Л.В. ПАНИНА, В.А. ЗАЙЦЕВ



Неотектоника Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий

МОСКВА

2024

УДК 551.248.2
ББК 26.322.5
П16

Коллектив авторов:
Л. В. Панина и В. А. Зайцев

П16 **Неотектоника Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий.** – М.: Издательство «Перо», 2024. – Мб. [Электронное издание]. – Систем. требования: процессор x86 с тактовой частотой 500 МГц и выше; 512 Мб ОЗУ; Windows XP/7/8; видеокарта SVGA 1280x1024 High Color (32 bit). – Загл. с экрана.
ISBN 978-5-00244-773-2

В монографии изложены результаты комплексных структурно-геоморфологических исследований различных районов Восточно-Европейской платформы и ее обрамления: Воронежской и Волго-Уральской антеклиз, Московской, Балтийской и Прикаспийской синеклиз, а также прилегающих к платформе на юге эпигерцинской Скифской плиты, на северо-востоке Тимано-Печорской эпибайкальской платформы (Печорской плиты), а также граничащих с платформой на востоке Предуральского прогиба и Уральского орогена. В основу изучения положен комплекс методов, базирующихся на появившихся в последнее время компьютерных технологиях и современных космических изображениях с высоким разрешением, позволяющих выявлять малоамплитудные выраженные в рельефе дислокации, что существенно расширяет наши представления о новейшей тектонике и геодинамике равнинных территорий.

УДК 551.248.2
ББК 26.322.5

ISBN 978-5-00244- 773-2 ©

Авторы, 2024

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	**5-6**
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	**7-10**
НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ	**11-20**
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ	**21-32**
НЕОТЕКТОНИКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.	**33-50**
НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ	**51-67**
НЕОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	**68-88**
НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	**89-99**
НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.	**100-109**
3D КОМПЬЮТЕРНЫЕ МОДЕЛИ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	**110-116**
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	**117-121**
ЛИТЕРАТУРА	**122-127**

ВВЕДЕНИЕ

Изучению новейшей тектоники Восточно-Европейской платформы посвящено много работ, при выполнении которых в разные годы использовались различные методики, позволявшие проводить исследования с той или иной степенью детальности. Изучением неотектоники платформы занимались многие исследователи, среди которых Н.И. Николаев, А.А. Наймарк, П.Н. Николаев, Ю.А. Мещеряков, В. И. Бабак, В.И. Башилов, В.В. Бронгулеев, Б.Н. Можаев, А.А. Наймарк, С.А. Несмеянов, Г.И. Раскатов, И.Н. Рыжов, Л.А. Сим, А.И. Трегуб, В.Г. Трифонов, Ф.Н. Юдахин, С.С. Шульц, Ю.К. Щукин и многие другие. Среди наиболее известных публикаций можно привести монографию Ю.А Мещерякова «Структурная геоморфология равнинных стран» (1965); монографию «Равнины Европейской части СССР» (1974 г.), где большой раздел отведен Русской равнине. Авторами этого раздела являлись Ю.А Мещеряков, А.А. Асеев, А.Г. Доскач, С.К. Горелов, Г.В. Обидиентова. Позднее, в 2003 году вышли в свет коллективные монографии «Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы» (Ф.Н. Юдахин, Ю.К. Щукин, В.И. Макаров); в 2006 году «Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (В.И Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмеянов, В.М. Макеев, А.Л. Дорожко, А.В. Зайцев, Г.В. Зеленщиков, Л.И. Серебрякова, Т.В. Суханова); в 2014 году «Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала» 2014 г. под редакцией Ю.Г. Леонова и М.Л. Коппа.

Сотрудниками кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Н.И. Николаевым, П.Н. Николаевым, А.А. Наймарком и др. в разные годы были созданы карты новейшей тектоники СССР и мира. Позднее сотрудники кафедры динамической геологии принимали участие в создании карты новейшей тектоники Северной Евразии 1997 года издания под редакцией А.Ф. Грачева.

Среди изданных на территорию России на сегодняшний день наиболее известны созданные в разные годы разномасштабные неотектонические карты: новейшей тектоники СССР м-ба 1:5 000 000 под редакцией Н.И. Николаева, С.С. Шульца (М.:1959); новейшей тектоники СССР и сопредельных областей, м-б 1:5000000, гл. ред. Н.И. Николаев (М.: Мингео СССР, 1979); неотектоники европейского севера (Рыжов, 1988), неотектоники Воронежского кристаллического массива (Раскатов, 1969; Трегуб, 2002); карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР» масштаб 1:1 500 000 (гл. ред. В.И. Бабак,1980); карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР (Башилов и др., 1984); карта новейшей тектоники Северной Евразии, м-б 1:5000000 по ред. А.Ф. Грачева (М.: Мин. геологии СССР, 1997); карта новейшей тектоники и геодинамики области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты м-ба 1:500 000 под редакцией В.И. Макарова (2006); кайнозойских напряжений востока Русской плиты и Южного Урала (Леонов и др., 2014); в 2020 году коллективом авторов под редакцией Н.В. Межеловского создана современная карта неотектонического районирования территории Российской Федерации в масштабе 1:2 500 000.

Все эти работы носят, либо обобщающий характер, где на построенных мелкомасштабных картах выделяются новейшие дислокации первого ранга, либо носят узко региональный характер. Методы, которые использовались при построениях (морфометрический, геоморфологический, нивелирование и др.) проводились по космическим снимкам и топографическим картам, как правило, предшествующего поколения.

Появление в последние годы компьютерных технологий и современных космических изображений с высоким разрешением, позволяющих выявлять малоамплитудные выраженные в рельефе дислокации, существенно расширяет наши представления о новейшей тектонике и геодинамике равнинных территорий.

Авторы данной монографии, которые являются сотрудниками лаборатории «Исследования геокатастроф» кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, в течение ряда лет проводят работы по созданию новой электронной версии карты новейшей тектоники Восточно-Европейской платформы нового поколения. Целью наших исследований является, используя современные материалы и технологии, выявить особенности новейшего строения различных в историко-геологическом отношении структурных элементов Восточно-Европейской платформы, определить степень влияния на их развитие глубинных деформаций, а также окружающих молодых плит и орогенов. В связи с этим был проведен структурно-геоморфологический анализ, дополненный автоматизированной обработкой рельефа с помощью программы LESSA с использованием радарных космических снимков ASTER, GDEM. Полученные результаты сопоставлялись с данными о сейсмичности и распределении теплового потока, гравитационными, магнитными аномалиями и др. Особое внимание уделялось корреляции выявленных новейших структур и глубинных дислокаций фундамента.

Исследования проводились в разных районах, для каждого из которых созданы ГИС-проекты. Районами изучения являлись Воронежская и Волго-Уральская антеклизы, Московская, Балтийская и Прикаспийская синеклизы, а также области обрамления Восточно-Европейской платформы – прилегающая на юге эпигерцинская Скифская плита, на северо-востоке Тимано-Печорская эпибайкальская платформа (Печорская плита), а также граничащие с платформой на востоке Предуральский прогиб и Уральский ороген. Структурно-геоморфологическое дешифрирование современного рельефа платформы и ее обрамления проводилось в масштабе 1:500 000 и дополнялось комплексом методов и материалов, о которых подробнее речь пойдет в главе «Методика». Далее в монографии приводится описание результатов структурно-геоморфологических исследований районов с юга на север, охватывая территории Восточно-Европейской платформы с востока на запад.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Структурно-геоморфологический метод, предложенный Н.П. Костенко (1999) и опробованный в разных регионах, является важной основой для изучения неотектоники и геодинамики. В основе метода, как известно, лежит анализ рельефа по топографическим картам и геолого-геоморфологическим профилям, что позволяет выявлять и сопоставлять новейшие дислокации в плане и в вертикальном сечении. Установленные дислокации подтверждаются полевыми наблюдениями и геолого-геофизическими материалами.

Основные положения методики построения структурно-геоморфологических карт и геоморфологических профилей изложены в учебнике Н.П. Костенко (1999). Следует отметить, что метод направлен на выявление новейших дислокаций конэрозионного этапа развития структурных форм, т.е. с момента становления структурной формы в рельефе без учета денудации.

На существование растущих поднятий указывает расходящийся по радиусам, от свода поднятия рисунок гидросети, а границы поднятий оконтуриваются речными долинами. Кроме того, проводится и анализ абсолютных отметок рельефа. Гидросеть часто использует зоны разрывов, трещиноватости, дробления и повышенной проницаемости пород, которые можно интерпретировать как «слабые зоны». Термин «слабая зона», под которой понимается разрыв, трещина или зона трещиноватости и дробления пород был предложен Н.П. Костенко (1999) и использовался, как правило, при дешифрировании топографических карт. Этот термин подразумевает тектоническую природу дислокации. Чаще, особенно при дешифрировании космических снимков, исследователи часто используют термин «линеамент», имеющий более широкое толкование. Можно использовать и этот термин, если под ним понимать тектоническую природу дислокации. Слабые зоны являются результатом избирательного процесса линейной и склоновой денудации и контролируют границы новейших структурных форм. Индикаторами слабых зон служат крупные речные долины и их притоки, овраги, седловины и др. При этом использовались такие признаки поведения гидросети, как линейность долин, спрямление участков речных долин и русел, системность или повторяемость их направлений, явление преломления речных долин, изменение ширины долины и др. Однако следует помнить, что речная сеть разрабатывает не только новейшие, но и древние разрывы и трещины, а речные долины приурочены к слабым зонам фрагментарно. Также признаками выявления новейших дислокаций являются резкий перепад абсолютных отметок и изменение рисунка горизонталей рельефа. Степень достоверности выявленных слабых зон повышается при анализе рельефа не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальном сечении. Для этого были построены геоморфологические профили. Интерпретация профилей позволила перевести некоторые слабые зоны в ранг новейших разрывов и оценить амплитуды смещения по ним.

Вместе с тем морфология современного рельефа - речных долин, водоразделов, конечно, не является результатом только тектоники, в ней так или иначе отражено воздействие и экзогенных процессов. Применение этого метода в равнинных районах, где перепады абсолютных отметок рельефа малы, а дислокации завуалированы чехлом рыхлых четвертичных отложений, сопряжено с рядом трудностей. Эти трудности преодолимы с появлением в последнее время космических радарных снимков высокого разрешения, позволяющих, с одной стороны, повысить детальность работ, а с другой ─ обзорность, что существенно расширяет наши представления о выраженных в рельефе новейших дислокациях. Современные способы компьютерной обработки радарных

снимков, полученных сенсорами ASTER и GDEM, позволяют выявить даже небольшие колебания рельефа. Применение автоматизированной обработки радарных изображений с помощью программы LESSA, автором которой является А.А. Златопольский (1984), позволяет в автоматизированном режиме увидеть и отдешифрировать рисунок всей гидросети, построить общую розу-диаграмму линеаментов района, оценить изменение роз-диаграмм линеаментов в разных участках, проследить построенные программой линии вытянутости гидросети, отражающие генерализованные простирания гидросети и другие характеристики рельефа.

Использование при структурно-геоморфологическом дешифрировании ГИС-технологий, позволяющих одновременно рассматривать привязанные друг к другу разного рода карты, снимки, геолого-геофизические данные, меняя масштабы изображения, существенно повышает точность и степень достоверности полученных результатов. Автоматизированное построение геоморфологических профилей сокращает время, которое было бы затрачено на построение профилей вручную, что позволяет построить их большое количество. Понятно, чем больше мы построим и проинтерпретируем профилей на предмет выявления новейших дислокаций, тем достовернее полученные результаты. Существенным моментом в развитии структурно-геоморфологического анализа являются использование новых методов космической геодезии, особенно, таких как GPS, радарная интерферометрия. Эти методы позволяют количественно оценить амплитуды горизонтальных и вертикальных современных движений, наглядно показать тенденции развития структур, что является задачами структурно-геоморфологических исследований.

С целью получения более достоверной информации структурно-геоморфологическое дешифрирование дополнено другими методиками, такими как анализ кривых тектонического погружения (back stripping) для территории Скифской плиты, что позволило оценить амплитуды неотектонических движений за отдельные промежутки времени и восстановить историю новейшего развития региона [Cloetingh S. A. P. L., Kooi H.,1990].

Широко применялся и несколько модернизированный с помощью GIS технологий морфометрический анализ, позволивший уточнить неотектоническое строение территории [Философов,1960].

С целью оценки геодинамической активности привлекались данные о проявлении сейсмичности, GPS наблюдениях и распределении теплового потока, использовались результаты эманационных съемок, проведенных на территории Чашниково (отроги Клинско-Дмитровская гряда). Также для отдельных территорий было выполнено 3D геодинамическое моделирование.

Комплексное использование топографических материалов нового поколения и компьютерной обработки является важным аспектом в развитии структурно-геоморфологического анализа, что позволяет по-новому подойти к решению теоретических и прикладных задач неотектоники. Перечисленные выше новые технологии, существенно расширяющие возможности структурно-геоморфологического анализа, были успешно опробованы авторами в различных тектонических регионах: орогенах, молодых и древних платформах, периорогенных областях, микроконтинентах.

В этой монографии изложены результаты применения, описанного выше комплекса методов, включавшего визуальное и автоматизированное дешифрирование, статистическую компьютерную обработку данных, построение роз-диаграмм и карт направления их вытянутости и др. для территории Восточно-Европейской платформы и ее обрамления: ограничивающих ее с юга Скифской плиты, с севера ─ Тимано-Печорской, с востока ─ Уральского орогена (Рис.1). Дешифрирование проводилось в

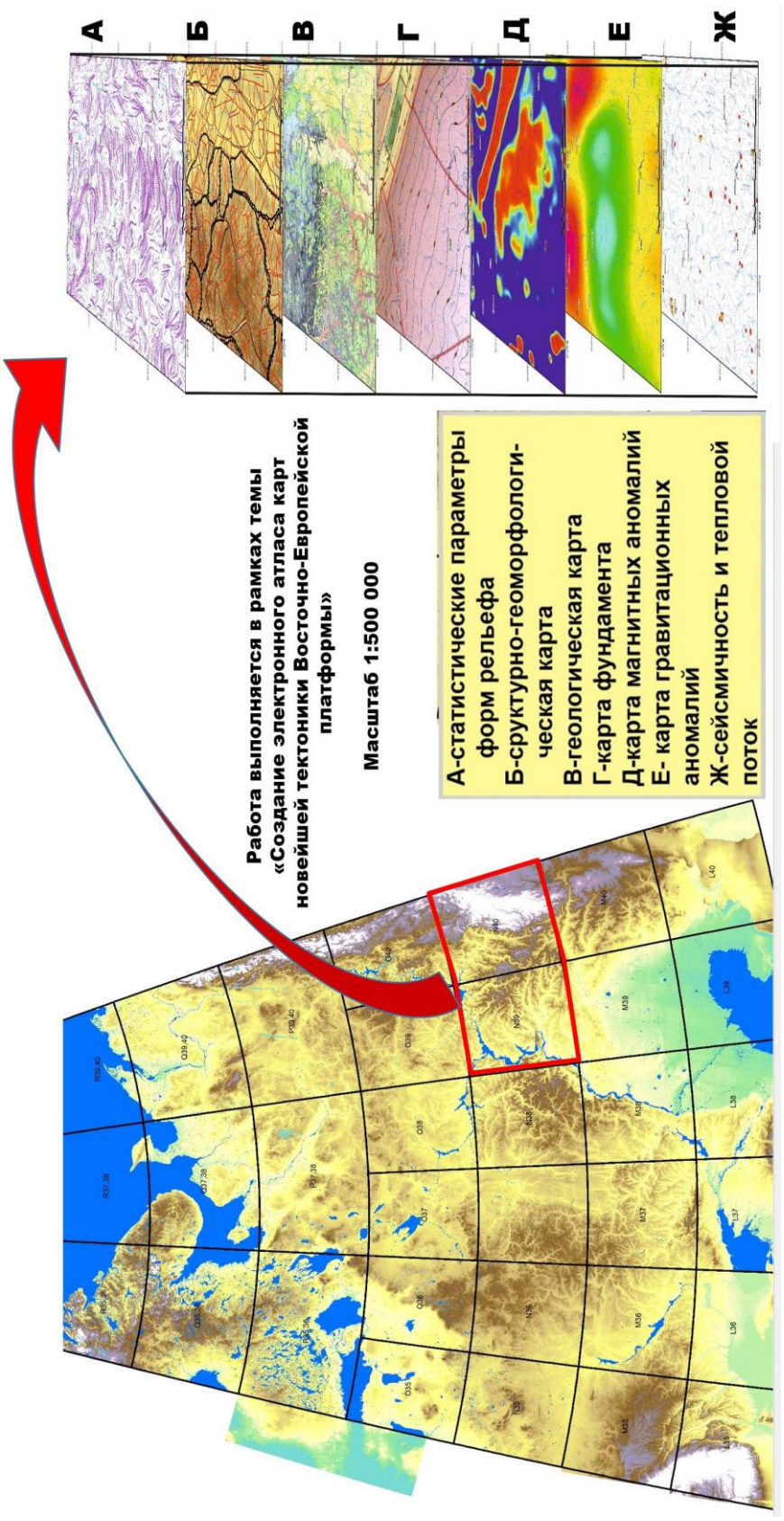


Рис.1. Создание электронного атласа карт новейшей тектоники Восточно-Европейской платформы. В масштабе 1:500 000

рабочем масштабе 1:500 000, а для некоторых участков были выполнены более детальные исследования. На представленных структурно-геоморфологических картах масштабов 1:1 000000 и крупнее 1:500 000 показаны новейшие структуры: поднятия и впадины первого ранга, осложненные частными поднятиями, а также слабые зоны (разрывов, трещиноватости и т.д.).

НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Применение комплексных структурно-геоморфологических исследований, включавших визуальное дешифрирование разномасштабных топографических карт, а также анализ радарных космических изображений и их компьютерную обработку, позволило выявить в пределах Прикаспийской впадины новейшие поднятия и впадины, осложненные линеаментами, многие из которых являются разрывными нарушениями. Новейшие дислокации во многом соответствуют структурам фундамента и осадочного чехла, а также обусловлены «соляной тектоникой». Существенное влияние на их формирование оказывают Уральский ороген и Скифская плита, втянутые на новейшем этапе в общее поднятие.

Район исследования расположен на юго-востоке Русской плиты в пределах Прикаспийской впадины, которая входит в состав единой Каспийской мегавпадины, включающей также впадины Среднего и Южного Каспия. В тектоническом отношении она соответствует одноименной синеклизе Восточно-Европейской платформы – наиболее погруженной по фундаменту структуре. В геоморфологическом отношении Прикаспийская впадина традиционно называется Прикаспийской низменностью, которая испытывала отрицательные движения в течение всего фанерозоя. В современном рельефе − это слаборасчлененная низменная равнина с преобладающими абсолютными отметками менее 100 м вплоть до отрицательных значений -28 м, увеличивающимися к восточной периферии до 200 м и более в области Подуральского плато. На севере и северо-западе пограничными структурами являются новейшие поднятия, которые развиваются на склонах Волго-Уральской и Воронежской антеклиз, на западе и юго-западе – структуры Скифской плиты: Ергенинское поднятие и зона погружения вала Карпинского, на северо-западе – Приволжское поднятие. Северо-восточным обрамлением служит поднятие Общего Сырта, а восточным – структуры предгорного прогиба Уральского орогена. На юге низменность ограничена впадиной Каспийского моря.

Согласно последним исследованиям глубина залегания фундамента в Прикаспийской впадине достигает 22 км, а сам фундамент представляет собой серию блоков континентальной коры разного времени консолидации, отделенных друг от друга зонами долгоживущих разломов [Астраханский…2008].Наиболее древний возраст фундамента ─ архей-протерозойский, установлен в пределах Центрально-Прикаспийского блока, а южнее, в пределах Восточно-Прикаспийского геоблока фундамент более молодой − позднепротерозой - рифейский.

На тектонической карте фундамента [Международная карта…2003] наиболее поднятой структурой (с глубиной залегания до -8 км) является Астраханско-Актюбинская система блоковых поднятий, которая приурочена к побережью Каспийского моря и далее следует вдоль восточной периферии Прикаспийской впадины. Наиболее погруженными являются Центрально – Прикаспийская депрессия и Сарпинский прогиб с глубинами залегания фундамента до -22 км. Мощный осадочный чехол, образовавшийся в течение длительного прогибания Прикаспия, сложен породами подсолевого палеозойско-раннепермского, соленосного кунгурского и надсолевого верхнепермско-кайнозойского комплексов. Эти породы образуют бескорневые складки, осложненные диапирами и разрывными нарушениями, нередко наследующими разломы фундамента.

Цели и методики исследований. Новейшее строение Прикаспийской впадины изучалось многими исследователями. Среди них И.П. Герасимов, Ю.А. Мещеряков, В.С. Журавлев, Л.Б. Аристархова и др. Существуют карты неотектоники 1:5000000

масштаба под редакцией Н.И. Николаева и А.А. Наймарка 1979 года издания [Карта новейшей тектоники…1979] и А.Ф. Грачева, изданная в 1996 году [Карта новейшей тектоники…1996]. На этих мелкомасштабных картах многие дислокации Прикаспия не нашли своего отражения (Рис.2).

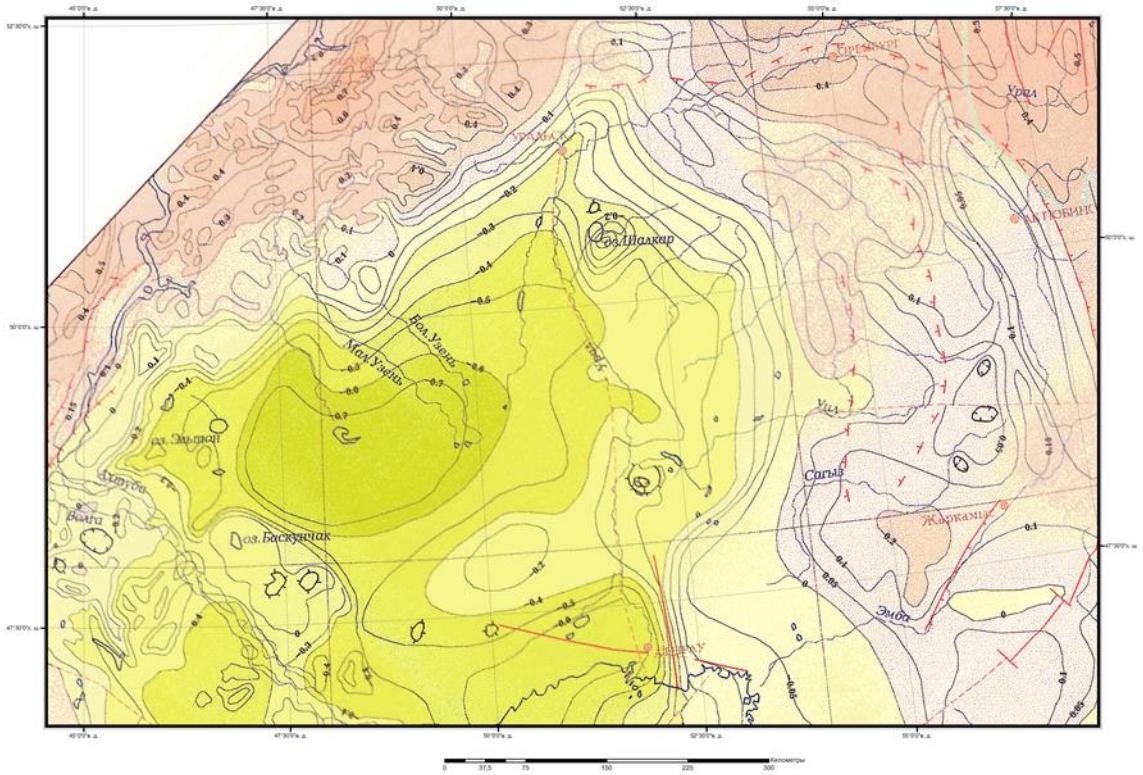


Рис.2. Фрагмент карты новейшей тектоники Северной Евразии (ред.А.Ф.Грачев,1996)

С появлением современных данных геолого-геофизических работ, материалов космических съемок, в частности радарных изображений, и методик их обработки, возникла необходимость проведения исследований, которые существенно расширяют представления о неотектонике района.

Проведение структурно-геоморфологического анализа в условиях равнинного, слабо расчлененного рельефа, всегда вызывает трудности. Для выявления развивающихся структур традиционно используются такие косвенные геоморфологические признаки, как: оконтуривание поднятий речными долинами и эрозионными понижениями, радиальный центробежный рисунок гидросети, изменение уклонов и превышений рельефа, сокращение площади озер и др., которые не всегда можно увидеть на топографических картах и на обычных спектрозональных космических снимках. Применение радарных изображений существенно увеличивает информативность дешифрирования равнинного рельефа.

