. Раскатов Г.И. Неотектоническая структура территории Воронежской антеклизы // Тектонич. движения и новейшая структура земной коры. Матер. совещ. по проблемам неотектоник. М.: Недра, 1967. С. 180-184.

306. Раскатов Г. И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж, 1969. 164 с.

307. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106-112.

308. Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А. и др. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. Воронеж, 1976. 120 с.

309. Разломы земной коры Беларуси: монография / Р.Е. Айзберг и др.; под ред Р.Е. Айзберга. – Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

310. Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А. и др. Важнейшие черты тектонической структуры северо-западной части Воронежской антеклизы // Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1978. С. 64-87.

311. Разломы земной коры Беларуси. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

312. Размещение ядерных установок ядерного топливного цикла. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности. НП-050-03. Утв. Госгортехнадзором России от 31.12.2003. М., 2003. № 11.

313. Размещение атомных станций. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности. НП-032-01. ГАН РФ, М. 2001

314. Результаты инженерных изысканий по выбору площадки размещения Курской АЭС-2 Том 1. KUR-BDD0004, Москва: Атомэнергопроект. 2012а.

315. Результаты инженерных изысканий по выбору площадки размещения Курской АЭС-2 Том 3. Результаты инженерно-геологических изысканий Книга 3 Результаты сейсмологических и сейсмотектонических исследований территории. KUR-BDD0008. Москва: Атомэнергопроект. 2012б.

316. Рогожин Е.А., Харазова Ю.В., Горбатиков А.В. и др. Строение и современная активность Интрамизийского разлома в северо-восточной Болгарии по комплексу новых геолого-геофизических методов // Физика Земли. 2009. № 9. С. 15-23.

317. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В. Поверхностное и глубинное строение Теплостанского грабена Московского алакогена в юго-западной части Москвы // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 202-205.

318. Руководящий технический материал по изучению деформаций земной поверхности геодезическими методами на полигонах атомных электростанций. ГКИНП-10-186-84..

319. Савко В.Д. История развития поверхности кристаллического фундамента Воронежской антеклизы в верхнем протерозое и фанерозое. Книга «Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива». Воронеж, ВГУ, 1976.

320. Санько А.Ф., Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1. (22). С. 146-156.

321. Сашурин А.Д. Уровень обеспеченности геодинамической безопасности объектов атомной энергетики / Современная геодинамика массивов горных

пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск: СО РАН, 2010. С. 214-218

322. Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Неотектоника краевой части Фенноскандинавского щита (юго-западная Карелия) // Мат. совещ. « Общие региональные проблемы тектоники и геодинамики». Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. с. 233-236.

323. Сергеев Е.М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978.

324. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.

325. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 года. М.: Наука, 1980.

326. Сейсмологические исследования в составе инженерных изысканий. Оценка степени геодинамической активности локальных структур площадки в масштабе 1:5000. ООО Энергопроекттехнология. 2010.

327. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Науч. ред. акад. НАНБ Р.Г. Гарецкий, С.А. Несмеянов. М: «Книга и бизнес», 2009. 228 с.

328. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Концепция «Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России». М.: ИГиРГИ, 2000. 60 с.

329. Сим Л. А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3-22.

330. Сим Л. А. Карта полей неотектонических напряжений (Neotectonic Stress Fields Of The East European Platform (EEP) And Adjacent Structures Introduction Lithosphere, 1996a, No. 5. P. 100 - 107.

331. Сим Л.А., Сергеев А.А. Методика изучения неотектонических напряжений и разломной тектоники платформенных областей // Материалы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996б. С. 134-135.

332. Сим Л.А., Зайцев В.А. Неотектонические напряжения севера Восточно-Европейской платформы и Урала (материалы международного совещания по проекту Европроба). М.: КМК, 1994. С. 169-175.

333. Сим Л.А., Банквитц П., Банквитц Е. Особенности современной разломной тектоники Европы // Мат. совещ. «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Т. 2. М.: ГЕОС. 2003. с. 182-184.

334. Скоморохов А.И. О принципах расчленения водораздельных суглинков КМА // Проблемы антропогена Центральных районов Русской платформы. Воронеж. Изд-во ВГУ. 1979. С. 119-125.

335. Соловьева Л.И., Филиппова В.А. Ананьев С.Н. Отчет по космофото-геологическому картированию м-ба 1:1 000 000 на площади листов N-36-А, В, Г; -37-Б, В, Г-38 и м-ба 1:500 000 на площади листов N-36-Б, -37-А. Калуга. М. 1990.