Компьютерная программа Global Mapper позволяет выделять по радарным изображениям эрозионную сеть, генерализация которой помогает лучше увидеть структуры, слабо выраженные в рельефе. Поэтому структурно-геоморфологическое дешифрирование топографических карт и спектрозональных космоснимков Landsat7 дополнялось визуальным анализом детальных радарных изображений, позволяющих обнаруживать погребенные структуры в районах с отрицательными значениями абсолютных отметок рельефа. Особенно это касается центральной части

Прикаспийской впадины, испытавшей за новейший этап (с олигоцена по ныне) существенное прогибание.

Была проведена также автоматизированная обработка радарных снимков ASTER GDEM с помощью программ LESSA и Global Mapper. Программа LESSA, разработанная А.А. Златопольским [Златопольский 1988], позволяет автоматически выявлять в виде так называемых штрихов линии водоразделов и долин, а также рассчитывать их статистические характеристики в скользящем окне. При этом можно вычислить общую плотность штрихов, плотность штрихов каждого направления, построить «розы-диаграммы» распределения штрихов по направлению, определить степень и направление вытянутости роз-диаграмм и другие параметры. Была построена схема линий вытянутости роз-диаграмм элементов рельефа с окном осреднения 135 км, которая в дальнейшем сравнивалась с результатами структурно-геоморфологического дешифрирования и дислокациями глубинных структурных планов, главным образом, поверхностью фундамента. Полученные в результате проведения таких комплексных структурно-геоморфологических исследований данные сопоставлялись с геолого-геофизическими материалами.

Неотектоника. Проведенные структурно-геоморфологические исследования позволили выявить в обрамлении Прикаспийской впадины серию новейших поднятий первого ранга, амплитуда которых колеблется от 150 до 400 м (Рис.3).

Одни из них развиваются на молодых Скифской и Туранской плитах (Ергенинское, Донызтаусское, Турушское и др.); другие на склонах Воронежской и Волго-Уральской антеклиз древней Восточно-Европейской платформы (Приволжское, Мокроусское, Перелюбское, Сорочинское, Назыкское,Оренбургское), третьи образуют систему поднятий в пределах Предуральского прогиба (Чебогаровское, Кувандыкское, Полтавское). Эти поднятия отделяются друг от друга узкими впадинами, к которым приурочены долины крупных рек. Так, расположенное на северо-востоке Назыкское поднятие (13), граничит на востоке с Инкской предгорной впадиной, разрабатываемой долиной р. Инк. Оренбургское поднятие (12), расположенное на востоке, ограничено с севера и юга соответственно Сакмарской и Уральской приразломными впадинами [Наумов 1981]. В пределах этих структур первого ранга, испытывающих в целом тенденцию к воздыманию, выделяются частные дислокации.

Сама Прикаспийская впадина также осложнена поднятиями разного ранга и разной амплитуды. Среди них выделяются высокоамплитудные с абсолютными отметками 100-250 м; малоамплитудные, альтитуды рельефа которых не более 100м, и погребенные, не выраженные в рельефе. Высокоамплитудные поднятия приурочены к северной и восточной перифериям Прикаспийской впадины. Как правило, это несколько вытянутые в субширотном и субмеридиональном направлениях структуры, разделенные узкими долинообразными впадинами, соответствуют относительно приподнятым зонам фундамента: Астраханско-Актюбинской системе поднятий и Заволжско-Предуральской складчатой зоне на востоке и юго-востоке, а также Северо-Западной бортовой зоне на севере. Глубины залегания кровли фундамента здесь колеблются от - 4 до -10 км. Важно отметить увеличение контуров новейших поднятий по сравнению с одноименными структурами фундамента (Ащикольское, Енбекское, Караулкельдинское).

Малоамплитудные (до 100 м) и погребенные поднятия приурочены к центральной западной и южной частям Прикаспийской впадины (Рис. 3). Некоторые из них: Мунайлинское (44) и Опорное (45) расположены на юго-востоке. Поднятия, как правило, имеют изометричную форму, обусловленную, по-видимому, соляным диапиризмом. Среди них Чкаловское (47), Юстинское (49), Октябрьское (52), Булухтинское (53), Эльтонское (54), развивающиеся на западном и северо-западном

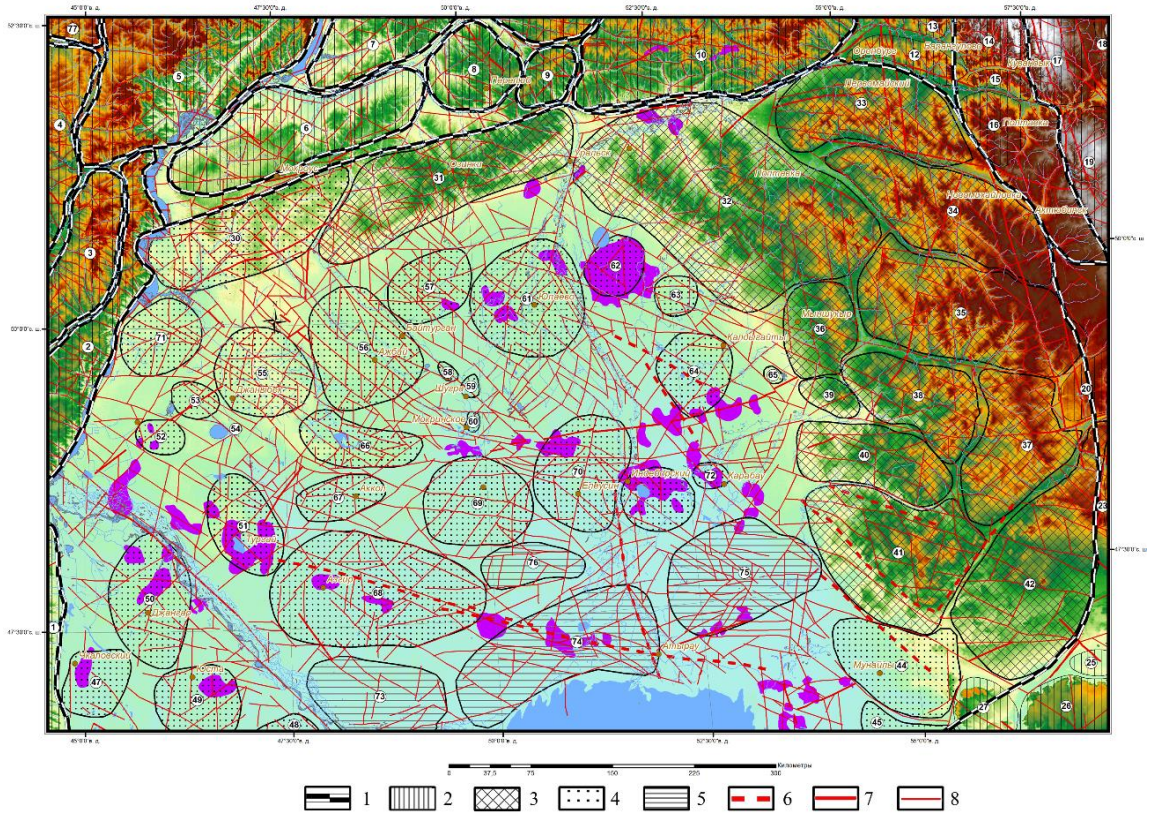


Рис. 3. Структурно-геоморфологическая схема Прикаспийской впадины и ее обрамления:

Легенда: 1 ─ границы структур первого ранга, 2-5 ─ новейшие поднятия: 2 ─ первого ранга, 3 ─ высокоамплитудные, 4 ─ малоамплитудные, 5 ─ погребенные; 6 ─ новейшие разломы, 7 ─ линеаменты, совпадающие с разломами фундамента, 8 ─ линеаменты. Цифрами обозначены новейшие поднятия: структуры обрамления Прикаспийской впадины: поднятия первого ранга: с запада: 1– Ергенинское, 2 – Приволжское; с северо-запада: 3 – Доно-Медведицкое, 4 – Ртищевское, 5 – Саратовское, 6 – Мокроусское,77 – Каменское; с севера: 7 – Сыртовское, 8 – Перелюбское, 9– Росташинское, 10 – Сорочинское, 12 – Оренбургское,13 – Назыкское; с северо-востока и востока: область Предуральского прогиба: 14 – Чебогаровское,15 – Кувандыкское, 16 – Полтавское; область южной оконечности Урала: 17 – Новотроицкое, 18 – Ирендыкское,19 – Алимбетовское; Примугоджарский склон Туранской плиты: 20 – Кумжарганское, 22 – Джурунское; с юго-востока: 23 – Шошакольское; 25 – Актумсык, 26 – Донызтаусское,27 – Жельтаусское, 28 – Турушское, 29 – Коркольское. Поднятия в пределах Прикаспийской впадины: северный склон: 30 – Ахматовское, 31 – Озинкинское, 32 – Долинное, 33 – Первомайское: восточный склон: 34 – Новомихайловское, 35 – Ащикольское, 36 – Акшатаусское, 37 – Енбекское, 38 – Караулкельдинское, 39 – Соркольское, 40 – Коскольское; юго-восточный склон: 41– Актолагайское; 42 – Жаркамысское, 44 – Мунайлинское, 45 – Опорное; западный и северо-западный склон: 47 – Чкаловское, 48 – Краснопесчаное ,49 – Юстинское,50 – Джангарское, 51 – Тургайское, 52 – Октябрьское, 53 – Булухтинское, 54 – Эльтонское, 55 – Джаныбекское, 71– Индерское; центральная часть: 56 – Ажбайское, 57– Талдыкудукское, 58 – Сатыбалдыкское ,59 – Кожантайское, 60 – Мокринское, 61 – Юлаевское, 62 – Шалкарское, 63 – Булдыртинское, 64 – Калдыгайтинское, 65 – Камыскольское, 66 –Аралсорское, 67 – Аккольское, 68 – Азгирское, 69 – Кусаинское, 70 – Елеусинское, 72 – Карабау ,73 – Астраханское, 74 – Северо-Каспийское, 75 – Сагизское, 76 – Баксайское.

склона Прикаспия; Юлаевское (61), Шалкарское (62), Булдыртинское (63), приуроченные к центральной части впадины.

Ажбайское (56), Талдыкудукское (57), Сатыбалдыкское (58), Кожантайское (59), Мокринское (60) и др. поднятия развиты в пределах наиболее погруженной по фундаменту (до -22 км) Центрально-Прикаспийской депрессии и являются обращенными структурами. По радарным изображениям на юге Прикаспийской впадины выявлена серия погребенных поднятий, которая в целом соответствует поднятиям фундамента Астраханско-Актюбинской системы. Расположенные здесь погребенные Астраханское (73), Северо-Каспийское (74) и Сагизское (75) поднятия являются отражением в рельефе положительных структур фундамента, залегающих на глубинах от - 7,5 – - 8 км. К ним приурочены соляные диапиры.

Проводилось дешифрирование и линеаментов, которые, как нам представляется, в большинстве случаев имеют тектоническую природу. Преобладающими простираниями линеаментов являются северо-западные, северо-восточные и субмеридиональные. Последние тяготеют к восточной части Прикаспия, так называемому Подуральскому плато. Сравнительно реже проявляются и субширотные направления, как это имеет место в южной и в центральной частях впадины. На востоке доминируют линеаменты субмеридионального простирания. Некоторые из них фрагментарно наследуют разломы фундамента и являются новейшими разломами, выделенными предыдущими исследователями: Азгирский, Жолдыбайский, Эмбенский и др. [Геология СССР 1970].

Сопоставление новейших структур с глубинными дислокациями указывает на достаточно хорошее их соответствие. Особенно это проявляется при корреляции соляных диапиров, пользующихся широким развитием в Прикаспии. Области солянокупольной тектоники нередко выражены в рельефе новейшими поднятиями, а отдельные диапиры маркируют протяженные линеаменты и новейшие разрывы. Соляными куполами подчеркивается новейший Азгирский разрыв, простирающийся в запад-северо-западном направлении на юге Прикаспийской впадины, а также многие северо-западные линеаменты, отчасти совпадающие с новейшими разрывами. Соляные купола приурочены и к системе протяженных линеаментов субширотного простирания в центральной части Прикаспия. Следует заметить, что эта система фрагментарно наследует глубинный разлом фундамента. Линеаменты северо-восточного простирания также маркируются соляными куполами, особенно на востоке района.

Наблюдается связь соляных диапиров и с новейшими поднятиями. Практически все высокоамплитудные новейшие поднятия восточной периферии Прикаспия, расположены в области развития солянокупольной тектоники. Некоторые из них частично наследуют положительные структуры фундамента, например, Ащикольское, Енбекское, Караулкельдинское, Коскольское. Непосредственно связаны с проявлением диапиризма и малоамплитудные поднятия в центральной части Прикаспия, которые являются обращенными структурами по отношению к фундаменту. Среди них Шалкарское, Юлаевское, Индерское, Сагизское, Эльтонское и др. (Рис. 3).

Некоторые из выявленных поднятий прослеживаются на структурных картах глубоких горизонтов палеозойских комплексов (верхнедевонском, визейском, башкирском) на глубинах -5 – - 6 км и достаточно хорошо сопоставляются со структурами фундамента. Хорошая корреляция новейших дислокаций с более древними структурами, а именно с девонским комплексом, наблюдается в пределах северной части Прикаспийской впадины. Так, Долинное новейшее поднятие (32), расположенное на севере, наследует такие положительные структурные элементы

поверхности девонских отложений, как Карповский структурный нос, Илецкий вал, Уральско-Кобландинскую зону поднятий.

Соотношения новейших поднятий с фундаментом разные. Как правило, наблюдается тенденция расширения контуров новейших поднятий по сравнению со структурами фундамента. Например, Сорочинское новейшее поднятие, обрамляющее Прикаспийскую впадину с севера, наследует Восточно-Оренбургский структурный выступ фундамента в северной части, а на юге представляет собой обращенную структуру по отношению к Бузулукской впадине. Сходную картину можно видеть на востоке Прикаспия, где выраженные в рельефе Ащикольское, Караулкельдинское и Коскольское поднятия с абсолютными отметками 325-100 м лишь в центральных частях отражают одноименные положительные структуры фундамента с отрицательными отметками 7−8 км. Хорошая корреляция новейших структур с фундаментом прослеживается на юге, где Астраханское и Северо-Каспийское погребенные поднятия являются прямым отражением одноименных дислокаций фундамента.

Частично соответствуют разломам фундамента и некоторые линеаменты. Особенно это хорошо прослеживается на периферии Прикаспийской впадины. Все направления линеаментов находят отражение в простираниях глубинных разломов. На востоке – это субмеридиональное, на юго-западе и западе – северо-западное, в центральной части – субширотное, на западе и северо-востоке проявляется северо-восточное простирание. Некоторые протяженные линеаменты фрагментарно совпадают с зонами разломов фундамента, установленными геофизическими методами, и являются границами крупных структурных единиц. Так, северная граница Прикаспийской впадины с Восточно-Европейской платформой проходит вдоль линеамента восток-северо-восточного простирания. Южнее, параллельно ему следует разлом фундамента, отделяющий крутой северный склон Прикаспийской впадины от более погруженной по фундаменту Волгоградско-Оренбургской системы моноклиналей, который имеет отражение в рельефе. Выражен в рельефе и разлом северо-западного простирания, отделяющий Прикаспийскую впадину от кряжа Карпинского на юго-западе. К северо-востоку и параллельно ему дешифрируется протяженный линеамент, следующий вдоль участка долины реки Волги, фрагмент которого также является унаследованным от фундамента.

Долинами рек разрабатываются субмеридиональные разломы фундамента, отделяющие Прикаспийскую впадину от Предуральского прогиба и Примугоджарского склона Туранской плиты на востоке.

Результаты компьютерной обработки радарных изображений с использованием программы LESSA также показали хорошую корреляцию с данными визуального дешифрирования. Многие поднятия рельефа подчеркиваются линиями вытянутости, которые либо оконтуривают их, либо имеют радиально расходящийся рисунок. Эти признаки использовались для выявления малоамплитудных и погребенных структур,

которые на обычных топографических картах и снимках дешифрируются с трудом (Мануйлинское, Астраханское, Северо-Каспийское и др.). Линии вытянутости следуют также вдоль протяженных линеаментов, выявленных визуально. На наличие линеамента может указывать изменение их простираний.

Наблюдается и хорошее соответствие между линиями вытянутости и структурными элементами фундамента: изогипсами, разломами. Линии вытянутости нередко следуют вдоль изогипс фундамента, резко изменяют простирания в зонах разломов. На картах фундамента [Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления

под ред. В.Е. Хаина, Н.А. Богданова 2003 и др.] хорошо видно, как линии вытянутости изменяют простирания в зонах разломов фундамента или следуют вдоль них (Рис.4).

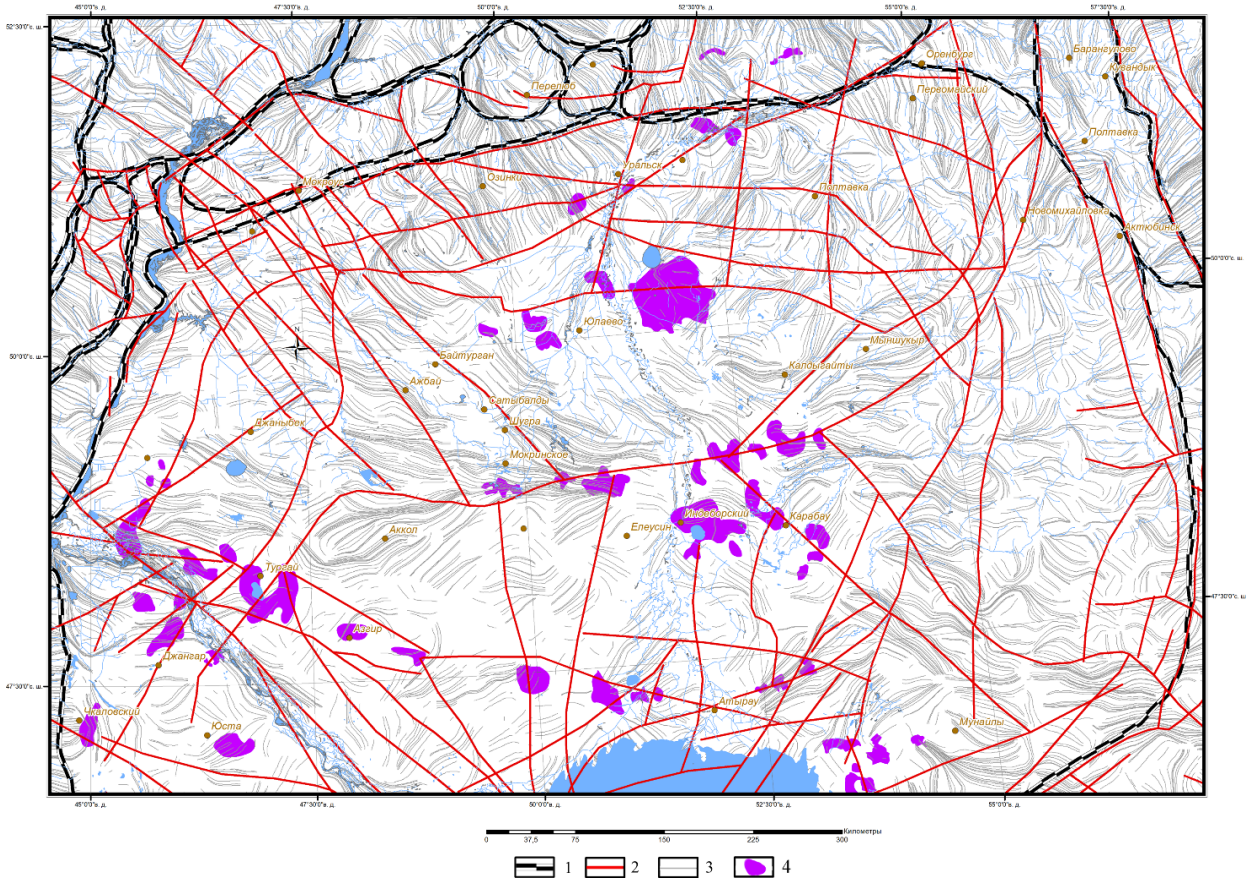


Рис. 4. Схема корреляции линий вытянутости роз-диаграмм с разломами фундамента: 1 — границы структур первого ранга, 2 — разломы фундамента, 3 — линии вытянутости роз-диаграмм, 4 — соляные диапиры

Наиболее крупные структуры фундамента, такие, как ограничивающий с юго-запада Прикаспийскую впадину, кряж Карпинского подчеркивается линиями вытянутости северо-западного простирания. Отражаются в линиях вытянутости и протяженные разломы фундамента северо-западного простирания, которые пересекают впадину на северо-западе, в области пограничной с древним Пачелмским авлакогеном. Одним из них является разлом, совпадающий с участком долины реки Волга. В пределах Астраханского свода, наиболее крупной структуры Прикаспия, линии вытянутости имеют радиально расходящийся рисунок, тем самым подчеркивая его [Панина, Зайцев 2011]. В конфигурациях линий вытянутости нашли отражение Северо-Каспийское, Караулкельдинское и др. поднятия фундамента. Резкие изменения простирания линий

вытянутости в центральной части Прикаспийской впадины приурочены к зоне субширотного разлома, который отделяет Центрально-Прикаспийский прогиб фундамента от расположенной южнее Северо-Атырауской системы моноклиналей.

Сравнение с гравитационным и магнитным полями показало, что некоторые новейшие поднятия, протяженные линеаменты или их фрагменты находят отражение в магнитных и гравитационных аномалиях (Рис.5, 6).

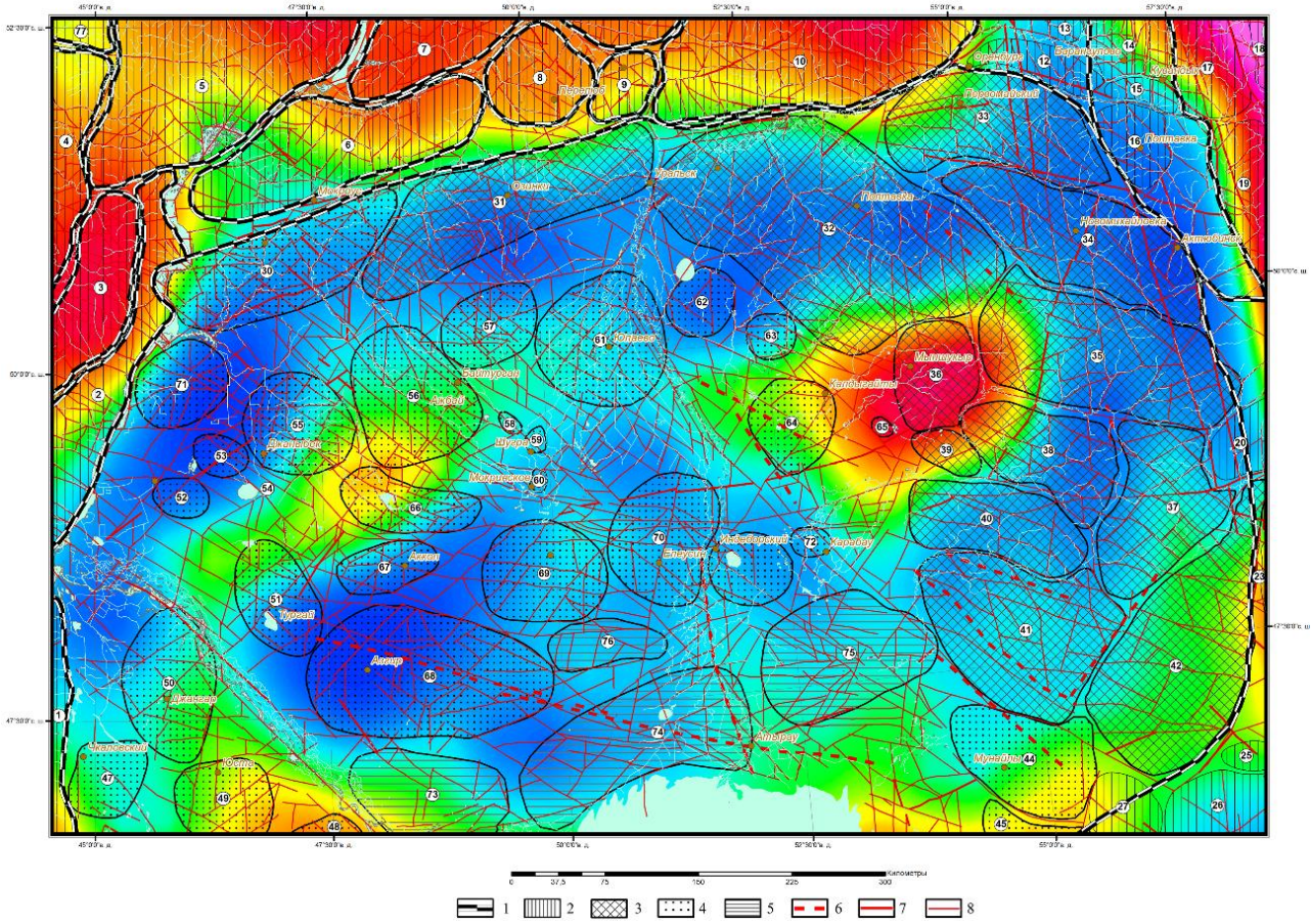


Рис.5. Сопоставление новейших структур с гравитационными аномалиями, полученными с помощью космического аппарата Grace.

1 — границы структур первого ранга, 2-5 — новейшие поднятия: 2 — первого ранга, 3 — высокоамплитудные, 4 — малоамплитудные, 5 — погребенные; 6 — новейшие разломы, 7 — линеаменты, совпадающие с разломами фундамента, 8 — линеаменты.

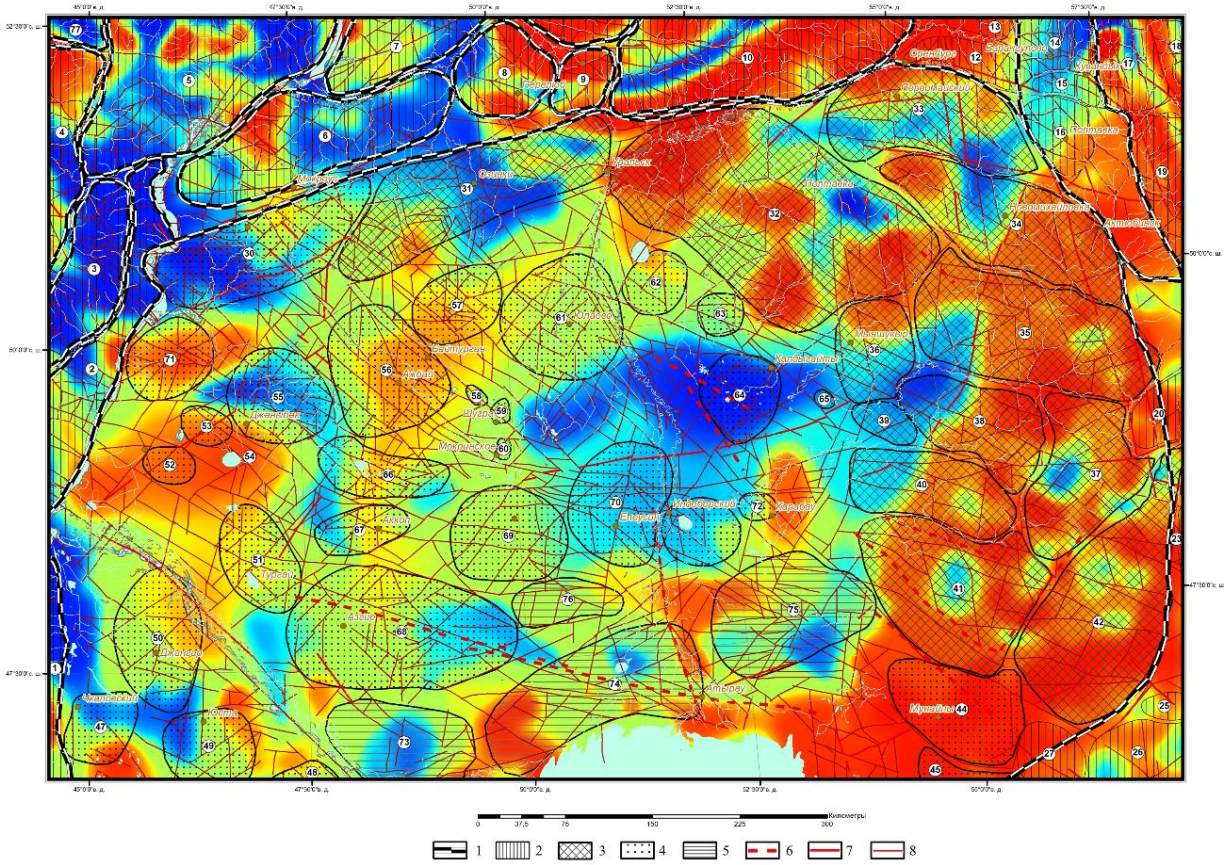


Рис. 6. Сопоставление новейших структур с магнитными аномалиями.
1 — границы структур первого ранга, 2 - 5 — новейшие поднятия: 2 — первого ранга, 3 — высокоамплитудные, 4 — малоамплитудные, 5 — погребенные; 6 — новейшие разломы, 7 — линеаменты, совпадающие с разломами фундамента, 8 — линеаменты.

Заключение. Таким образом, в результате проведенных исследований во многом уточнена новейшая структура Северного Прикаспия. В целом, имеющая прямое соотношение с рельефом фундамента, Прикаспийская впадина осложнена частными поднятиями разного ранга и амплитуды, развивающимися на фоне соляного диапиризма, как правило, обусловленного тектоническими движениями блоков фундамента. Высокоамплитудные поднятия приурочены к восточной периферии Прикаспия, а малоамплитудные и погребенные положительные структуры развиты в центральной области, испытавшей длительное погружение. Рост этих поднятий, сопровождается образованием линеаментов, многие из которых являются плохо выраженными в рельефе разрывами, зонами трещиноватости, дробления пород и др., т.е. имеют тектоническую природу. Преобладающими простираниями линеаментов являются северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное (главным образом, на востоке). Линеаменты северо-западного простирания пользуются развитием на юго-западе, северо-западе и западе района. Сравнительно реже встречаются линеаменты субширотного простирания, приуроченные главным образом, к центральной части впадины.

Наиболее протяженные из них наследуют разломы фундамента и частично отражаются в гравитационных и магнитных аномалиях. Выявленные новейшие

структуры, по-разному коррелируют с глубинными дислокациями. Как правило, наблюдается частичное наследование поверхностными структурами древних комплексов. Особенно хорошее соответствие обнаруживается в периферических частях: в областях сопряжения с Уральским орогеном и Скифской плитой. Характерна тенденция разрастания новейших поднятий по сравнению с глубинными дислокациями.

Формирование новейших структур Прикаспийской впадины происходит под влиянием деформаций фундамента и окружающих ее Уральского орогена и Скифской плиты. Активизация этих крупных систем, начавшаяся, в позднем миоцене (предплиоценовая фаза) привела к формированию новейшего структурного плана Прикаспия. Особенно это ощущается на восточной периферии, где впадина граничит с Предуральским прогибом и его южным продолжением. Именно здесь расположены высокоамплитудные поднятия, которые испытывают устойчивое развитие, начиная с миоцена. Втянутая в поднятие в позднем миоцене и развивающаяся под воздействием Кавказского орогена, Скифская плита [Панина 2009; Зайцев, Панина 2011], особенно ее главная структура – вал Карпинского, также оказывает влияние на развитие Прикаспия.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

В геоморфологическом отношении район изучения охватывает морфоструктуры Уральского горного сооружения (Южного, Среднего и Северного сегментов), Предуральского прогиба, Русской равнины, юго-востока Тиманского кряжа, Печорской низменности и сопредельные районы Западно-Сибирской плиты (Рис.7). В тектоническом отношении, это такие разные с точки зрения возраста, развития, строения фундамента и осадочного чехла структурные элементы, как древняя Восточно-Европейская эпикарельская платформы (Русская плита), Тимано-Печорская эпибайкальская платформа (Печорская плита), молодая Западно-Сибирская эпигерцинская плита и эпигерцинское омоложенное Уральское горно-складчатое сооружение, становление которого в рельефе происходило в позднемезозойское(?)–раннекайнозойское (позднемеловое(?)–миоценовое) время. На современном этапе оно испытывает неотектонический рост, амплитуды новейших движений достигают 1640 м (г. Ямантау).

Уральское горное сооружение вытянуто в субмеридиональном направлении, ширина его сегментов меняется от 220 м и 180 м на юге и севере соответственно, сокращаясь до 80 м в центральной, наиболее узкой части. В геологическом отношении Урал представляет собой серию складчато-надвиговых структур [*Камалетдинов и др.,1988*], надвинутых, как правило, на Предуральский прогиб, который, в свою очередь, по протяженному надвигу граничит с Восточно-Европейской платформой и по зоне разлома, скорее всего, сбросу с Западно-Сибирской плитой (Рис.8,9). На северо-западе к Уралу примыкают Тимано-Печорские структуры, граничащие с Восточно-Европейской платформой по Западно-Тиманскому надвигу. В современном рельефе Предуральский прогиб практически не выражен и зарос поднятиями, так называемыми пармами с амплитудами 500– 900 м (Северный Урал).

Структурно-геоморфологическое дешифрирование в горном сооружении Урала выявило серию поднятий разного ранга, часто выраженных хребтами, которые создают линейно вытянутые системы преимущественно субмеридионального простирания (рис.10). По значениям амплитуд в рельефе системы поднятий группируются в Западную, Центральную и Восточную мегазоны (границы между ними показаны желтой линией на карте). Наиболее ярко выражена в рельефе Центральная мегазона поднятий и глубоко врезанных долин, где максимальные амплитуды достигают более 1600 м (г. Ямантау – 1640 м, г. Тельпос-Из – 1617 м, г. Денежкин Камень – 1492 м, г. Ишерим – 1331 м и др.). Мегазона ограничена с запада и востока системами протяженных, выраженных в рельефе разрывов. В работе выделены крупные или региональные поднятия, в пределах которых развиты локальные. Крупные поднятия, как правило, представляют собой линейной формы хребты, например, поднятие на севере района, где находится г. Тельпос-Из с абсолютной отметкой 1617 м (цифра1 на Рис.10) и поднятие Уралтау (6) на юге.

К западу и востоку амплитуды поднятий снижаются и в Западной и Восточной мегазонах колеблются в пределах 700 – 600 м. Исключением является так называемая система Миньярских локальных поднятий в южном сегменте Урала (3), представляющих в рельефе серию надвинутых на Русскую равнину дугообразно изогнутых хребтов. Вообще в этом сегменте Урала амплитуды поднятий Западной мегазоны увеличиваются, достигая 944 м в области Ашарского поднятия (2),

расположенного южнее Миньярского. В пограничных с платформенными равнинами областях амплитуды снижаются и составляют 500 - 400 и менее м.

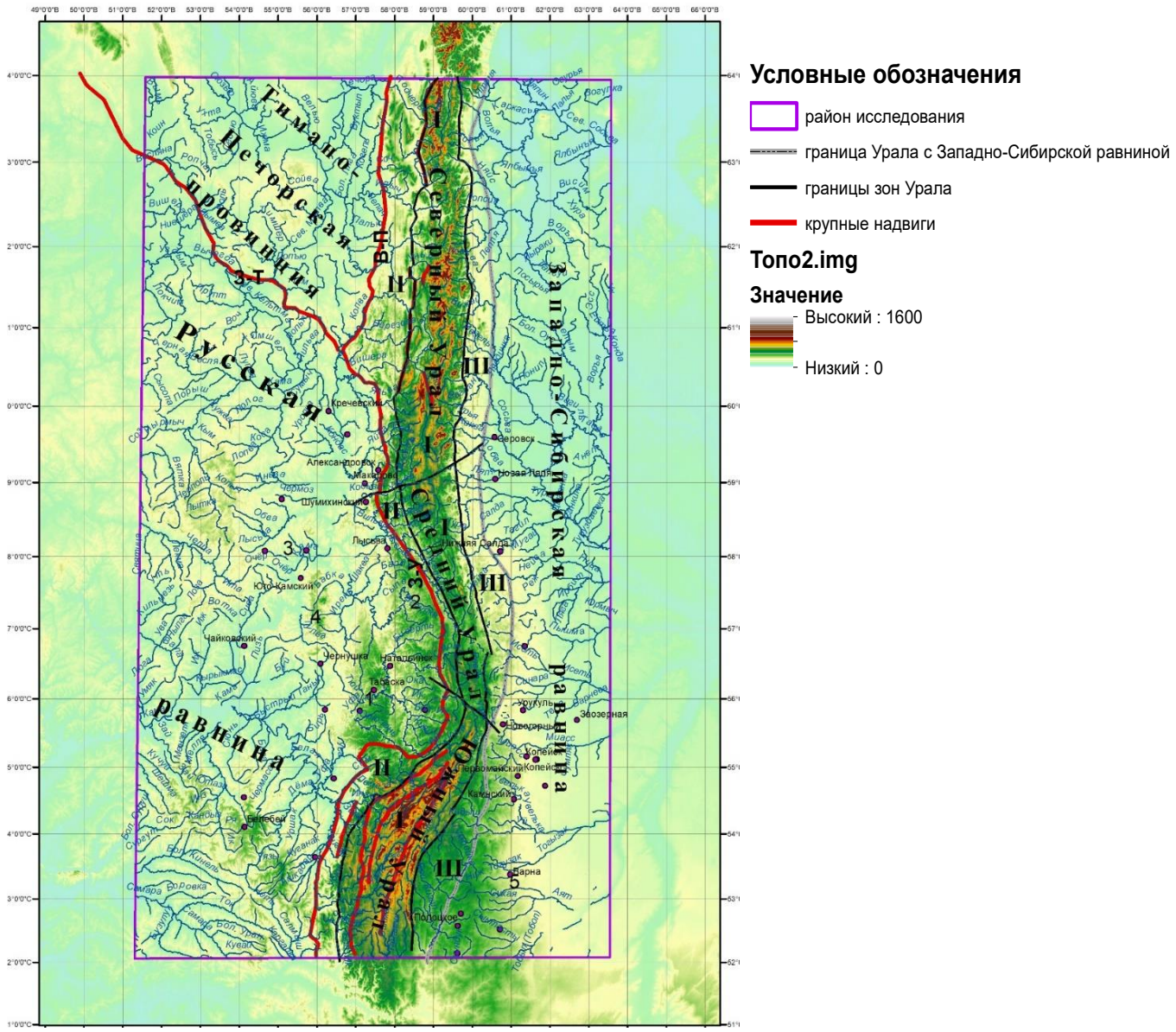


Рис. 7. Географическое положение района исследования.

Буквами на карте обозначены крупные надвиги:
***З-Т** – Западно-Тиманский*
***В-П** – Вуктыльско-Полюдовский*
***З-У** – Западно-Уральский*

Цифрами обозначены:
***1**- Уфимское плато*
***2** - Сылвинский кряж*
***3** - Оханская возвышенность*
***4** – Тулвинская возвышенность*
***5** – Зауральское плато*

Мегазоны Урала:
***I** – Центральная*
***II** - Западная*
***III** - Восточная*

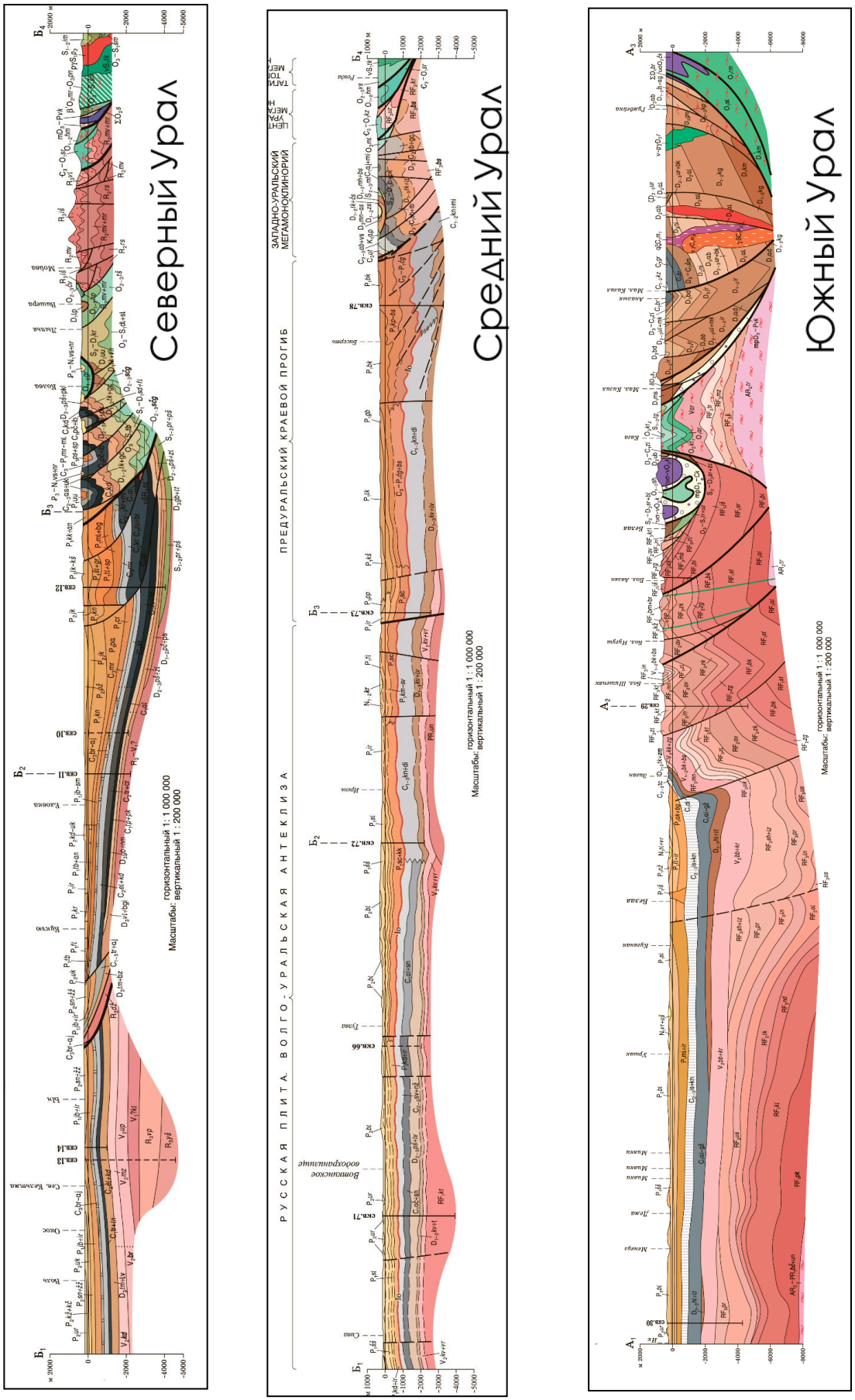


Рис. 8. Геологические профили Урала (ВСЕГЕИ,2013,2014)

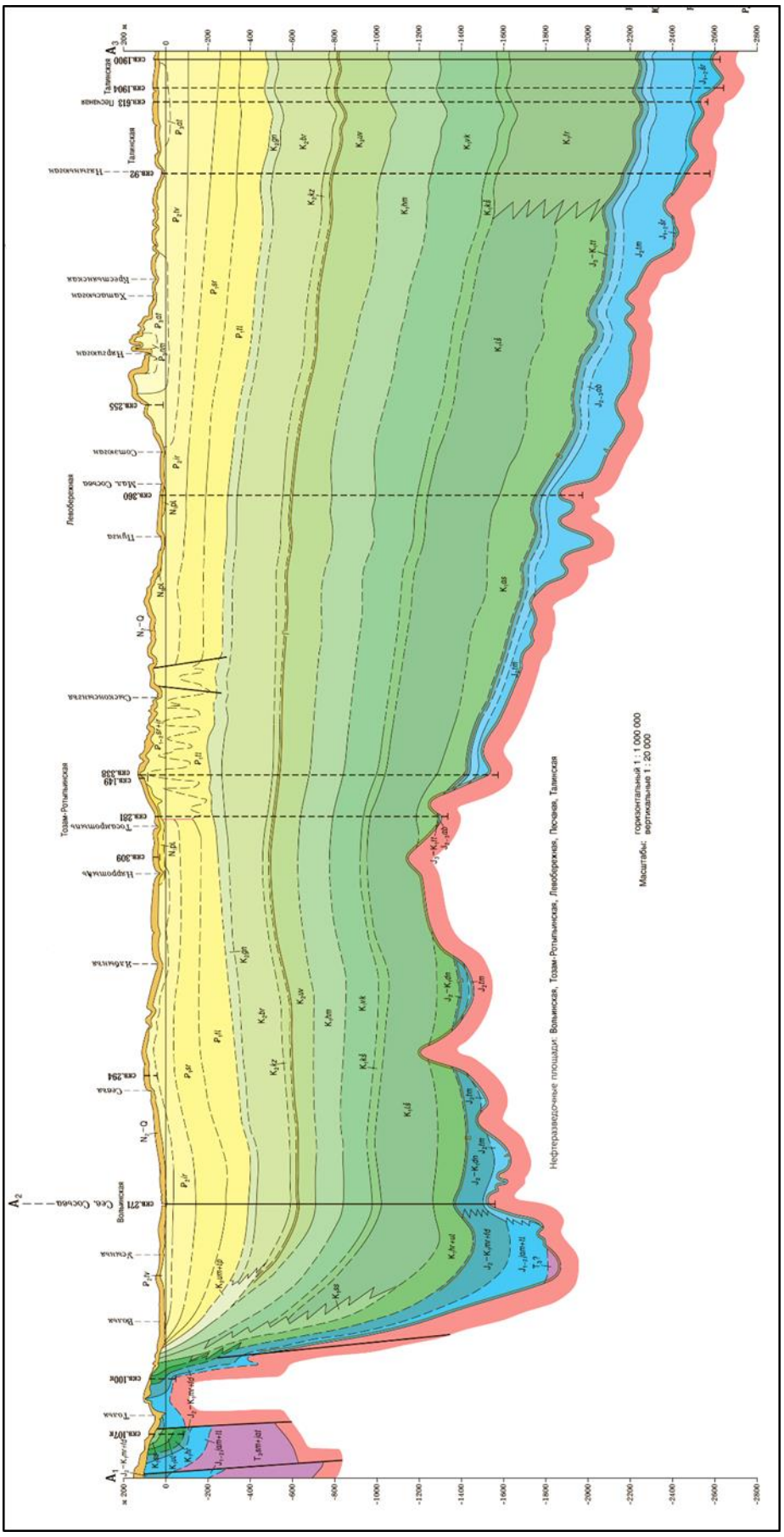


Рис.9. Характер взаимоотношения геологического строения Урала с Западно-Сибирской плитой

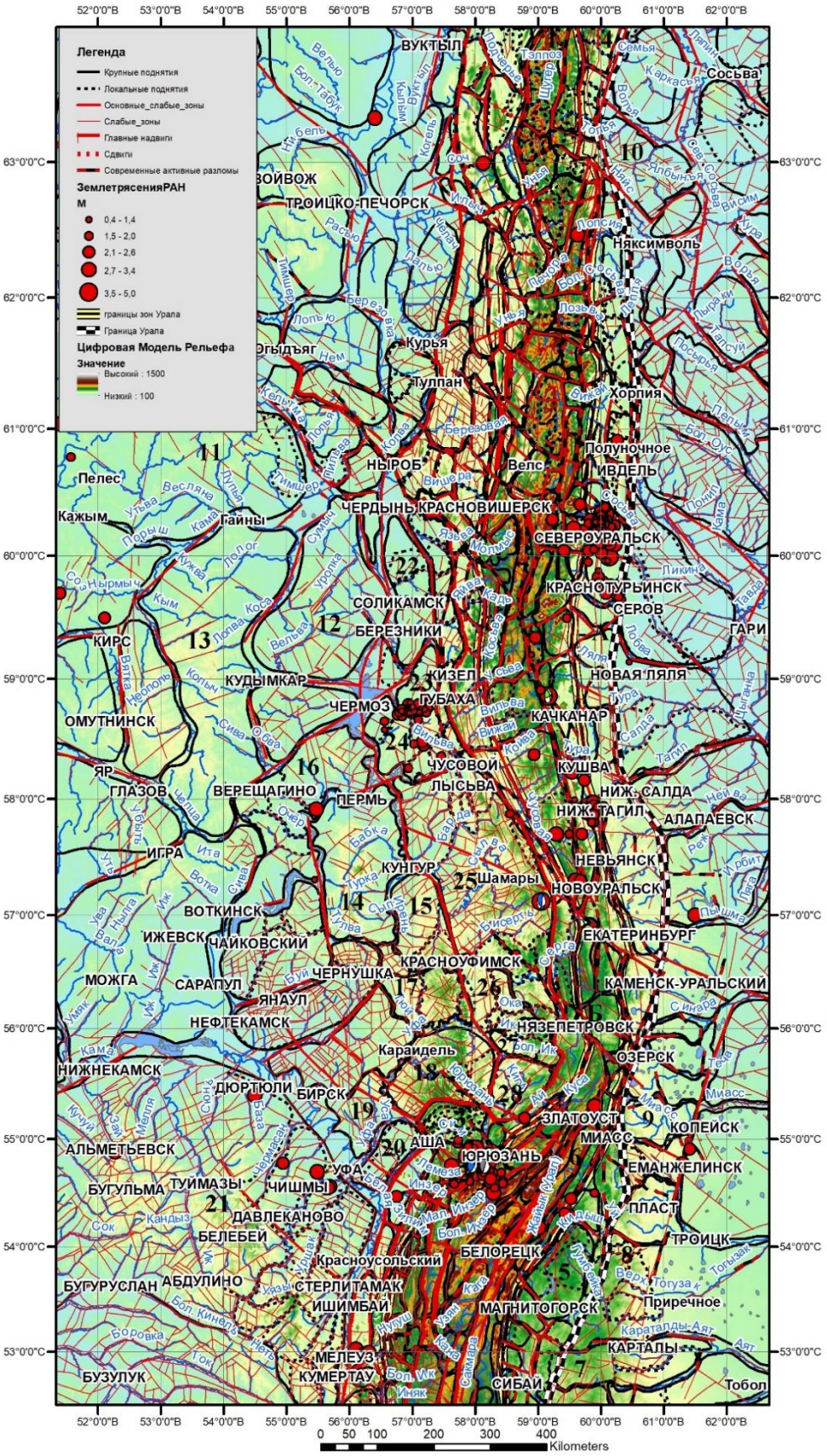


Рис. 10. Структурно-геоморфологическая карта Урала и прилегающих областей. Цифрами показаны поднятия, названия их в тексте.