336. Строительство в сейсмических районах. СНиП II-7-81*.

337. Стром А.Л. Оценка амплитуд сейсмогенных подвижек по тектоническим нарушениям в основаниях сооружений // ГС. 1993. № 3. С. 13-17.

338. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977.

339. Структурно-вещественная схема строения кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. М-б 1:200000. Атомпроект. Моск. Отд. ОГИС, г. Москва, 1989.

340. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1:5 000 000. Мингео РСФСР. М., 1983

341. Суханова Т.В. Новейшая тектоника и эволюция Окско-Цнинского вала (Русская плита). Автореф. дис. к.г.мн, 2000. 36 с.

342. Суханова Т.В., Макаров В.И. Пачелмский авлакоген (Русская плита) на новейшем этапе тектонической эволюции // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Казань. Изд-во КГУ, 2007. С. 64-68.

343. Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным / А. П. Тарков. М.: Недра, 1974. 172 с.

344. Технический отчёт об инженерных изысканиях к выбору пункта. Книга 2. Инженерно-геофизические изыскания. Курская АЭС-2. ТЭО. Москва: МО Атомэнергопроект. Москва. 1989.
345. Технический отчет о результатах геодезических измерений, выполненных в 2010 г. «Атомэнергопроект» ОАО «НИАЭП». Нижний Новгород. 2011.
346. Тевелев Арк.В. Сдвиговая тектоника. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.
347. Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1990. 168 с.
348. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
349. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы (материалы международного совещания по проекту Европроба). М.: КМК, 1994. 209 с.
350. Технический регламент о безопасности зданий и сооружений (Федеральный закон от 30.12.2009 № 384-ФЗ).
351. Требования к содержанию отчета по обоснованию безопасности АС с реакторами типа ВВЭР. НП-006-98 (ПНАЭ Г-01-036-95). 1998.
352. Трегуб А. И. Неотектоническая структура и поля напряжений территории Воронежского кристаллического массива. Вестн. Воронеж. ун-та. Геология, 2001. Вып. 11. С. 33-46.
353. Трегуб А.И., Великанов А.А. Разломы в осадочном чехле платформ по геолого-геофизическим данным // Материалы совещ. «Тектоника и геофизика литосферы». Т. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 240—242.
354. Трегуб А.И.. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива / Дис. д-ра г.-м. н. (25.00.01). Воронеж. 2005. 329 с.
355. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. // Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 9. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. 220 с.

356. Трегуб А. И. Морфометрия современной поверхности и неотектоническая структура территории ВКМ / А. И. Трегуб, О. В. Жаворонкин // Вестн. Воронеж, ун-та. Сер. Геология. 2000. - № 9. - С. 19-26.
357. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
358. Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 196-206.
359. Уломов В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2/3. С. 6-26.
360. Уточнение положения Железногорского разлома и характера его проявления в осадочном чехле по результатам электроразведочных исследований методом ЗСБ, ВЭЗ. Курская АЭС. Москва: Атомэнергопроект. 1994а.
361. Уточнение положения известных и выявление других тектонических нарушений в районе КАЭС по гравиметрическим данным. Курская АЭС. Реконструкция. Москва: Атомэнергопроект. 1994б.
362. Уточнение исходной сейсмичности района и сейсмическое микрорайонирование конкурентных площадок Нижегородской АЭС. «Атомэнергопроект» ОАО «НИАЭП». Нижний Новгород. 2008а.
363. Уточнение исходной сейсмичности района и сейсмическое микрорайонирование конкурентных площадок Нижегородской АЭС. «Атомэнергопроект» ОАО «НИАЭП». Нижний Новгород. 2008б.
364. Учет внешних воздействий природного и техногенного происхождения на объекты использования атомной энергии. НП-064-05.
365. Фридман Б.И., Манаева Н.В. Ландшафтно-геоморфологическая характеристика оползневых ландшафтов Окско-Волжского Нижегородского откоса // Геоморфология. 2011. № 3. С.73-84.
366. Чистяков, А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. Учебник. М.: ГЕОС, 2000. 380 с.

367. Шевырев Л.Т. О сложности унаследованности тектонического развития платформенных структур на примере Воронежской антеклизы. Изд-во ВУЗов «Геология и разведка» № 3, 1985.

368. Шевырев Л.Т. О современном рельефе поверхности кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. Изд-во ВУЗов «Геология и разведка» № 11, 1986.

369. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 500 с.

370. Характеристика района и площадки АЭС. Книга 4. «Атомэнергопроект» ОАО «НИАЭП». Нижний Новгород. 2010.