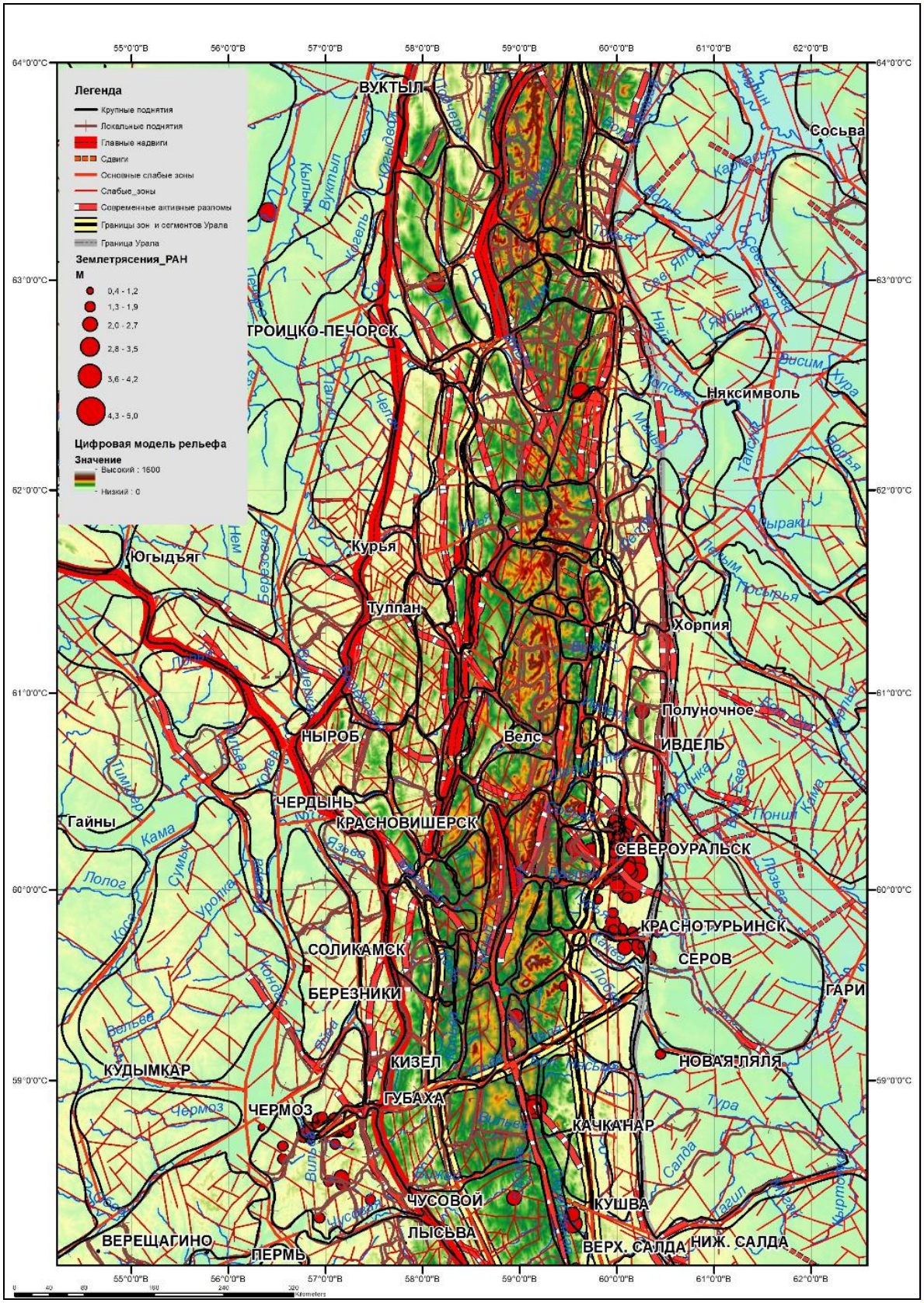


Рис.11. Структурно-геоморфологическая карта Северного сегмента Урала и прилегающих областей

Восточная мегазона поднятий по амплитудам, рисунку и ориентировке отличается от Западной. Максимальные амплитуды выявленных здесь поднятий варьируют от 600 до 300 и менее м. Исключением является поднятие г. Хоросюр (4, Рис.10) с абсолютной отметкой 876 м, которое граничит с Западно-Сибирской равниной на северо-востоке района исследования. Сравнительно высокие амплитуды (635 м) характерны для Магнигорского поднятия (5, Рис.10), расположенного в Южном сегменте Урала. В целом преобладают структуры вытянутой линейной формы, но встречаются и практически изометричные, например, Магнитогорское (5). Важно отметить, что локальные поднятия ориентированы по-разному и имеют иногда субширотное простирание. Например, серия параллельных широтных локальных поднятий, которые огибаются участками долин р. Талтма, Хома и др. на севере района (на карте широтное течение р. Толья). Эти локальные структуры объединяются в крупное поднятие север-северо-восточного простирания. Преобладающее субмеридиональное простирание описанных мегазон иногда изменяется на северо-западное и север-северо-восточное.

Поднятия разделены узкими впадинами-долинами и местами сливаются друг с другом, что затрудняет проведение границы между ними. Спрямленные участки речных долин, приуроченные к центральным частям впадин, как правило, разрабатывают разрывы, зоны трещиноватости, дробления пород и др., объединенные термином «слабая зона». Слабые зоны часто наследуют разрывы, включая надвиги, взбросы, сбросы, установленные геологическими данными. Среди них Главный Западно-Уральский, Присалатимский, Главный Уральский, Осевой и другие надвиги, фрагментарно выраженные в рельефе. С севера на юг простирание разрывных дислокаций меняется вслед за пликативными структурами Урала со строго меридионального на север-северо-западное и северо-восточное.

Кроме продольной, преимущественно субмеридиональной, для горного сооружения Урала характерна поперечная зональность, которая выражается в изменении ширины сегментов, простирании хребтов, высотных отметок и др. Как показало структурно-геоморфологическое дешифрирование, резкое изменение конфигурации и простирания поднятий обусловлено, как правило, наличием слабых зон (разрывами, трещиноватостью пород и др.) Эти зоны поперечных дислокаций северо-западного и северо-восточного простирания разделяют Урал на Северный, Средний и Южный сегменты, структурно-геоморфологические карты которых представлены на Рис.11,12. В пределах крупных региональных сегментов выявлены сегменты более низкого ранга. Так, южная граница сегмента Северного Урала проходит по зоне дислокаций, выраженной в рельефе слабыми зонами северо-восточного простирания, которая разрабатывается фрагментами речных долин Косьвы, Усьвы, Ляли. Вдоль этой зоны резко изменяется простирание пликативных структур, слабых зон, разрывов, включая Главный Уральский, пограничный с Восточно-Европейской платформой надвиг, с субмеридионального на север-северо-западное. Южнее расположен Средний сегмент, где ширина горного сооружения Урала резко сужается и находится самое узкое место.

В кинематическом отношении зоны поперечных дислокаций являются, скорее всего, разрывами со сдвиговой составляющей. Дислокации северо-восточного простирания, смещающие водораздельные поверхности хребтов, установлены в районе возвышенностей Парм на северо-западе района, в области сочленения хребтов Яныквотнер и Паснор, где отчетливо виден левосторонний сдвиг (Северный сегмент). Южная граница Среднего Урала проходит по зоне разрывов, которую разрабатывает долина р. Уфа (широтный отрезок) и восточнее – ее приток Бол. Егуста. Вдоль этой границы резко меняется простирание структур с северо-западного на север-северо-восточное, а ширина горного сооружения вновь возрастает. Следует отметить, западнее

горного Урала, в пределах Русской равнины в рельефе читается продолжение этой зоны, которое в фундаменте платформы соответствует разлому. Серия подобных параллельных дислокаций (мы их называем основными «слабыми зонами»)

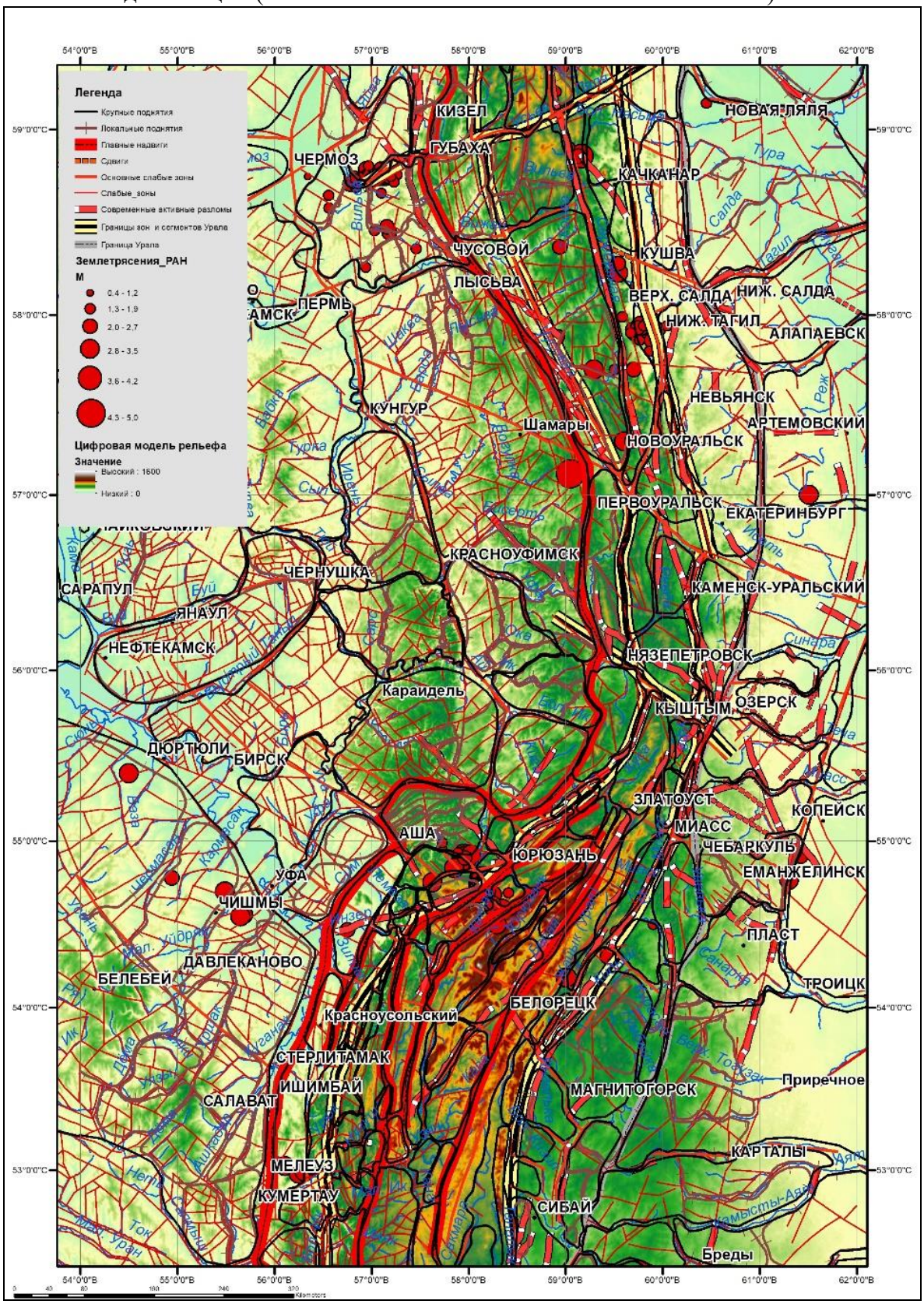


Рис. 12. Структурно-геоморфологическая карта Среднего и Южного Урала и прилегающих областей

прослеживается и в пределах самих сегментов Урала. Помимо субширотных и запад-северо-западных разрывных дислокаций, выявлены и северо-восточные, характерные, в основном, для Среднего и Северного Урала.

Проведенное структурно-геоморфологическое дешифрирование позволило выявить как в пределах Урала, так и прилегающих территориях слабые зоны разных простираний, которые развиты как на границах пликативных структур, так и в их пределах. Некоторые из них следуют вдоль разрывов, установленных геологическими и геолого-геофизическими данными, что указывает на унаследованность древних герцинских структур новейшими дислокациями. Сравнение слабых зон с активными разломами [*Зеленин и др., 2022*] показало, что многие из них являются современными дислокациями, в том числе сейсмически активными.

Структурно-геоморфологический анализ позволил выделить новейшие структуры обрамления Урала. На востоке, где к Уралу примыкает Западно-Сибирская плита, выявлены малоамплитудные пологие поднятия с абсолютными отметками 160 - 220 м и впадины, к которым приурочены долины рек. На юге преобладают субширотно ориентированные поднятия (Рис.10) : Полоцкое (7), Варненское(8), Челябинское (9) и др. На севере их простирание меняется на северо-западное, характерное для Среднесосвинского (10). Все они ориентированы вкрест простирания структур Урала. Поднятия и разделяющие их впадины нарушены слабыми зонами, а неровный, причудливый характер их границ обусловлен, как правило, сдвиговыми дислокациями северо-западного и северо-восточного простирания. Преобладает северо-западная ориентировка слабых зон, которые контролируют границы поднятий. Важно отметить, что эта ориентировка структур резко отличается от субмеридионально вытянутых новейших дислокаций Урала.

На севере Урал граничит с Тимано-Печорскими структурами по Вуктыльско-Полюдовскому надвигу. Западнее, в юго-восточной части Тиманского кряжа и ижемской части Печорской низменности выявлены сравнительно малоамплитудные, по-разному ориентированные поднятия с амплитудами до 290 - 245 м. Они разделены впадинами, к которым приурочены речные долины крупных рек Сев. Мылва, Печора, Сойва, Нибель, Кылым и др. Простирание поднятий и впадин контролируются слабыми зонами преимущественно северо-западного простирания, некоторые из них наследуют разломы фундамента, как, например, Верхнеижемский разлом, который частично разрабатывается долиной р. Ижма. Примыкающие к Уралу структуры ориентированы согласно с уральскими дислокациями.

Южнее Западно-Тиманского надвига в рельефе Русской равнины выражены сравнительно малоамплитудные (245-450м на своде) пологие поднятия, разделенные впадинами-долинами (Рис.10). Это Камское изометричное поднятие (11), граничащее с ним на юго-востоке субмеридионально вытянутое Кречевское (12), западнее от него расположено Северо-Коммунарское (13), южнее − Тулвинское (14). Далее на юг в рельефе выражены Сылвинское (15), вытянутое в северо-восточном направлении Верещагинское (16), Табасское (17), состоящее из двух субмеридиональных локальных поднятий, Уфимское (18), Благовещенское (19), Иглинское (20). На юге района расположено крупное Белебеевское поднятие (21) с максимальной амплитудой 479 м, состоящее из нескольких локальных. Граничащие с Уралом локальные поднятия ориентированы согласно с уральскими структурами. Белебеевское поднятие в целом ориентировано с северо-запада на юго-восток в соответствии с преобладающим простиранием слабых зон. Наиболее протяженная из них прослеживается в направлении г. Кандры – г. Стерлитамак. Эта зона коррелирует с разломом в фундаменте. Хорошо читаются в рельефе по эрозионной сети и слабые зоны северо-

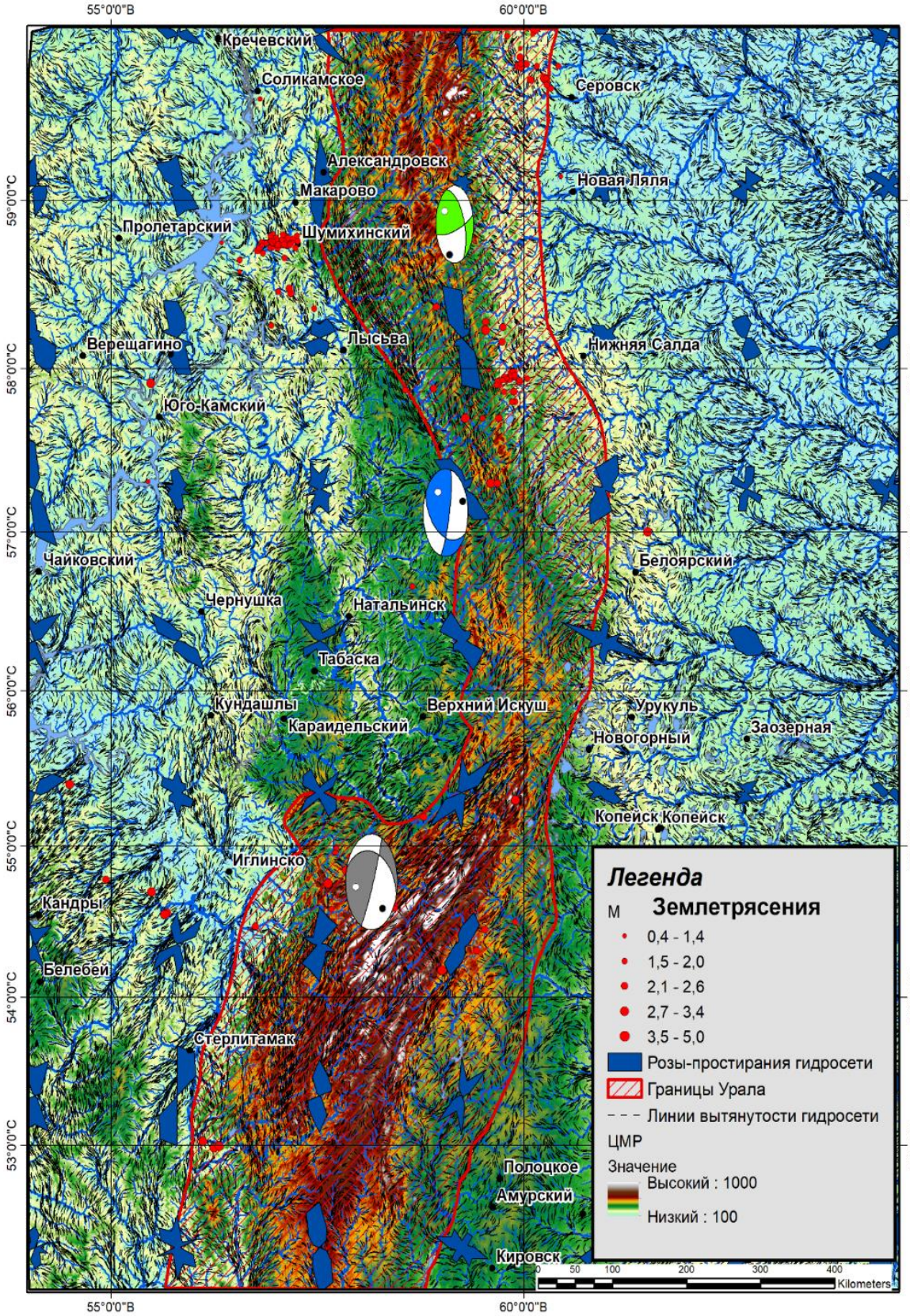


Рис. 13. Карта ориентировок гидросети, построенная с помощью программы Lessa, с нанесенными на нее землетрясениями.

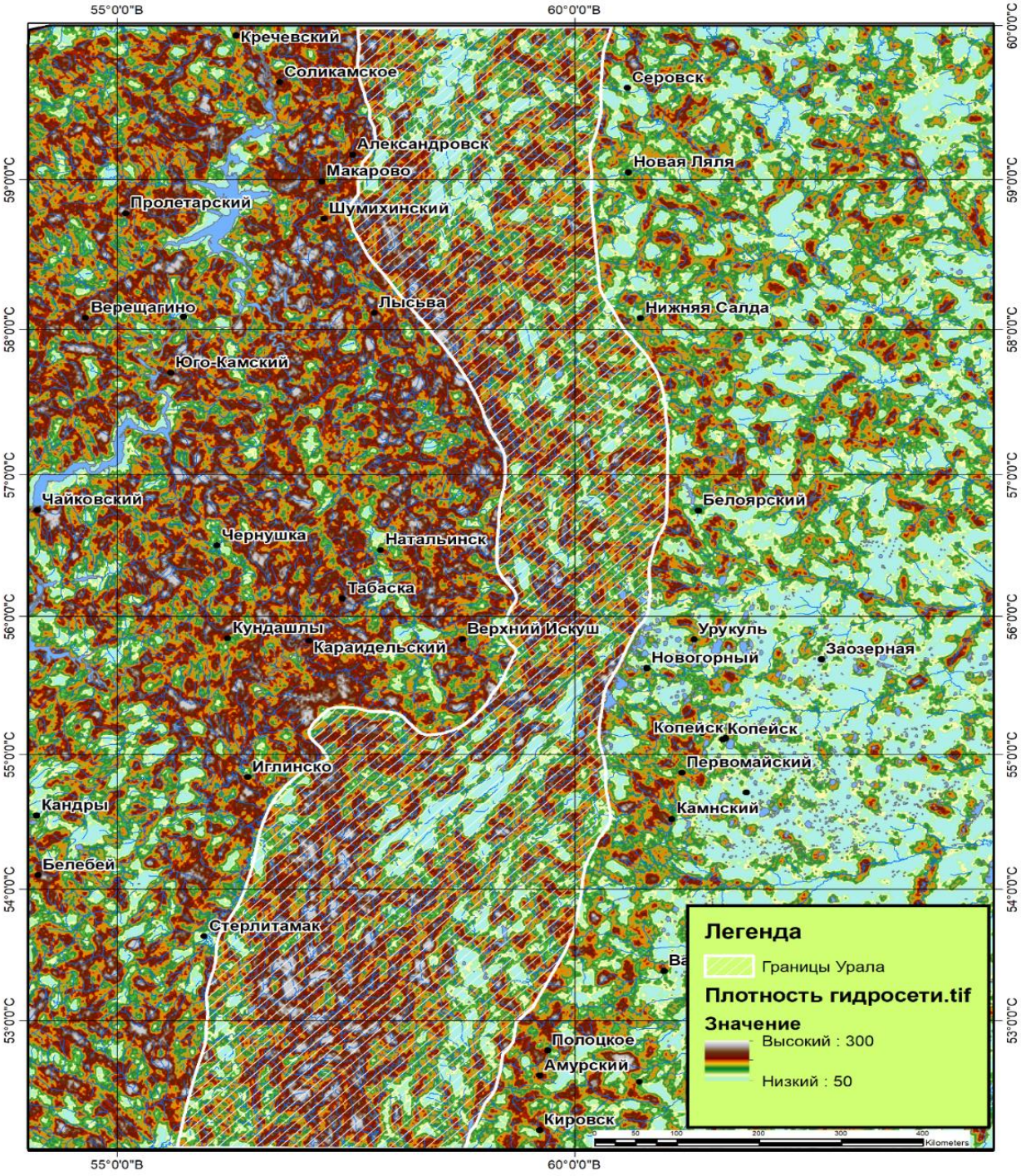


Рис .14. Карта плотности эрозионной сети южной и центральной части Урала и его обрамления.

восточного простирания. Восточнее Уфимского (18) выделен ряд поднятий, следующих параллельно структурам Уральского горного сооружения. Среди них Соликамское (22), Макаровское (23), Шумихинское (24), самое крупное Лысвинское (25), Натальинское (26), Вехнеискушское (27), Верхнекигимское (28). Поднятия и разделяющие их впадины нарушены слабыми зонами субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания, соответствующего структурам Урала.

Автоматизированная обработка радарных изображений с использованием программы Lessa позволил установить следующие закономерности. Рисунок роз-диаграмм эрозионной сети индивидуален для каждой из региональных структур. Так, в области, прилегающей к Уральскому орогену на западе он имеет субмеридиональное простирание, чем резко отличается от роз-диаграмм Западно-Сибирской плиты (Рис.13). Максимальные значения плотности эрозионной сети локализуются в областях поднятий Тимано-Печорской области и Русской равнины, что указывает на более активный характер проявления новейших движений в результате воздействия Уральского горного сооружения (Рис.14). В области Западно-Сибирской равнины эта корреляция существенно ниже.

Проведенные комплексные исследования позволили выявить существенные различия в рисунках новейших дислокациях Уральского горного сооружения и прилегающих к нему платформенных территорий. Многие дислокации коррелируют с геологическими структурами Урала и фундаментом пограничных территорий и являются активными разломами на современном этапе, что подчеркивается сейсмичностью.

На полученных материалах видно, что новейшие структуры Русской равнины, Предуральского прогиба, восточной части Тимано-Печорской области находятся под влиянием деформаций Уральского орогена и формируются в едином с ним поле напряжения, т.е. субширотном сжатии. В то же время на территории Западно-Сибирской равнины господствуют другие геодинамические условия, связанные с обстановкой субмеридионального сжатия или субширотного растяжения.

Эти выводы хорошо согласуются с распределением сейсмичности, которая локализуется в пределах Уральского орогена и примыкающей к нему территории.

НЕОТЕКТОНИКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.

В новейшем структурном плане территория Волго-Уральской антеклизы представляет собой сочетание разноранговых поднятий и впадин, осложненных линеаментами и разрывными нарушениями (Рис.15). Крупные поднятия Бугульминско-Белебеевское и Общего Сырта (Среднего и Мелового Сырта), в целом характеризуются субширотной ориентировкой и, в свою очередь, включают локальные поднятия четырех простираний – северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и субширотного. Поднятия разделены узкими впадинами-долинами и нарушены линеаментами тех же простираний. Линеаменты часто ограничивают поднятия и разделяют блоки рельефа, на которые разбиты пликативные структуры. Отдельные линеаменты и их системы являются отражением в рельефе разломов фундамента преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания или являются разрывами, что подтверждено геолого-геофизическим данными, как например, субмеридиональный разлом, разрабатываемый долиной р. Белая и служащий границей Русской равнины и Предуральского прогиба. Комбинация поднятий и линеаментов создают в рельефе сводово-блоковый стиль дислокаций.

Выделенные линеаменты хорошо выражены в линиях вытянутости гидросети, построенных программой Lessa, и следуя вдоль них, отражают их доминирующие простирания: северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное, а также субширотное (Рис.16). Для структур Русской равнины (Общий Сырт), пограничных с Уральским орогеном, характерно преобладание субмеридионального и северо-западного простирания. Севернее (Бугульминско-Белебеевское поднятие) преобладают северо-восточные, реже северо-западные простирания.

Выявленные новейшие дислокации активны. С ними часто связаны аномалии гелия и водорода; к перифериям растущих поднятий и некоторым линеаментам приурочены эпицентры землетрясений (Рис.17), повышенные значения теплового потока; они контролируют расположение нефтегазовых месторождений. Последние вытянуты вдоль линеаментов северо-восточного простирания, а самое большое Ромашкинское месторождение изометричной формы расположено в сводовой части активно развивающегося Бугульминского поднятия. Некоторые месторождения тяготеют к периферии новейших поднятий (Первомайское, Нефтекамское) (Рис.17).

Многие линеаменты и их системы являются отражением в рельефе разломов фундамента, а также являются разрывами, установленными геолого-геофизическим данными. Новейшие поднятия в одних случаях наследуют своды фундамента–Пермско-Башкирский, Южно-Татарский, Оренбургский. В других – частично соответствуют структурам фундамента. Встречаются и обратные соотношения (Рис.18). Прямое соотношение с дислокациями тиманид характерно для локальных поднятий Бугульминско-Белебеевского и расположенного к северо-востоку от него Новотроицко-Урмантского крупных поднятий (рис.19, 20). В целом, многие линеаменты и их системы коррелируют с глубинными разломами фундамента и тиманид, которыми часто контролируются границы крупных новейших поднятий. Таким образом, глубинная структура имеет «отклик» в новейших дислокациях.

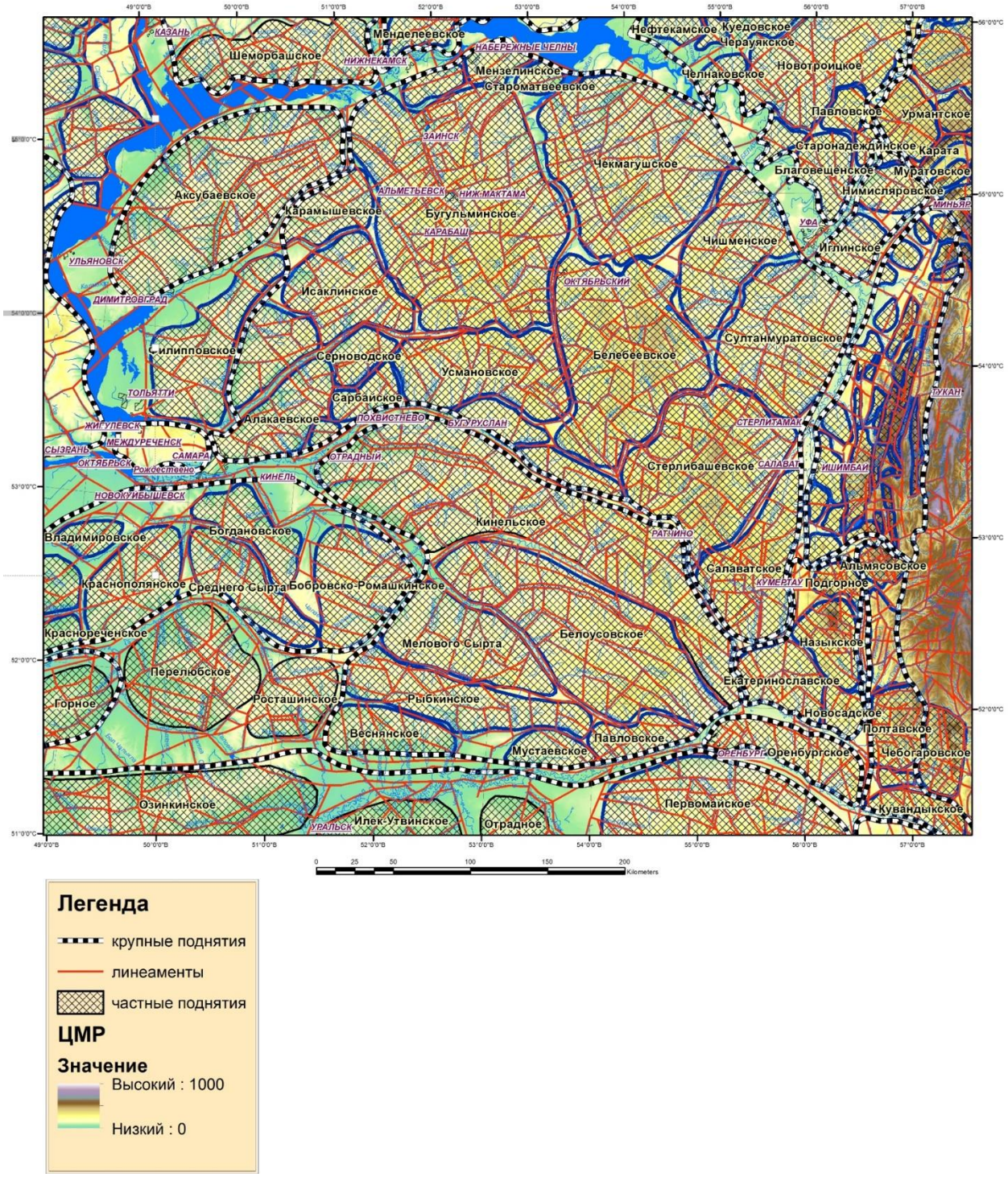


Рис.15. Структурно-геоморфологическая карта юго-восточной части Русской равнины

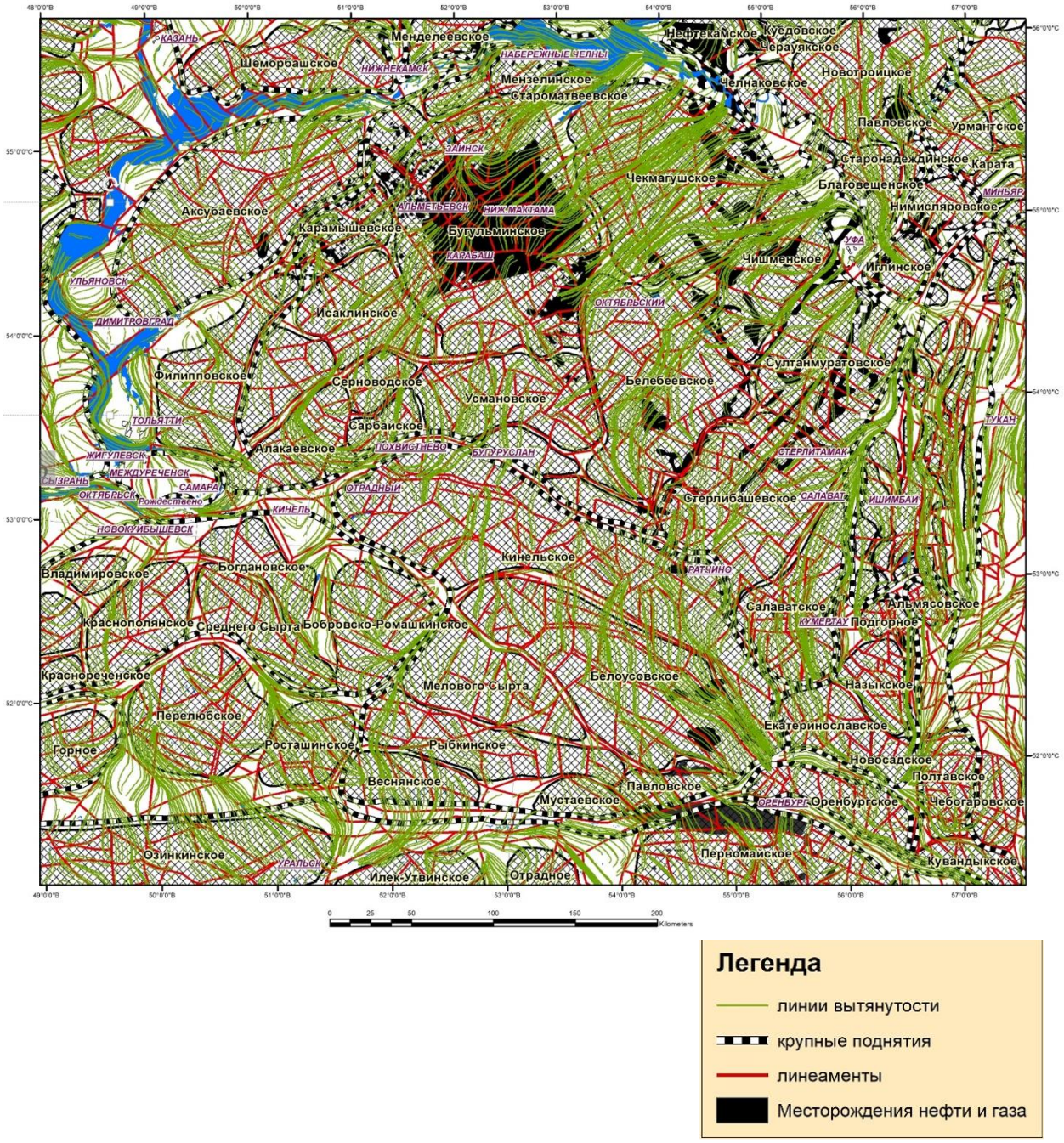


Рис.16. Карта линий вытянутости роз-диаграмм, построенных с помощью программы LESSA, совмещенная с новейшими структурами и месторождениями

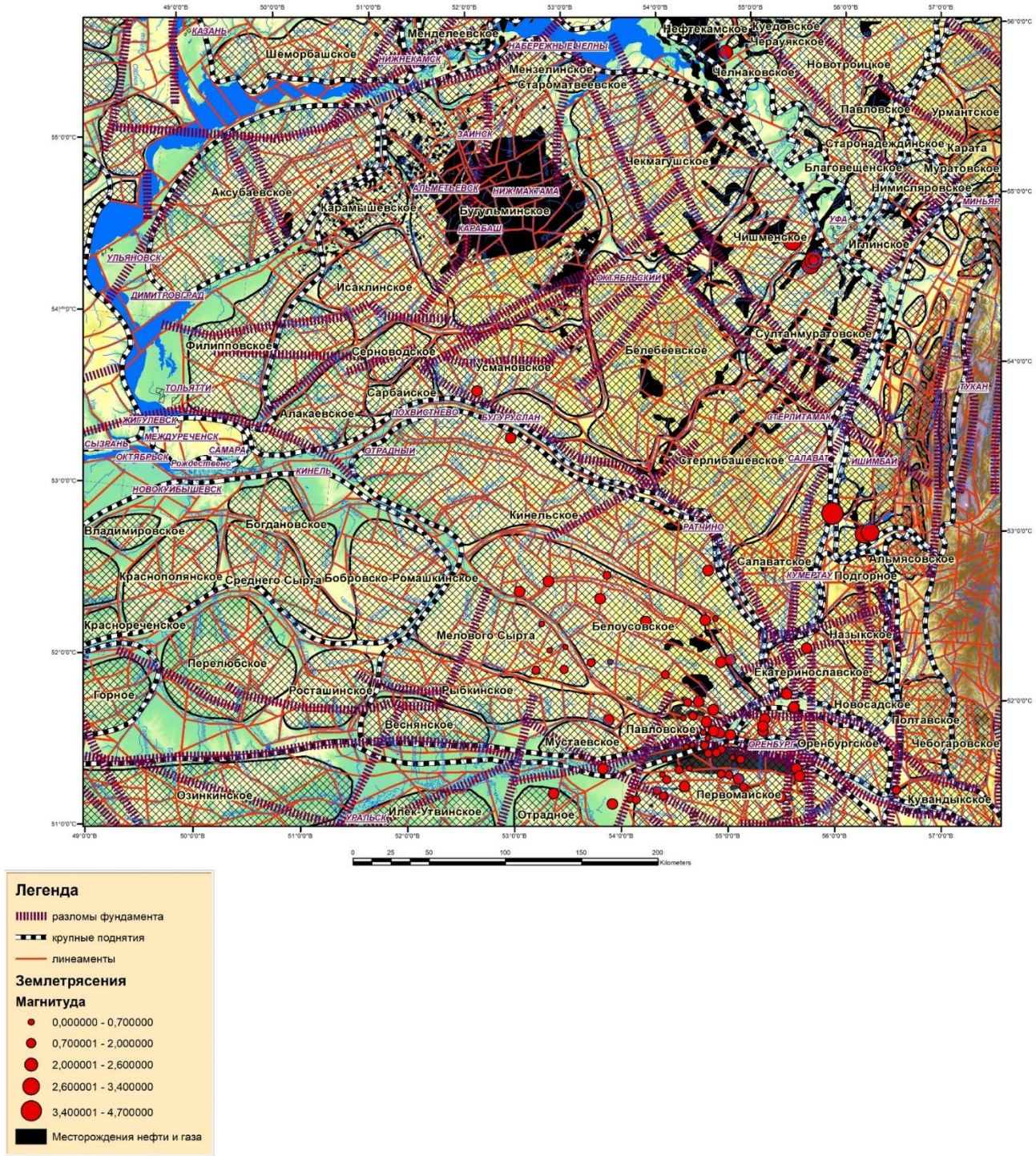


Рис.17. Структурно-геоморфологическая карта, совмещенная с распределением эпицентров землетрясений и месторождений нефти и газа

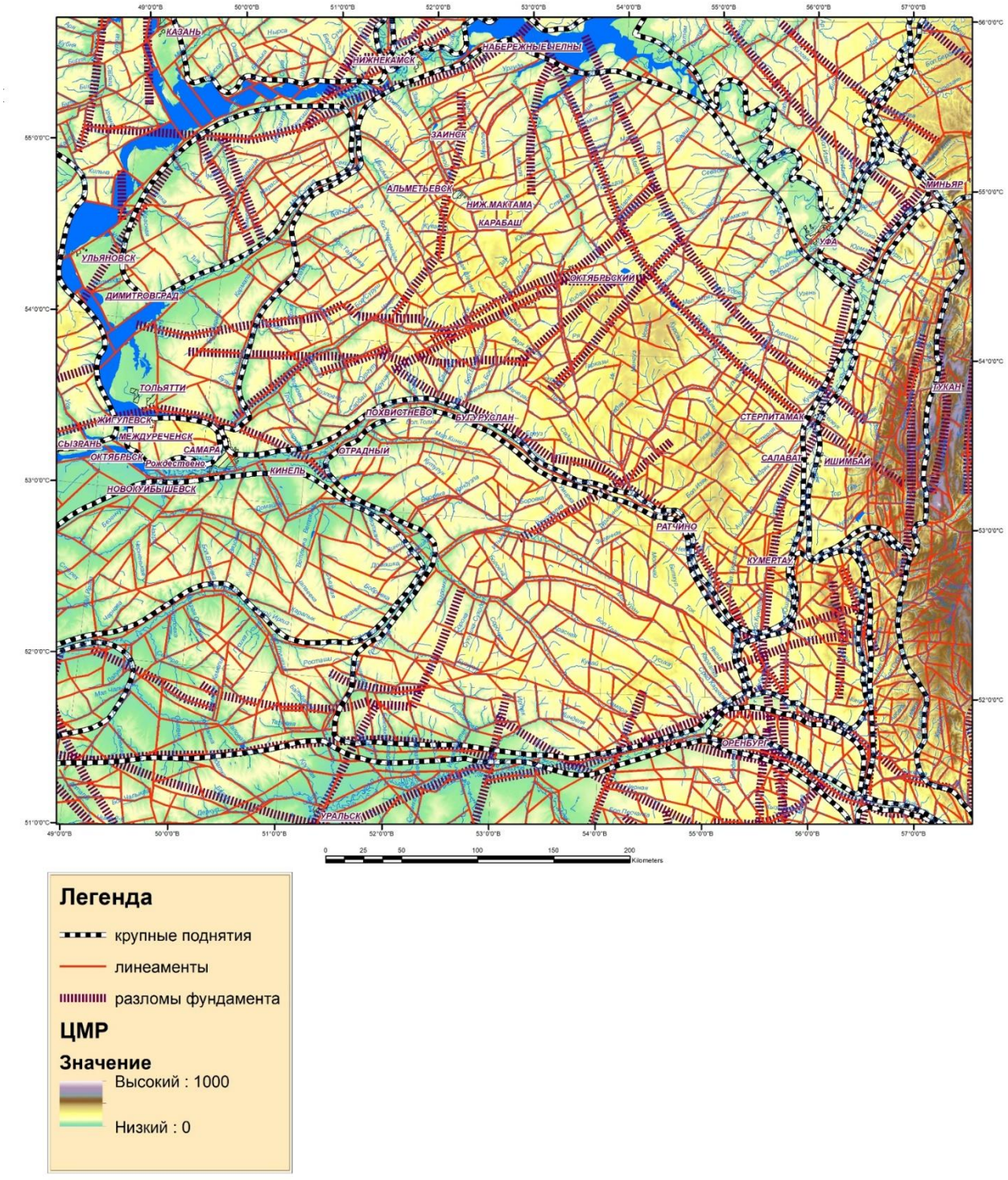


Рис.18. Карта сопоставления линеаментов с разрывными нарушениями фундамента юго-восточной части Русской равнины

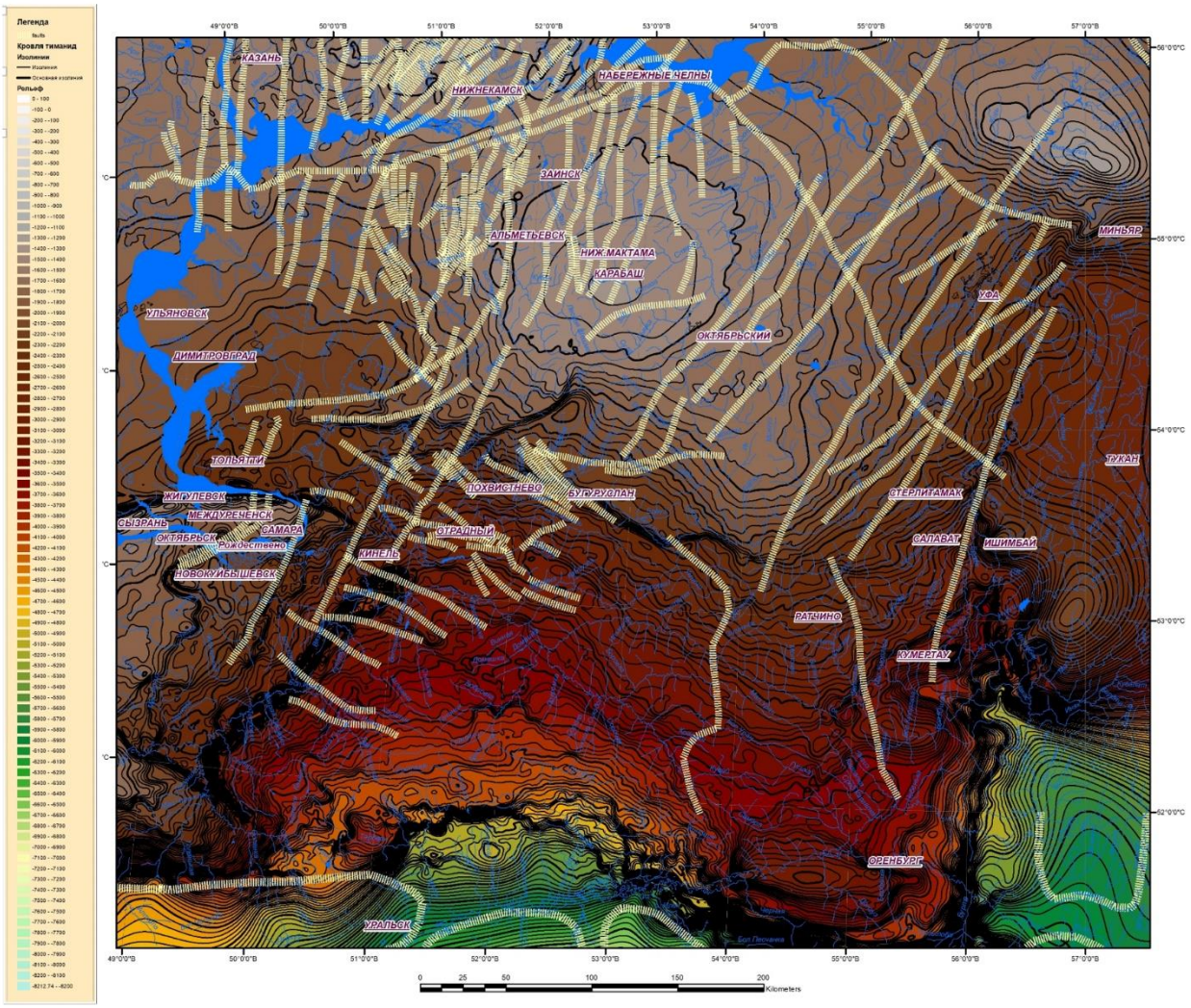


Рис.19. Структурная карта по кровле тиманид (по сейсмическим данным,2017). Глубина залегания тиманид увеличивается в соответствии с изменением цвета от серого до зеленого.

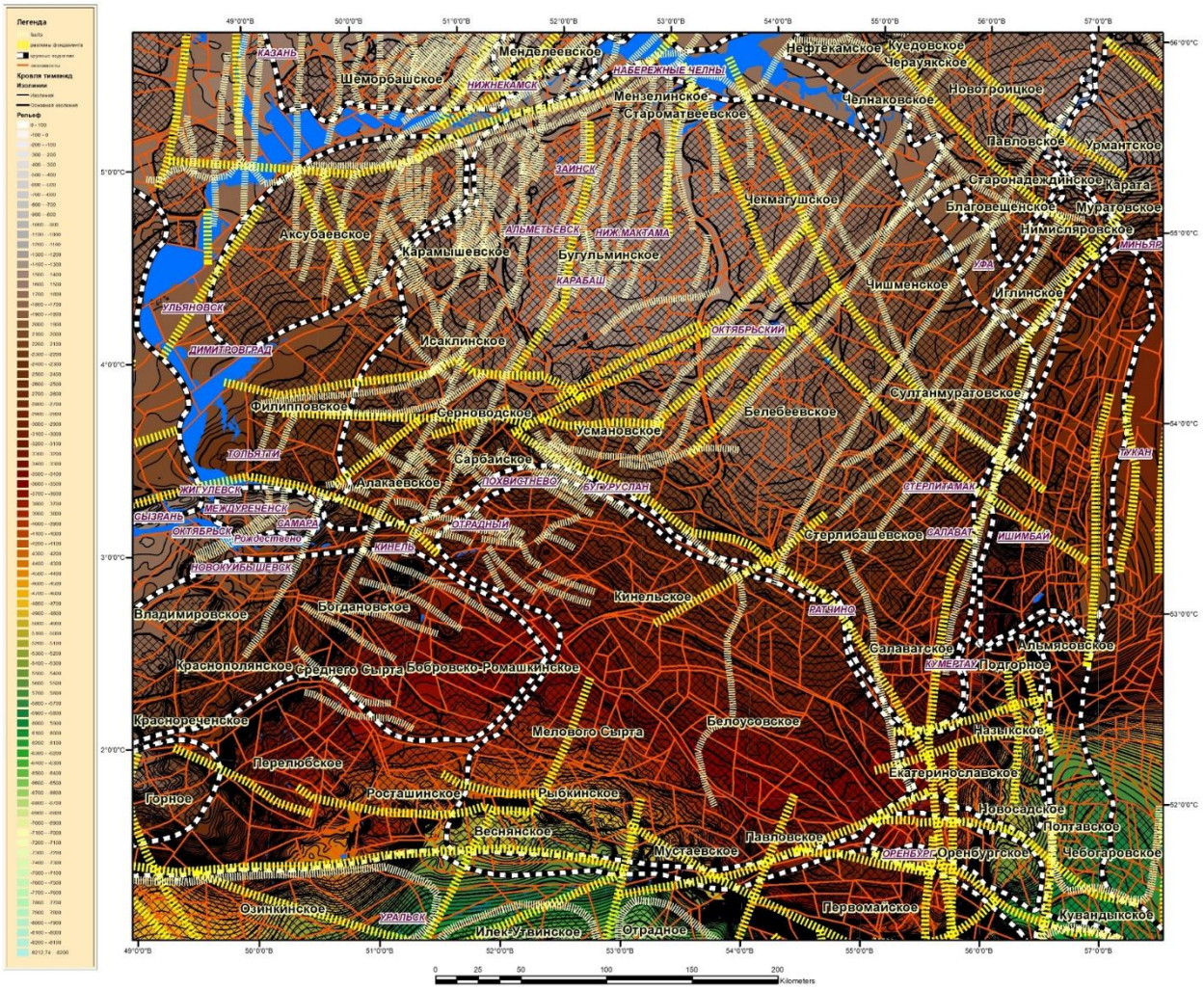


Рис.20. Структурно-геоморфологическая карта, совмещенная со структурной картой кровли тиманид и разломами фундамента. (Желтым цветом показаны разломы фундамента, а белым разломы тиманид).