371. Ходорович К.К. Макеев В.М. Роль детального геологического прогнозирования устойчивости кровли угольных пластов в повышении экологических показателей // Мат-лы совещ. «Системный наземно-аэрокосмоэкологический мониторинг», Свердловск, 1991. С. 225-226.

372. Холмовой Г.В. О неогеновых террасах территории КМА // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж. Изд-во Воронеж. ун-та. 1982. С. 4-11.

373. Чернышев Н.М., Надежка Л.И., Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Великанов А.А., Дубянский А.И. Глубинное строение ВКМ по данным ГСЗ: геодинамические следствия // Материалы совещ. «Тектоника и геофизика литосферы». М.: ГЕОС, 2002. С. 298-301.

374. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная характеристика древних платформ // Изв. АН СССР, серия геол., № 4. 1947.

375. Шевырев Л.Т. Кольцевые структуры (гранитные купола) юго-востока Воронежского кристаллического массива // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1980. № 10. С. 47-52

376. Шульц С.С. Планетарная трещиноватость. Планетарная трещиноватость. Л. Изд-во ЛГУ, 1973. С. 5-37.

377. Чернышев Н.М., Ненахов В.М., Лебедева И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21-30.

378. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями // Изв., АН СССР. Сер. геол., 1947. № 5.

379. Щукин Ю.К. Нелинейность глубинных процессов и современные динамические (сейсмотектонические) системы Северной Евразии // Материалы совещ. «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 158-160.

380. Щукин Ю.К. Вопросы платформенной сейсмотектоники // Материалы совещ. «Тектоника и геофизика литосферы». М.: ГЕОС, 2002. С. 352-357.

381. Щукин Ю.К., Копп М.Л. Глубинные корни новейшей структуры платформенных областей юго-восточной Европы. Тр. ИДГ РАН, 2006. С. 165-175.

382. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

383. Якубовская Т.В., Ажгиревич Л.Ф., Аношко Я.И. и др. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1 (22). С. 135-145.

384. Dorozhko A. L., Makeev V. M. Large-scale Structural and Geodynamic Mapping of Platform Territories on the Example of Moscow. Journal of Earth Science and Engineering, USA, 2013.

385. Makarov V.I., Grigorieva S.V., Makeev V.M. Struktural-and-geodynamic researches in engineering Geology surveys // EngeoPro-2011. 2011. PP.37-38.

386. Makarov V., Makeev V., Makarova N., Dorozhko A., Ramazanov T. Geodynamic active zones - new object of researches in geotectonic of platforms // 32nd IGC, Florence - Italy, August 20-28, Part 2. 2004. P. 934.

387. Makarova N.V., Makeev V.M., Sukhanova T.V., Miklyaev P.S., Dorozhko A.L., Korobova I.V. The Neotectonic and Geodynamics of the Lower Oka Region (East

European Craton) // Moscow University Geology Bulletin, 2012, Vol. 67, No. 4, pp. 209–217.

388. Makeev V.M., Makarova N.V., Sukhanova T.V., Korobova I.V., Dorozhko A.L., Karfidova E.A., Ledenev V.N. Structural-geomorphological and geodynamics conditions of Svirsko-Oshmansk region of Belarus // Springer, IAEG XII Congress, Torino, 2014. Italy.

389. Makeev V.M. Neotectonic of the North-West part of the Altai-Sayan orogen (30th Intern. Geol/ Congress, Beijing, China, 1996a.

390. Makeev V.M. Principle features of structure and development of the North-West part of the Altai-Sayan orogen in the Quaternary (Pacon '96, Honolulu, Hawaii, 1996.

391. Heller, M. "Triangulation and Interpolation of Surfaces," in R. Sieber and K. Brassel (eds), A Selected Bibliography on Spatial Data Handling: Data Structures, Generalization and Three-Dimensional Mapping, Geo- Processing Series, vol 6, Department of Geography, University of Zurich, 1986. P. 36-45.

392. Hobbs W. H. Lineaments of the Atlantic border region. Bull. Geol. Soc. Amer., 1904, vol. 15, P. 483-506.

393. Jenness, J. Calculating landscape surface area from digital elevation models. Wildlife Society Bulletin 32(3), 2004. P. 829-839.

394. Sim L.A/ Neotectonics stress fields of the East European platform (EEP) and adjacent structures // Литосфера. 1996. № 5. С. 100-107.

395. Schukin Y.K. Deep dynamic systems of Northern Eurasia // Abstr. 11-th Intern. Conf. on basement tectonics. Posdam, 1994. P. 142-143.