Линеаменты и разрывные нарушения находят отражение в изменениях магнитных аномалий (Рис.21).

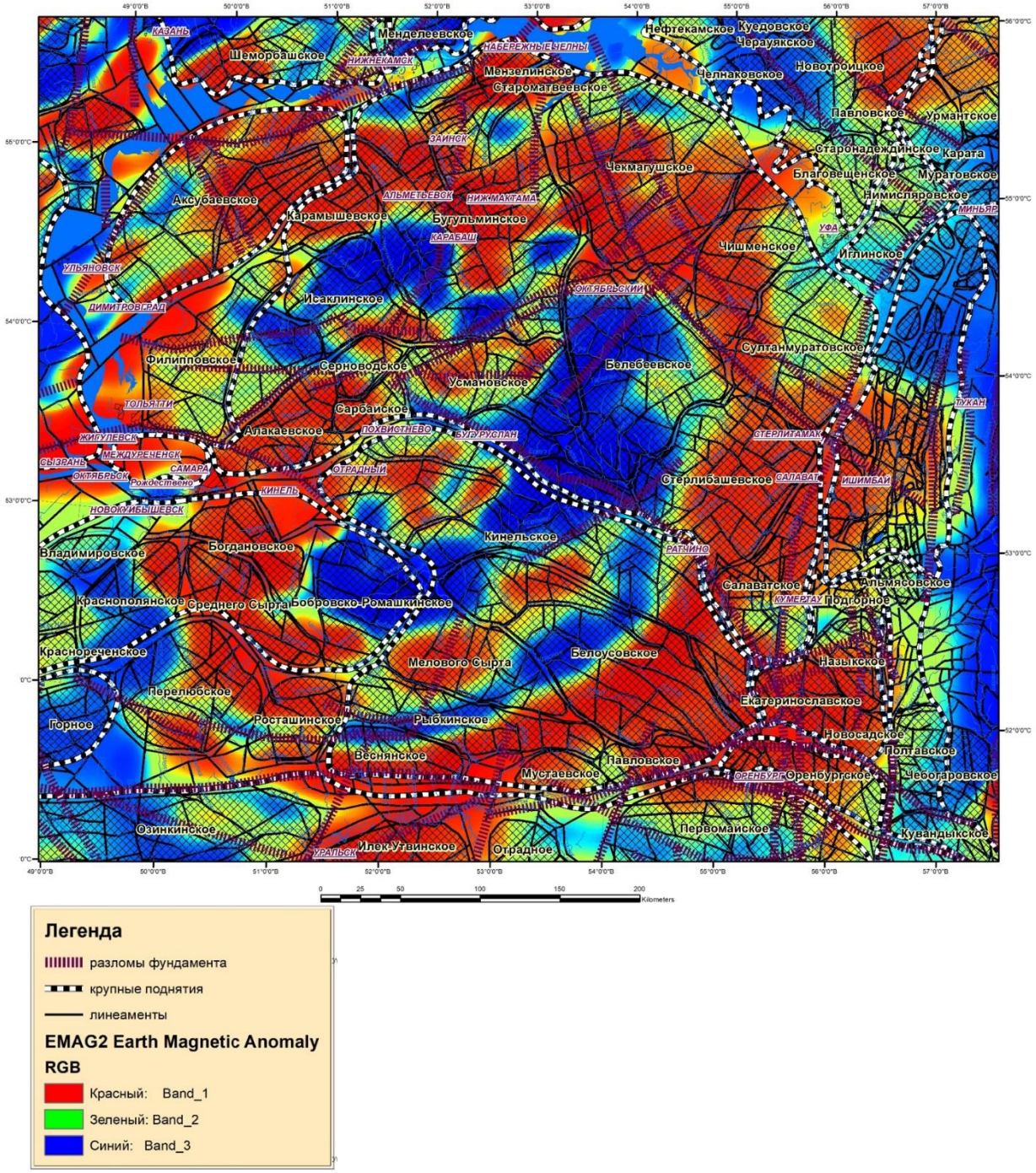


Рис.21. Карта магнитных аномалий, совмещенная с новейшими структурами

Гравитационные аномалии в целом отражают динамику новейших и современных тектонических движений. Так, крупные новейшие поднятия и впадины достаточно хорошо коррелируют с гравитационными аномалиями (Рис.22).

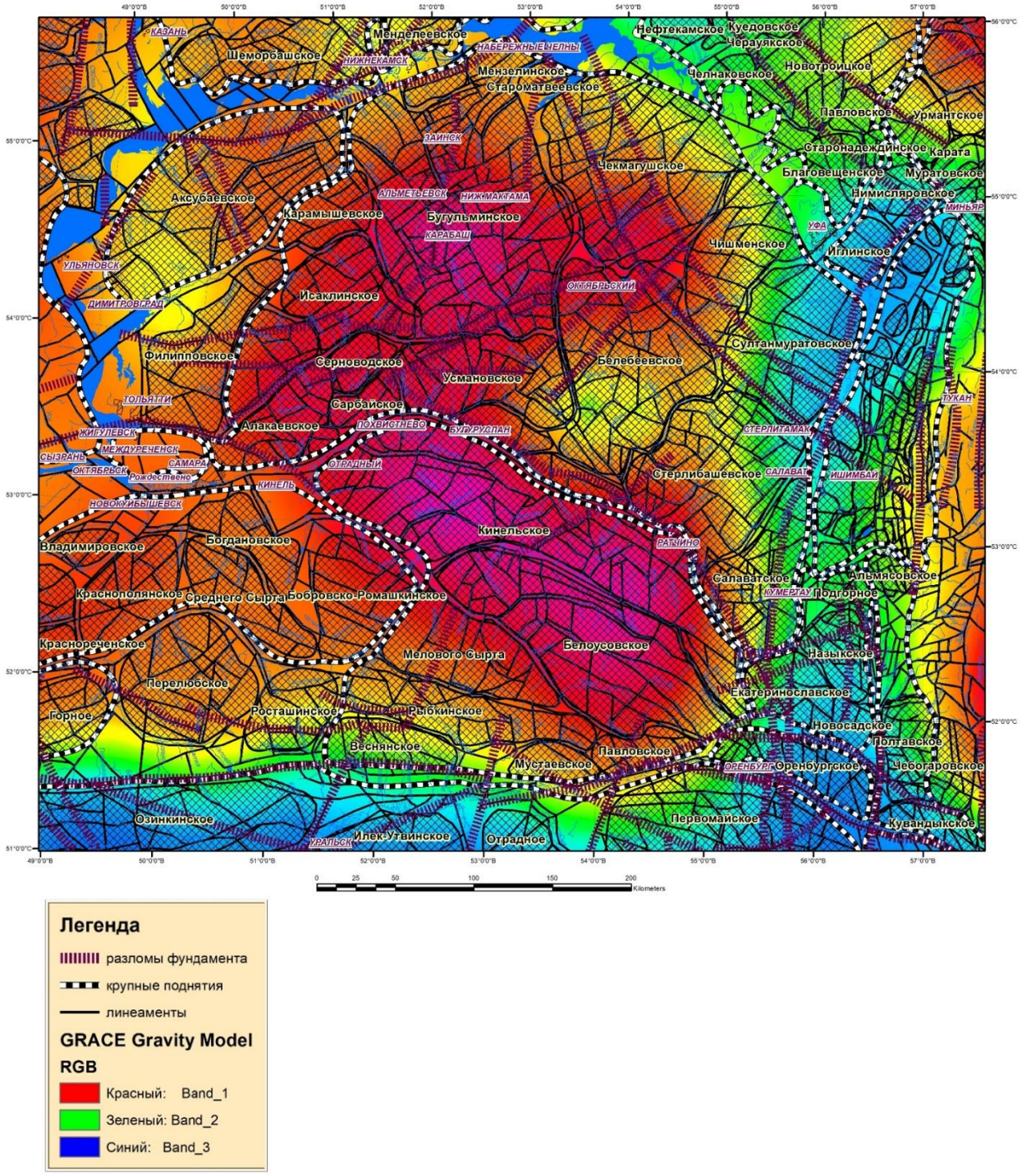


Рис.22. Карта гравитационных аномалий (GRACE Gravity Model), совмещенная с новейшими структурами.

Повышенные значения теплового потока тяготеют к локальным структурам поднятия Общего Сырта (субмеридиональная зона), а также для центральной части Бугульминского поднятия (Рис.23).

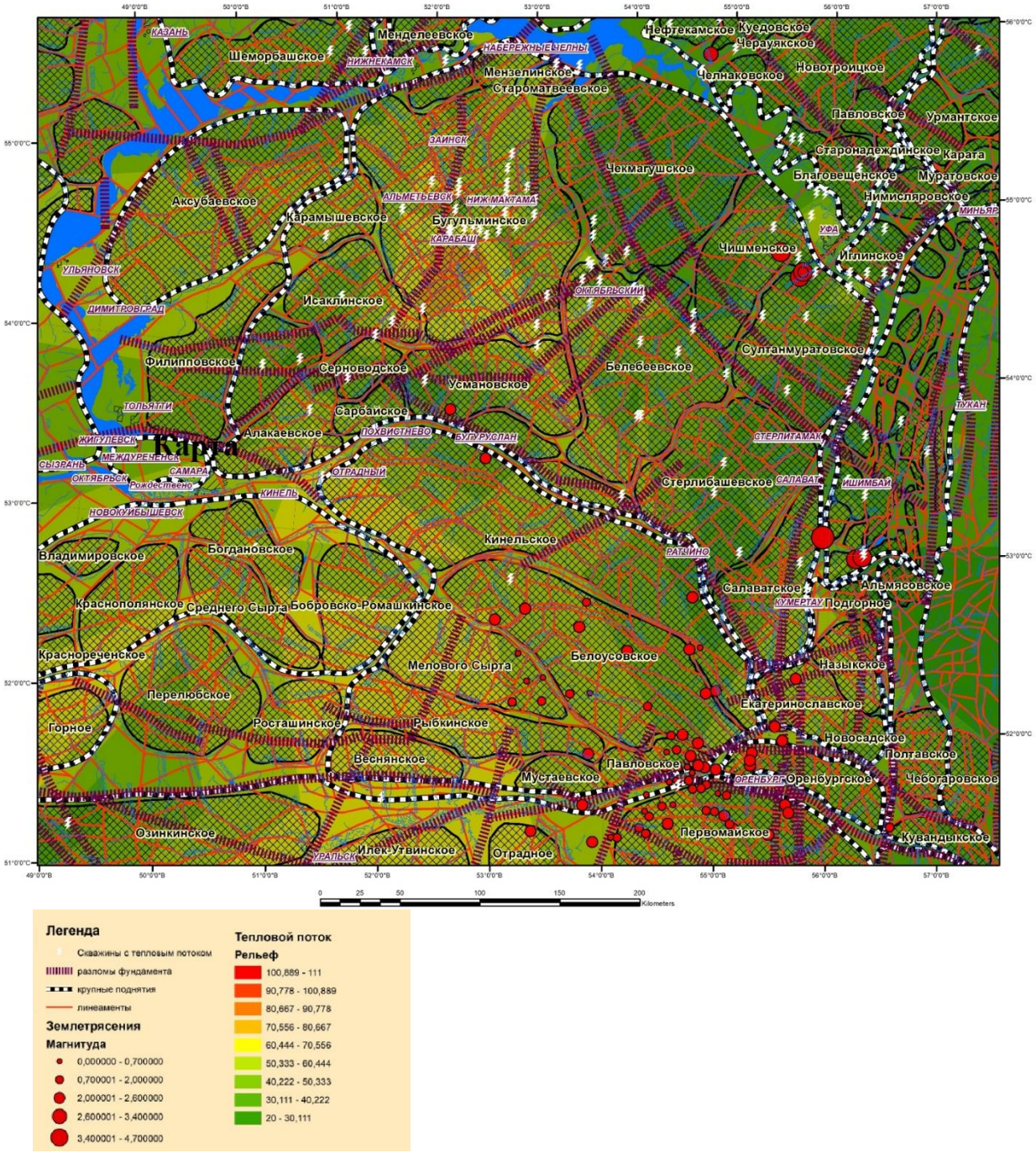


Рис.23. Структурно-геоморфологическая карта, совмещенная с картой теплового потока и сейсмичностью

Детальное дешифрирование в области Татарского свода – частной структуры Волго-Уральской антеклизы, выявило густую регматическую сеть линеаментов, отражающую степень раздробленности платформенного чехла и фундамента. Сильно раздробленные зоны приурочены к участкам динамического влияния крупных разломов кристаллического фундамента, таких как Прикамский и Алькеево-Пичкасский

(Прикамская сдвиговая система в пределах Северо-Татарского свода), что подтверждается геофизическими данными. Многие из выделенных линеаментов подтверждены аномальными значениями гелия и водорода [Хисамов Р.С. и др., 2005].

Повышенные концентрации гелия достаточно хорошо коррелируют с линеаментами и разломами фундамента. Наибольшее количество гелиевых аномалий приурочено к Бугульминско-Белебеевскому поднятию (Рис.24).

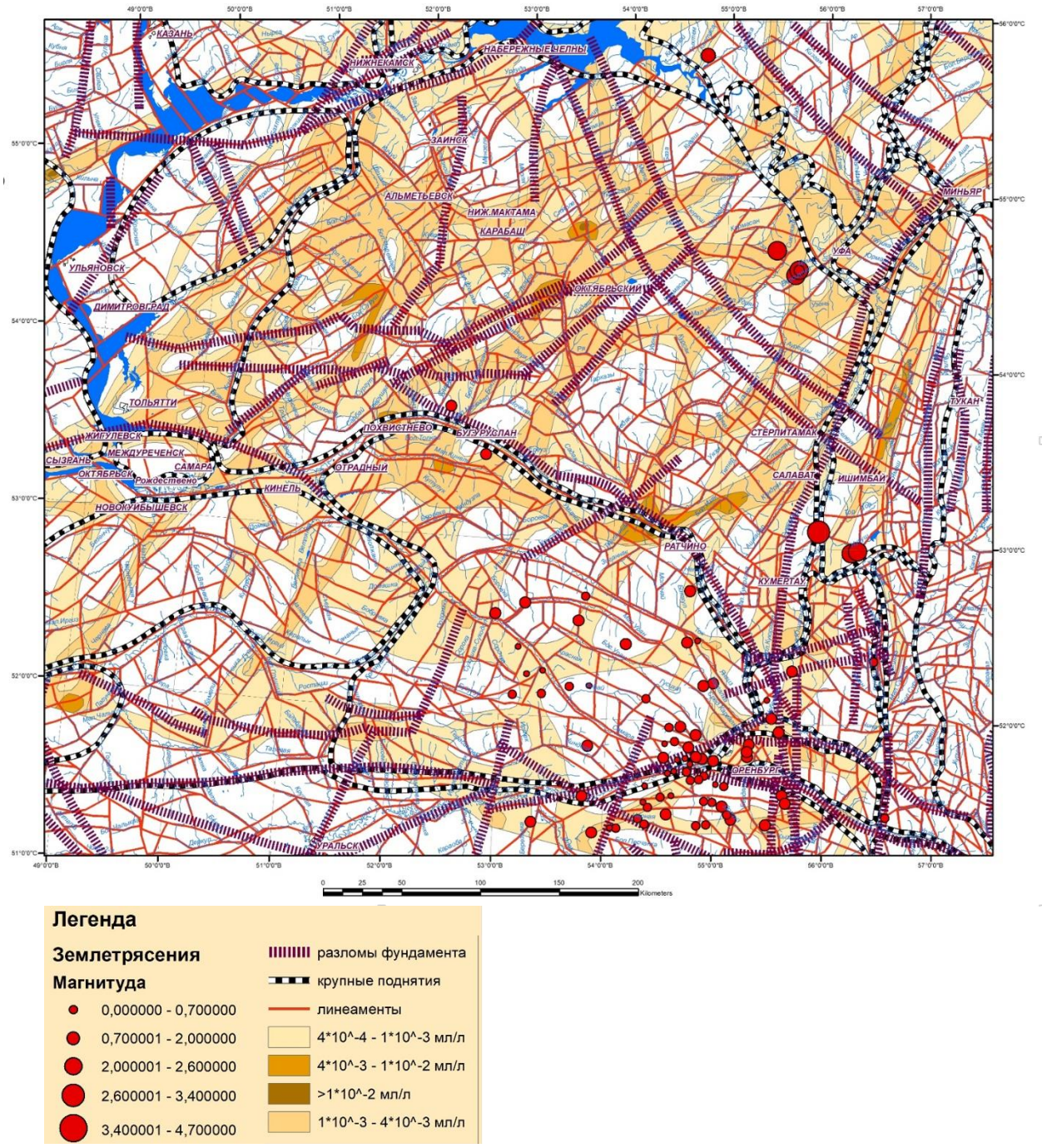


Рис.24. Карта распределения концентраций гелия в подземных водах (В.Н. Бошорин и др.,2002), совмещенная с новейшими структурами

В 2019-м году С.Ю.Колодяжным и А.И.Некрасовым было проведено исследование на тему структурных и динамических закономерностей размещения месторождений нефти в центральной части Волго-Уральской антеклизы и Сурско-Камской зоны (СК).

На основании проведенных дистанционных и полевых исследований ими были составлены структурные карты Волго-Уральского региона (Рис.25 а, б, в). Сурско-Камская зона сдвига шириной до 50 км протягивается в субширотном направлении, осложняя центральную часть Волго-Уральской антеклизы на протяжении около 900 км. В её формировании и развитии преобладали тангенциальные напряжения, что можно отметить по ориентировке разломов.

Сурско-Камская зона разделяет Южно-Татарский и Северо-Татарский своды. Центральная часть зоны осложняет область сочленения Казанской седловины и Мелекесской впадины. На западе зона нарушает структуру Токмовского свода и разделяет его на ряд вершин северной (Канашская, Сундырская и др.) и южной (Токмовская, Ульяновская) групп.

На основании составленных карт исследователями были сделаны следующие выводы: на плитном этапе развития Сурско-Камская зона сдвига переживала состояние транстенсии, из-за чего происходила миграция углеводородов (УВ) в доманиковской свите девона. Зона представляет собой коллектор. В условиях транстенсии разрывные нарушения замыкались, коллекторские свойства области снижались, из-за чего происходило выжимание УВ, в основном, в латеральном направлении. Аккумуляция углеводородов происходила часто в условиях знакопеременных напряжений.

В результате структурно-геоморфологического дешифрирования Центральной и Южной частей Предуральского краевого прогиба, граничащего на востоке с Волго-Уральской антеклизой (Рис.26), нами была составлена схема слабых зон (Рис.27). Было выделено 880 слабых зон. Установлено, что доминирующими простираниями межблоковых границ являются северо-восточное, северо-западное, субмеридиональное и субширотное (в порядке уменьшения значимости) (Рис. 28). Сопоставление роз-диаграмм, иллюстрирующих закономерности ориентировки межблоковых границ и разрывных нарушений фундамента, указывает на их сходство. Доминирующими простираниями разрывных нарушений фундамента также являются северо-восточное, субмеридиональное и субширотное (в порядке уменьшения значимости) (Рис. 29,30). Более половины разрывных нарушений фундамента находят прямое отражение в рельефе в виде выделенных нами слабых зоны. Тем не менее, следует отметить, что не все из них являются тектонически активными на современном этапе развития. Таким образом, прослеживается взаимосвязь между рельефом дневной поверхности и структурами фундамента. Помимо этого, отчетливо наблюдается соответствие между геометрией месторождений нефти и газа и новейшими дислокациями.

Таким образом, для территории Волго-Уральской антеклизы, расположенной на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, установлен сводово-блоковый стиль новейших дислокаций, представляющий собой сочетание разноранговых поднятий и впадин, осложненных слабыми зонами (линеаментами) и разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания. Выявленные дислокации являются геодинамически активными структурами: с ними часто связаны аномалии гелия и водорода; к ним приурочены эпицентры землетрясений, а также повышенные значения теплового потока. Установлены прямые корреляции выявленных дислокаций с глубинными структурами фундамента и нижней части чехла, что указывает на их роль в формировании новейшего структурного плана юго-востока Русской равнины, который находится под влиянием Уральского орогена.

Описанная выше приуроченность нефтегазовых месторождений к новейшим дислокациям указывает на существенную роль неотектонических движений в распределении углеводородов, что необходимо учитывать при поисках и разведке нефти и газа.

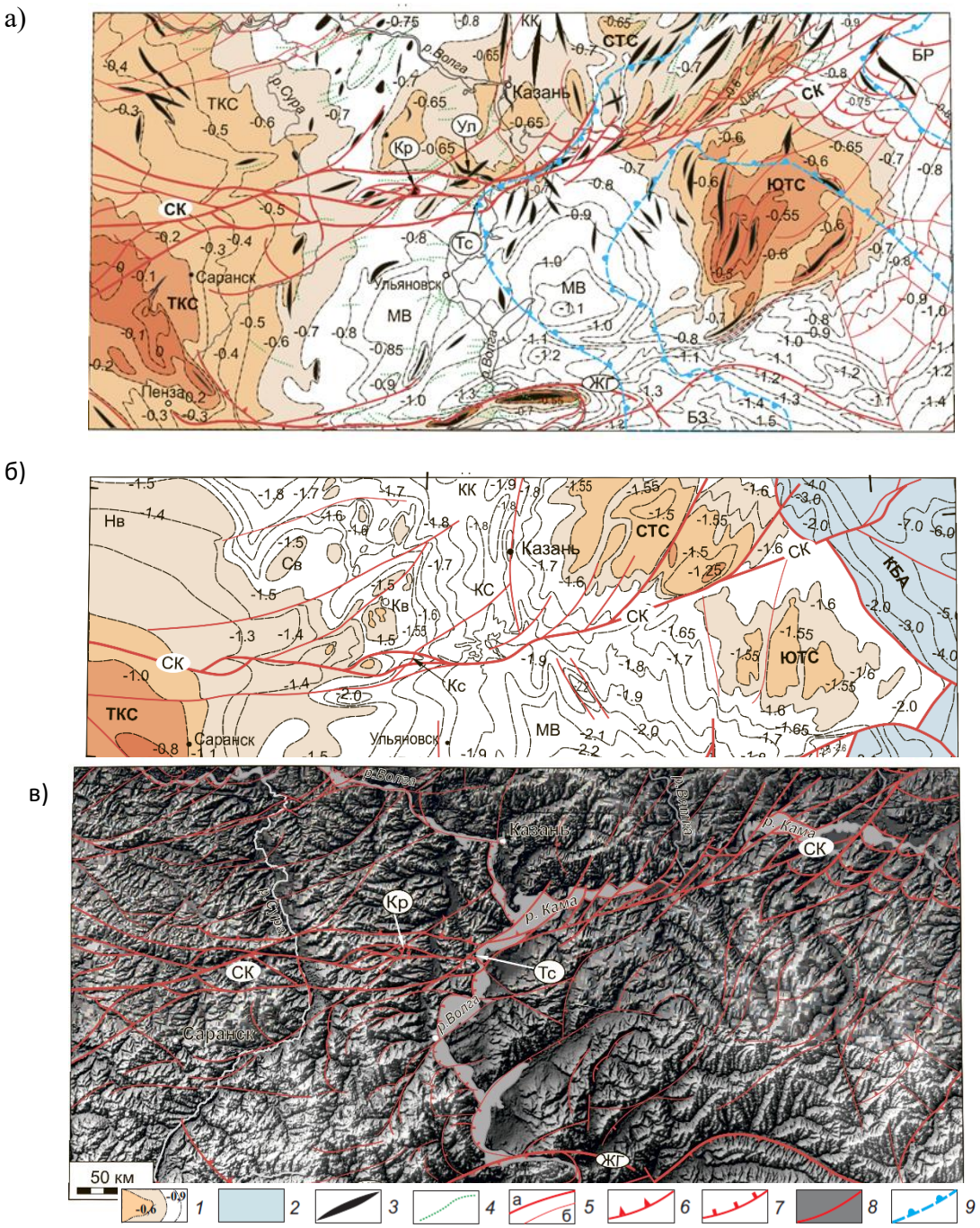


Рис. 25. Структурные карты Волго-Уральского региона: (а) – поверхности фундамента; (б) – кровли верейского горизонта среднего карбона; (в) – современной эрозионной поверхности (цифровая карта рельефа) (на основе [State Geological Map…, 2000]). 1 – изогипсы кровли фундамента (на схеме (а)) и верейского горизонта (на схеме (б)); 2 – рифейские авлакогены; 3–4 – оси валов (3) и мелких складок (4); 5 – разломы главные (а) и второстепенные (б); 6 – взбросо-надвиги; 7 – сбросы; 8 – разломы на схеме (в); 9 – внешние контуры Камско-Кинельской системы прогибов. Зоны дислокаций: СК – Сурско-Камская, ЖГ – Жигулевская; рифейские авлакогены: КБА – Камско-Бельский, САА – Серноводско-Абдулинский; ТКС – Токмовский свод и его

вершины: Нв – Новгородская, Св – Сундырская, Кв – Канашская, Ув – Ульяновская, Тв – Токмовская; выступы: СТС – Северо-Татарский, ЮТС – Южно-Татарский; депрессии: КК – Казанско-Кажимская, МВ – Мелекесская, БЗ – Бузулукская; седловины: КС – Казанская, БР – Бирская; локальные структуры: Кр – Карлинская, Тс – Тетюшинская, Ул – Улеминский вал (Колодяжный, Некрасов, 2019)

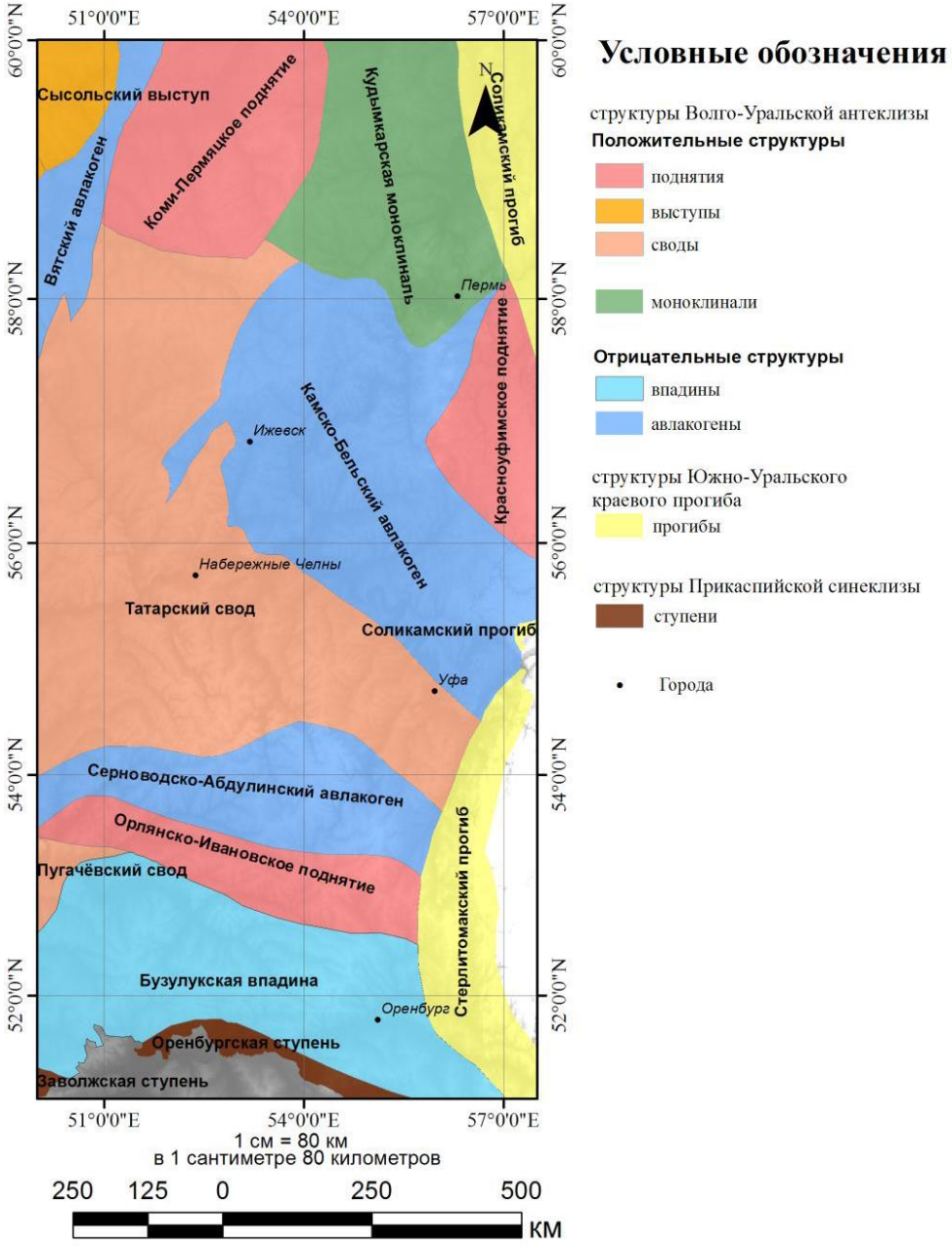


Рис.26. Схема тектонического районирования Центральной и Южной частей Предуральского краевого прогиба (по Чцкевичу, 2000)

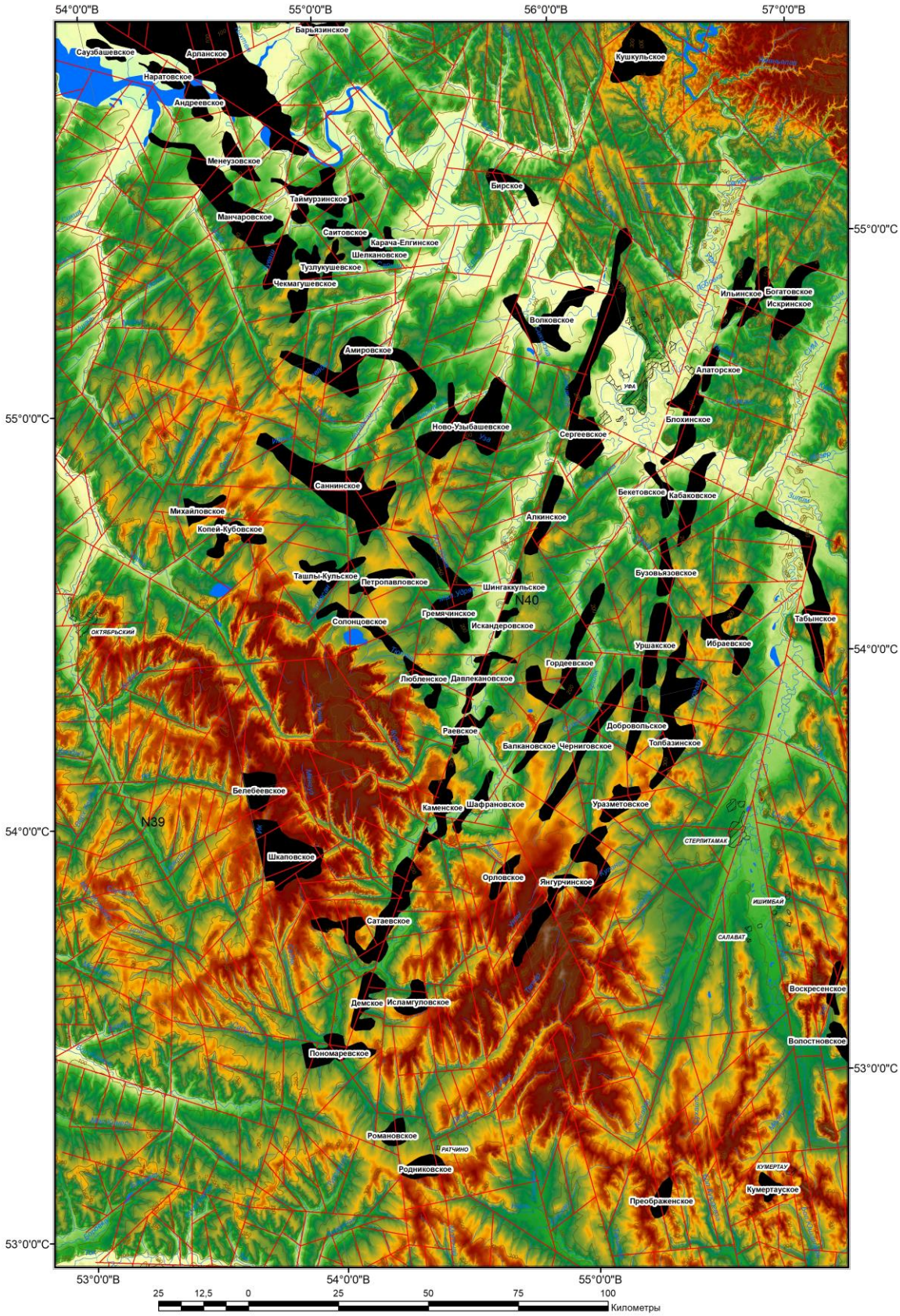


Рис.27. Расположение нефтегазовых месторождений на территории Башкортостана на цифровой модели рельефа с отдешифрированными слабыми зонами.

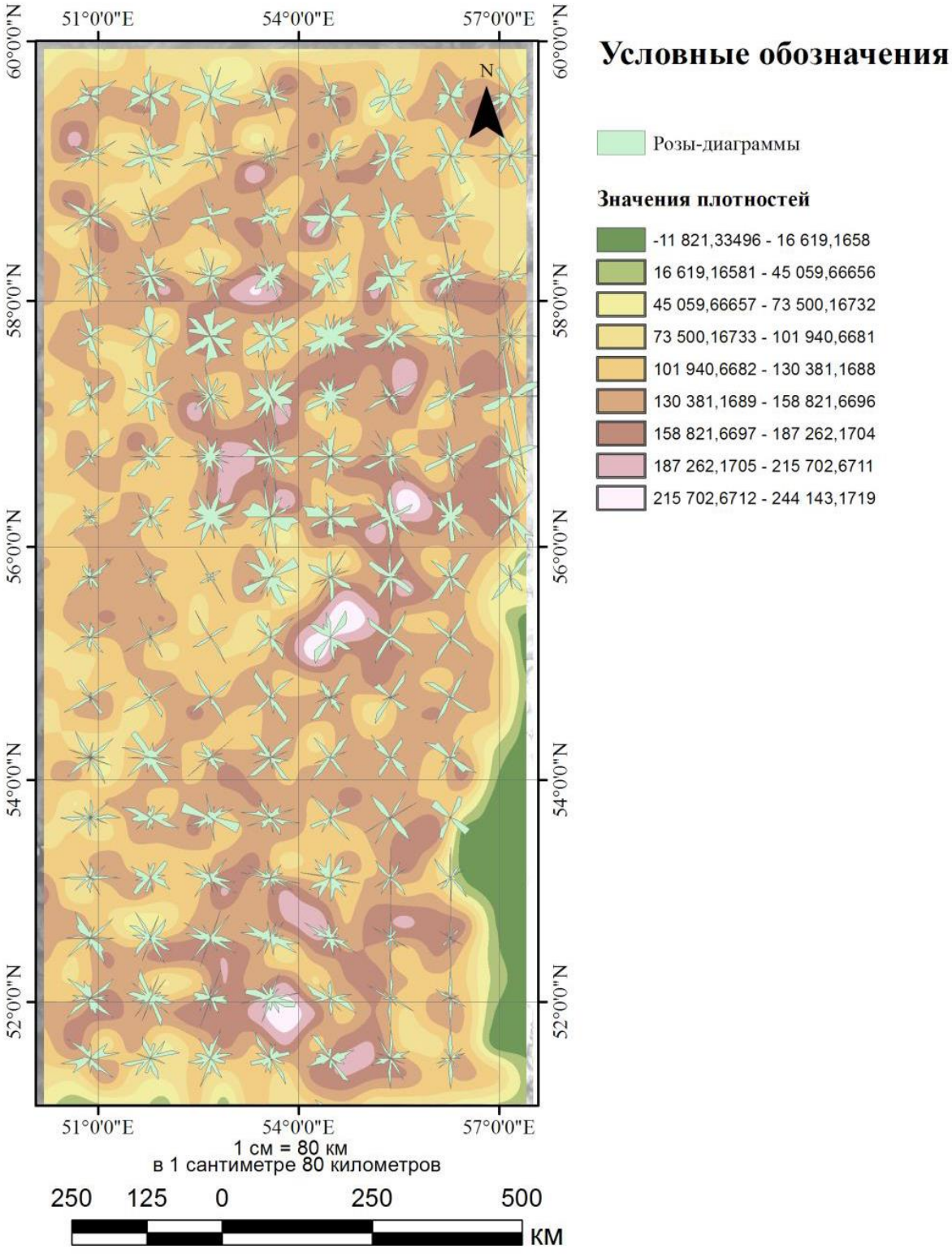


Рис.28 . Схема плотности и роз-диаграмм простирания слабых зон Центральной и Южной частей Предуральского краевого прогиба

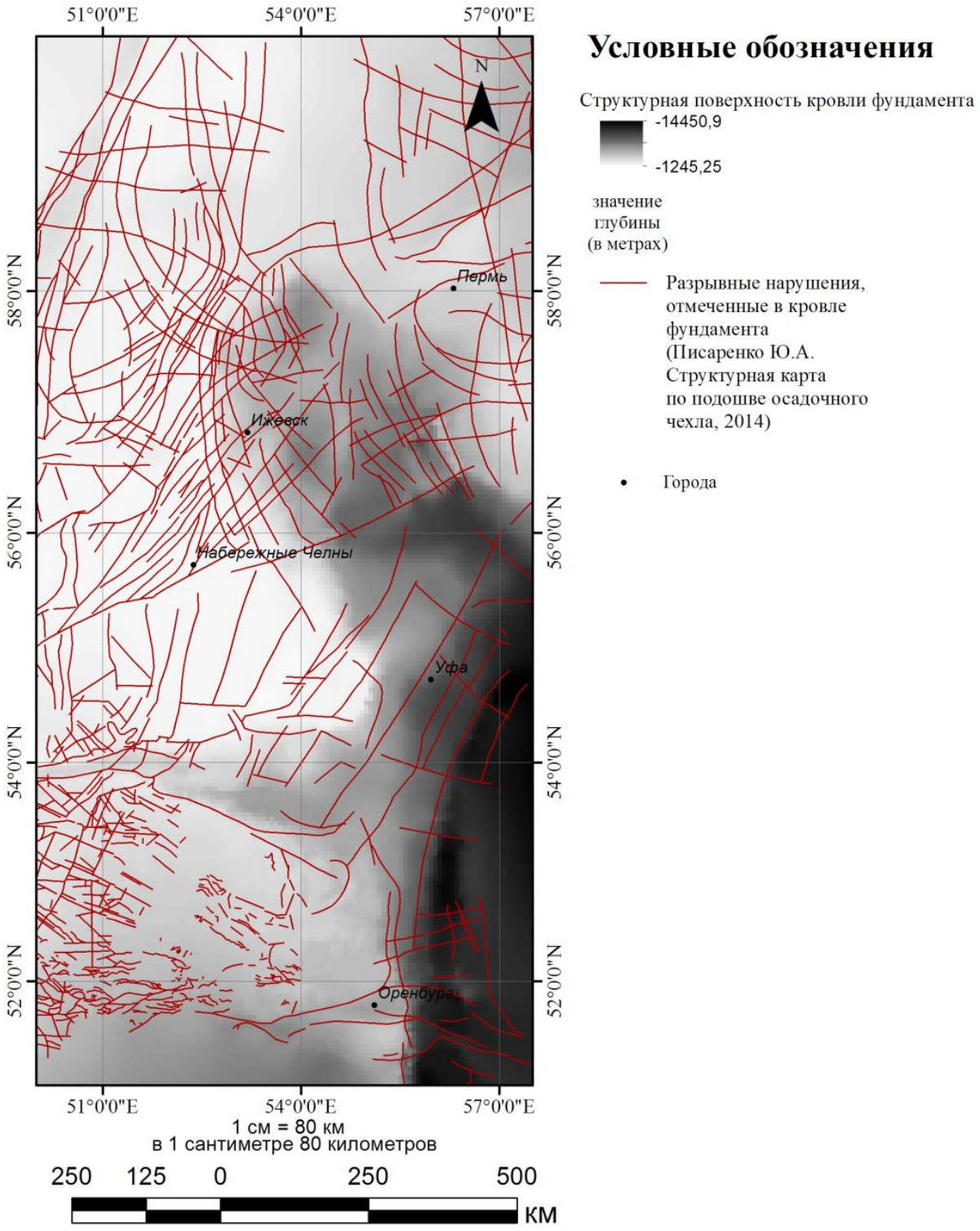


Рис.29. Схема структурной поверхности фундамента Центральной и Южной частей Предуральского краевого прогиба

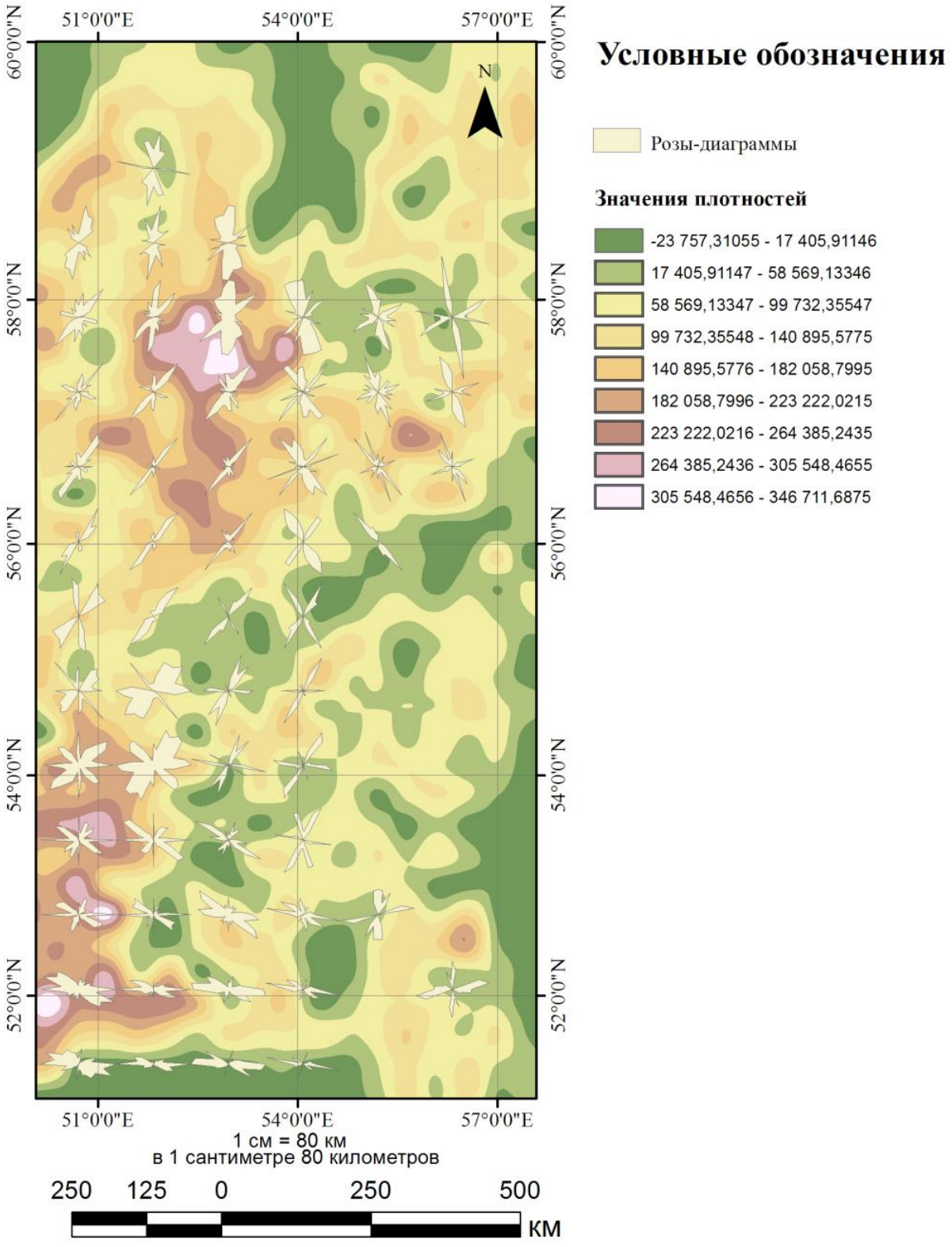


Рис.30.Схема плотности и ориентировок разрывных нарушений фундамента Центральной и Южной частей Предуральского краевого прогиба

НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Эпипалеозойская Скифская плита расположена между горно-складчатым сооружением Большого Кавказа на юге и Восточно-Европейской платформой на севере (Рис.31). В геоморфологическом отношении она представляет собой платформенную равнину с абсолютными отметками рельефа, превышающими 500 м на юге Ставропольского поднятия, и минимальными значениями (менее 0) в районе Прикаспийской впадины на востоке плиты. Наблюдается уменьшение значений амплитуд по мере удаления от Кавказа на север.

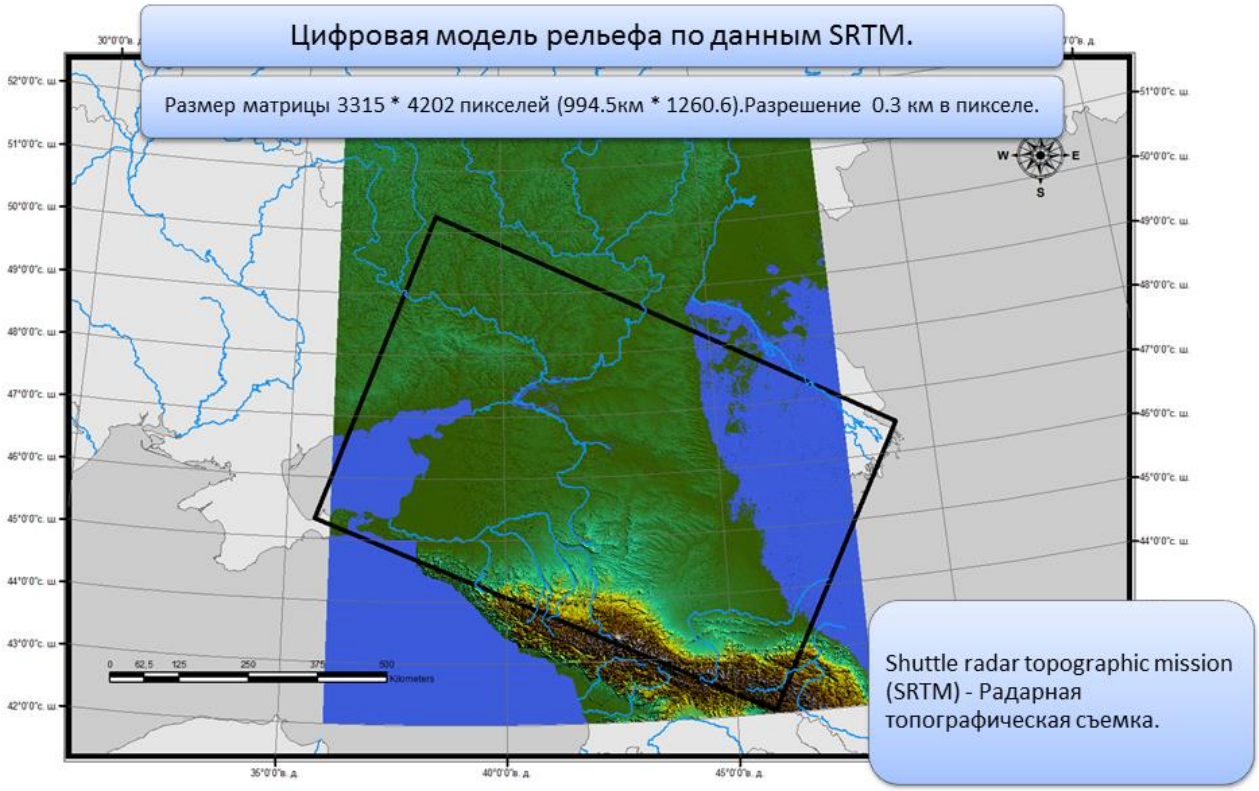


Рис. 31. Местоположение района исследований.

Неотектоника Скифской плиты. С целью изучения новейшей тектоники и геодинамики района использовался комплекс методов, включавших структурно-геоморфологический анализ, предполагавший визуальное и автоматизированное дешифрирование, а также статистическую обработку радарных космических изображений с помощью специализированной компьютерной программы LESSA. Статистическая обработка включала построение роз-диаграмм и схем направления их вытянутости, плотностей линеаментов, рассчитанных в скользящем окне для различных простираний. Количественная оценка амплитуд новейших тектонических движений проводилась по методу анализа кривых тектонического прогибания, известного в литературе как back-stripping. Полученные материалы сопоставлялись с глубинными дислокациями, главным образом, со структурами фундамента. Также было выполнено аналоговое тектонофизическое моделирование. Для оценки геодинамической активности результаты работ сравнивались с сейсмичностью, характером распределения теплового потока, современными тектоническими движениями и др.

Структурно-геоморфологическое дешифрирование топографических карт и космических снимков, включая радарные изображения, было проведено в разных масштабах (от 1:1 000 000 до 1:200 000). При этом использовались современные ГИС технологии. Построение карт сопровождалось анализом дислокаций в вертикальных сечениях по геолого-геоморфологическим профилям. Интерпретация профилей позволила установить морфологию поднятий и впадин в продольных и поперечных сечениях, выявить деформации одновозрастных водораздельных поверхностей, ступеней рельефа, эрозионных врезов. Результатом интерпретации геоморфологических профилей было выявление новейших разрывов и определение амплитуд смещений по ним. Сравнение выраженных в рельефе разрывов с древними дислокациями позволило установить степень унаследованности первых.

В результате проведенного структурно-геоморфологического анализа была построена одноименная карта, на которой показаны контуры растущих поднятий и впадин, осложненных слабыми зонами [Костенко, Панина 2001]. Эта карта явилась своеобразным каркасом для дальнейших неотектонических построений. Как известно, на картах новейшей тектоники амплитуды новейших движений показываются в изобазах, т.е. в амплитудах тектонических движений за новейший этап. В районе исследования они рассчитывались по кривым тектонических движений, полученных по методике back-stripping, которая позволяет определить амплитуды и скорости тектонических движений для различных интервалов времени. В нашем случае эти амплитуды рассчитывались для интервала времени, начиная с позднего миоцена (примерно 10 млн. лет) по четвертичный период включительно.

Общее прогибание территории в какой-либо точке слагается из двух составляющих: тектонической, обусловленной эндогенными факторами, и изостатической, связанной с весом вышележащих толщ. Величина общего прогибания зависит от глубины бассейна в период осадконакопления, эвстатических колебаний уровня моря, коэффициента уплотнения пород с глубиной, а также проседания за счет давления осадочной толщи и воды. Задача back-stripping анализа заключается в вычитании амплитуды тектонической составляющей из амплитуды общего прогибания. Согласно модели локальной изостазии [Cloetingh, Kooi 1990] производится расчет тектонической составляющей, которая в нашем случае и принималась за амплитуду тектонических движений. Расчеты показывают, что в среднем примерно 70 % общего погружения обусловлено нагрузкой мощных осадочных толщ и только около 30 % составляет тектоническая компонента. Сопоставление кривых тектонических движений, построенных для различных районов Скифской плиты, позволило рассмотреть новейшую историю геологического развития этого региона в контексте с фазами активизации Кавказского горного сооружения.

Проведенные структурно-геоморфологические, геолого-геофизические, включая back-striping, исследования на территорию Скифской плиты выявили позднеорогенные дислокации, представляющие собой сочетание поднятий и вырождающихся впадин, осложненных слабыми зонами преимущественно субширотной и субмеридиональной ориентировок. На построенной карте новейшей тектоники для интервала времени, начиная с позднего сармата (Рис. 32), в изобазах отражаются очертания главных структур новейшего этапа развития – поднятий и впадин, простирание которых контролируется субширотными и субмеридиональными слабыми зонами (разрывов, трещиноватости, дробления пород и др.), причем преобладают субширотные (субкавказские) простирания [Панина 2009].

Южную территорию, прилегающую к орогену Большого Кавказа, занимает Предкавказский тыловой прогиб, заложившийся в конце олигоцена - раннем миоцене и выраженный в современной структуре Западно- и Восточно-Кубанской предгорными

впадинами на западе и Терско-Каспийской на востоке. Максимальные амплитуды погружения, установленные в периферических частях Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин и составляют более 1000 м. Эти впадины разделяются субмеридиональным Ставропольским поднятием, значительно увеличившим свои размеры к современной эпохе. Изобазы в его пределах характеризуются высокими положительными значениями от 100 до 500 м и более. Выявленные новейшие структуры первого ранга в целом подчиняются традиционному делению Кавказа и Предкавказья на западный, центральный и восточный сегменты.

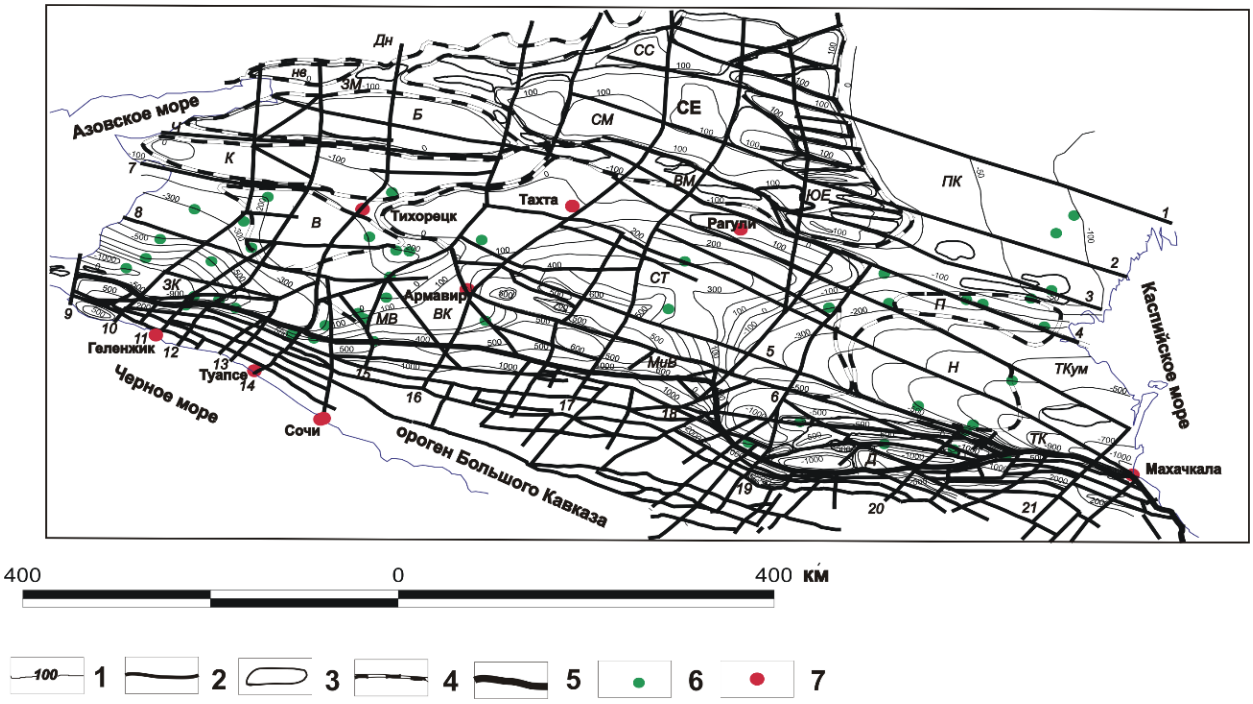


Рис. 32. Карта неотектоники Скифской плиты.

1 – изобазы, 2 – слабые зоны, 3- частные поднятия, 4 – контуры новейших поднятий первого ранга, 5 – граница Скифской плиты с орогеном Большого Кавказа , 6 – скважины, 7 – города. Новейшие структуры первого ранга: впадины: ЗК – Западно-Кубанская, ВК – Восточно-Кубанская, ТКас – Терско-Каспийская, ВМ – Восточно-Манычская, ЗМ – Западно-Манычская, Ч – Челбасская, ПК – Прикаспийская, ТКум – Терско-Кумская; поднятия: СТ – Ставропольское, Н – Ногайское, СМ – Сальско-Манычское, ЮЕ – Южно-Ергенинское, СС – Северо-Сальское, СЕ – Сальско-Ергенинское, П –Прикумское, Д – Датыхское, Дн – Донбасса, Нв – Новочеркасское, Б – Батайское, К– Крыловское, В – Выселковское, МиВ –Минераловодский выступ, МВ – Майкопский выступ. Цифрами обозначены: слабые зоны: субширотные: 1 – Акшибай-Ергенинская, 2 – Элистинская, 3 – Южно-Сальско-Манычская, 4 – Южно-Манычская, 5 –Армавиро-Невиномысская, 6 – Датыхско-Ахловская, 7 – Расшеватская, 8 – Новотитаровская; субмеридиональные: 9 – Усть-Кубанская, 10 – Новороссийская, 11 – Дивноморская, 12 – Краснодарская, 13 – Новомихайловская, 14 – Усть-Лабинская, 15 – Майкопская, 16 – Армавирская,17 – Калаусская, 18 – Кумско-Лысогорская, 19 – Урухская, 20 – Аргунско-Терская, 21 – Аграханская

Западный сегмент. Расположенная в западном сегменте Западно-Кубанская предгорная впадина граничит на юге с горным сооружением Большого Кавказа по Ахтырскому разлому, который согласно методам магнитотеллурического зондирования

(МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) прослеживается глубоко в мантию [Шемпелев и др. 2001]. Северным ограничением Западно-Кубанской впадины традиционно считается субширотный Новотитаровский разлом, уходящий по геофизическим данным на глубину более 20 км и отражающийся в рельефе. Область максимального прогибания впадины (амплитуды –1000 м и более) расположена на юго-западе, на границе с Азовским морем. Амплитуды прогибания уменьшаются в восточном направлении, по мере приближения к Майкопскому (Адыгейскому) выступу. На юге впадина осложнена погребенной Анастасиевско-Краснодарской антиклиналью, практически не имеющей выражения в рельефе. Восточнее расположен Майкопский (Адыгейский) выступ, отделяющий Западно-Кубанскую от Восточно-Кубанской впадины. В современном рельефе он представляет собой область поднятия, суммарные амплитуды которого колеблются от 0 на севере до 300 м на юге (Рис.32).

Восточно-Кубанская впадина существенно сократилась в размерах и выросла в современном рельефе по сравнению с палеозойским структурным планом. В течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, вплоть до позднего миоцена она развивалась как отрицательная структура. В современном рельефе − это высокая равнина, которая сменяется к югу предгорьем с абсолютными отметками до 500 м, что свидетельствует о вовлечении ее в поднятие на новейшем этапе. По сравнению с Западно-Кубанской, Восточно-Кубанская впадина начала раньше испытывать тенденцию к поднятию. На кривых тектонического прогибания (subsidence curves) первое поднятие, длившееся до понта, фиксируется на рубеже 10–9 млн. лет. Позднее наступает прогибание, которое продолжается до плиоцена, после чего впадина испытывает устойчивую тенденцию к воздыманию.

С севера и северо-востока Западно-Кубанская впадина обрамляется Крыловским и Выселковским поднятиями соответственно (Рис.32). Эти поднятия слабо выражены в рельефе (абсолютные отметки Крыловского поднятия возрастают с запада на восток от 20 до 129 м) и выделяются по косвенным геоморфологическим признакам – оконтуриванию их склонов речными долинами, которые нередко наследуют ёзоны разрывных нарушений фундамента. Субширотное Крыловское поднятие ограничивается с юга долиной реки Челбас и ее западным продолжением, выраженным в рельефе серией лиманов. Эти лиманы выстраиваются вдоль Бейсугского разлома палеозойского фундамента, который интерпретируется как главный Азовский надвиг [Попков 2001]. В рельефе здесь располагается узкая Челбасская впадина, центральная часть которой разрабатывается долиной реки Челбас. На юго-востоке поднятие граничит с северо-западной периферией Ставропольского поднятия. Северная граница Крыловского поднятия совпадает с широтными отрезками долин рек Ея и Средний Егорлык, которые являются отражением в рельефе субширотной шовной структуры на границе древней Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Слабо выраженная в рельефе северо-восточная часть поднятия соответствует Сальскому поперечному выступу палеозойского фундамента, а западная – Старо-Минской антиклинали в мезозойских комплексах. По данным бурения и сейсморазведки антиклиналь осложнена надвигом с южным падением сместителя.

На севере Крыловское поднятие по узкой впадине-долине, разрабатываемой рекой Ея, граничит с субширотным Батайским поднятием, абсолютные отметки которого колеблются от 30 до 109 м. Северная часть поднятия в фундаменте соответствует своду Ростовского выступа, а южная – его склону. Севернее расположена узкая Западно-Манычская впадина-долина, которая открывается в Таганрогский залив. Она граничит на севере с Новочеркасским поднятием. Западно-Манычская впадина практически вырождена в современном рельефе. Лишь долина реки Западный Маныч указывает на существование здесь некогда широкой впадины, являвшейся западным

продолжением Манычского прогиба. Создается впечатление, что она зажата с юга и севера Батайским и Новочеркасским поднятиями соответственно. Некоторыми исследователями Батайское и Крыловское поднятия объединяются в единую морфоструктуру – Ейское поднятие [Новейшая тектоника и геодинамика 2006].

Юго-восточнее Челбасской впадины выделяется Выселковское поднятие. Оно имеет причудливую конфигурацию и характеризуется абсолютными отметками рельефа 25-40 м на западе и 103 м на востоке, на водоразделе рек Бейсуг и Бейсужин. Повышенная эрозионная расчлененность рельефа указывает на вовлечение в поднятие древних погребенных структур фундамента Каневско-Березанской и Тимашевской ступени. Сейсморазведкой здесь установлены надвиги и разрывы, затрагивающие кайнозойские отложения [Попков 2001]. Восточная часть Выселковского поднятия соответствует втянутой в воздымание Кропоткинской впадине фундамента, существенно сократившейся в размерах к современной эпохе.

Центральный сегмент. Субмеридиональное Ставропольское поднятие выражено положительными значениями изобаз от 100 на севере до 500 м и более на юге, в пограничной области с Кавказским горным сооружением. По кровле хадумского горизонта (олигоцен-нижний миоцен) выделяется серия антиклиналей преимущественно северо-западного и субширотного простирания, которые отражены в рельефе частными поднятиями (Расшеватское, Камбулатское и др.). Максимальные значения изобаз (500 м и более) характерны для Армавиро-Невиномысской системы поднятий палеозойского фундамента. В северном направлении значение изобаз снижается до 100 м.

Ставропольское поднятие нарушается серией слабых зон (разрывов, трещиноватости, дроблением пород) северо-западного простирания, которые разрабатываются речными долинами и фрагментарно наследуют разломы фундамента (Армавиро-Невиномысская). Выявлены и субмеридиональные слабые зоны. К наиболее протяженным из них относятся Армавирская, Калаусская, Кумско-Лысогорская (Рис. 32).

К современной эпохе Ставропольское поднятие существенно увеличилось в размерах в северном, восточном и западном направлении по сравнению с его границами в палеозое. За счет роста Ставропольской структуры на восток втянута в поднятие область Чернолесской и частично Терско-Кумской впадин. Растущие поднятия здесь незначительно выражены в рельефе (абсолютные отметки составляют 235-100 м и менее) и маркируются песками. Разрастание Ставропольского поднятия на север отразилось и на конфигурации Восточно-Манычской впадины, граничащей с ним по Манычскому разлому палеозойского заложения. Впадина резко сужается и практически сливается с расположенной севернее Сальско-Манычской грядой, а амплитуды новейших погружений в ее пределах составляют −100 м. В области Прикаспийской равнины ее продолжением служит узкая впадина-долина, разрабатываемая нижним течением р. Кума. Впадина осложнена частными поднятиями. Линейный характер Восточно-Манычской впадины и ее западного (Западно-Манычская впадина) и восточного продолжений обусловлен, по-видимому, влиянием протяженного глубинного тектонического шва.

Севернее Восточно-Манычской впадины в рельефе выделяется Сальско-Манычская гряда, восточная периклиналь которой смыкается с Южно-Ергенинским субмеридиональным поднятием. С севера Сальско-Манычская гряда отделяется от Северо-Сальского поднятия узкой Сальской впадиной, разрабатываемой долиной р. Сал. Эти новейшие структуры образуют единое Сальско-Ергенинское поднятие (рис. 32). Более детальные структурно-геоморфологические исследования позволили выявить здесь частные дислокации, осложняющие эту крупную структуру первого

ранга. В современном структурном плане Южно - Ергенинской возвышенности выявлена серия, как правило, линейно вытянутых в северо-западном направлении, поднятий [Панина, Костенко 2005]. Амплитуды их составляют примерно 100 м и более. Корреляция дислокаций рельефа и структурного плана подошвы ергенинской свиты (плиоцен) показала, что эти поднятия существовали уже в плиоцене. Поднятия разделены узкими впадинами, к которым приурочены реки Акшибай, Кегульта, Улан-Зуха, Яшкуль, Шаред и др. Эти речные долины разрабатывают, скорее всего, разрывы со сдвиговой составляющей. Наиболее протяженной является Акшибай-Ергенинская зона разрывов (Рис.32). Подтверждением этого является кулисное расположение частных поднятий. О взбросо-сдвиговом характере разрывов в юго-восточной части кряжа Карпинского упоминается и в работе [Копп 2000].

Сальско-Манычская гряда является отражением в рельефе герцинских деформаций кряжа Карпинского. Согласно современным представлениям, базирующимся на сейсмических данных, палеозойский фундамент кряжа Карпинского характеризуется складчато-надвиговым строением, а сам кряж рассматривается как шовная структура, ограничивающая с юга древнюю Восточно-Европейскую платформу. Западным ее продолжением является поднятие Донбасса, восточным – система погребенных поднятий Прикаспийской впадины. Эта протяженная структура выражена на карте мантийных неоднородностей [Егорова, Старостенко 2006], и, согласно данным сейсморазведки, ограничивается с юга и севера разломами. Многие разломы, установленные по геофизическим данным, имеют северо-западное простирание и выражены в рельефе. Так, Южно-Манычская зона разрывов, которая обнаружена сейсмическими исследованиями в кровле доюрского комплекса и фундамента, и продолжается вплоть до поверхности Мохоровичича [Волож 1999], отражается в современном рельефе. Наследуется и расположенная севернее Ашибай - Ергенинская зона разрывов.

Восточный сегмент. Здесь расположена Терско-Каспийская предгорная впадина, которая открывается на востоке в Каспийское море, где располагается наиболее погруженная ее часть (рис.32). Южной границей впадины с горным сооружением Большого Кавказа служит зона Владикавказского разлома, восточным продолжением которого является надвиг Предгорного Дагестана. В рельефе эти зоны разломов выражены резким изменением амплитуд горного сооружения и предгорной впадины.

Терско-Каспийская впадина нарушена субширотными Сунженским и Терским хребтами, которые отделяются друг от друга частными впадинами. Хребты включают серию частных субширотных поднятий, суммарные амплитуды новейших движений которых оцениваются величиной более 500 метров. В то время как амплитуды погружения в частных впадинах, начиная с позднего миоцена, составляют по данным back-stripping более 1000 м. В кайнозойских и мезозойских комплексах поднятия представляют собой два этажа складчато-надвиговых структур, разделяющиеся зонами срыва. Эти структуры, образовавшиеся в результате восточно-кавказской (предакчагыльской) тектонической фазы, продолжают формироваться и на современном этапе [Панина 1988]. Надвиги и взбросы субширотного простирания первого этажа, нарушающие миоцен – плиоценовые комплексы, выражены в рельефе. Помимо субширотных, в рельефе выявляются и дислокации северо-западного простирания, являющиеся, по-видимому, сдвигами. Вдоль этих зон происходит смещение молодых поднятий, с ними связаны коленообразные изгибы р. Терек, они служат границами поднятий разной амплитуды (Рис.32). Наиболее протяженные из них представляют собой отражение в рельефе зон разломов, установленных геофизическими методами. Среди них Датыхско - Ахловская, Бенойско-Эльдаровская, зоны разрывов , а также Армавиро- Невиномысский разлом.

Обращает на себя внимание строго широтное простирание Терского хребта, западным продолжением которого является широтный отрезок долины реки Малка. По геофизическим данным здесь в фундаменте выделяется Срединный разлом.

Севернее Терско-Каспийской расположена Терско-Кумская впадина, осложненная погребенными поднятиями Ногайской ступени на юго-востоке. В рельефе эти поднятия слабо выражены и маркируются скоплениями песков [Панина, Костенко 2005]. В палеозойском фундаменте эдесь находится прогиб с глубинами до –12 км, что может указывать на бескорневой характер структур мезозойско-кайнозойского комплекса, выявленных ранее по сейсмическим материалам [Короновский, Панина 1995].

Наиболее четко выражено в рельефе расположенное к северу от Терско - Кумской впадины Прикумское поднятие, оконтуриваемое субширотным отрезком долины реки Кума. Поднятие имеет субширотную ориентировку и контролируется Южно-Манычским и Южно–Сальско-Манычским зонами разрывов. Сводовая часть поднятия соответствует изобазе -50 м. Проведенные ранее геолого-геофизические и структурно-геоморфологические исследования позволили выявить здесь ряд погребенных поднятий (Кочубеевское, Восточно-Сухокумское и др.) в фундаменте и мезозойских отложениях [Несмеянов и др. 1967]. Поднятия выражены в верхнеплиоцен-четвертичном комплексе, затухают с глубиной и выполаживаются в майкопских (олигоцен–нижний миоцен) глинистых отложениях.

Обширная Прикаспийская впадина частично располагается в восточной периферической части Скифской плиты. Она также осложняется серией погребенных поднятий, проявляющихся в рельефе скоплениями песков. Эти поднятия являются восточным продолжением структур Сальско-Манычской гряды, втянутых в воздымание на новейшем этапе. Согласно данным бурения и сейсморазведки эти поднятия хорошо выражены в плиоцен-четвертичном комплексе и в целом наследуют мезозойские дислокации. Однако отмечается некоторое смещение их сводов в плиоцен-четвертичных комплексах относительно мезозойских.

Наряду с описанными выше слабыми зонами северо-западной (субкавказской) ориентировки выделяются и субмеридиональные, которые пересекают восточный сегмент Скифской плиты и прослеживаются на значительные расстояния вплоть до горного сооружения Большого Кавказа. Особенно четко они выражены в южной части. Это Урухская, Аргунско-Терская и Аграханская слабые зоны (рис.32). В современном рельефе и Ергенинский уступ представляет собой серию субмеридиональных сбросов, нарушенных субширотными сдвиговыми дислокациями [Панина, Костенко 2005]. Некоторые из субмеридиональных зон разрывов описаны как правосторонние сдвиги, как, например, Акташская [Никитин 1987].

Таким образом, описанные выше новейшие поднятия и впадины Скифской плиты, осложненные слабыми зонами (зонами разрывов, трещиноватости, дробления пород) субмеридионального простирания, отражают ступенчатое строение региона. Эти зоны зачастую пересекают всю территорию Скифской плиты, продолжаясь в горное сооружение Большого Кавказа. Они служат границами блоков, испытывавших знакопеременные движения, начиная, по крайней мере, со среднего миоцена [Костенко, Панина, 2001]. Этими зонами контролируется рельеф, абсолютные отметки которого увеличиваются с запада на восток. Самая западная, так называемая Усть-Кубанская слабая зона отделяет шельф Азовского моря и от Западно-Кубанской впадины (рис.32). Восточнее следует Новороссийская, которая служит границей низкой, испытывающей наибольшее прогибание, равнинной области и более приподнятой. Параллельно ей выявлена Дивноморская слабая зона, которая разделяет блоки рельефа разной амплитуды в области склона Большого Кавказа и продолжается

в область Западно-Кубанской впадины. Севернее она сливается с Краснодарской слабой зоной, отделяющей область низкой равнины от повышенной. Расположенная восточнее Усть-Лабинская слабая зона следует вдоль границы между Западно- и Восточно-Кубанской впадинами, которые отличаются абсолютными отметками, степенью расчленения и интенсивностью проявления новейших движений. Майкопская слабая зона выражена пологим уступом в пределах высокой равнины и разграничивает области умеренной и значительной денудации.

Наиболее ярко поперечная зональность проявляется в горной части Кавказа, где некоторые из поперечных зон (Геленжикская, Туапсинская, Пшехско-Адлерская, Новоафонская) описаны ранее как поперечные флексуры [Милановский 1968]. С этими флексурно-разрывными зонами связаны эпицентры землетрясений. Для некоторых из них (Анапская, Пшехско-Адлерская) по решению механизмов очагов землетрясений установлена взбросово-сдвиговая кинематика [Юнга 1996]. Продолжение Пшехско-Адлерской зоны разломов область Скифской плиты, в зоне Новотитаровского разлома также маркируется 5-7-балльными землетрясениями [Шебалин 1974]. Многие из поперечных зон разрывов северо-восточного простирания имеют длительную, мезозойскую историю развития. Они контролировали распределение фаций и мощностей отложений в горной части Кавказа [Вишневский, Панина, 1987].

Элементы многих новейших структур наследуют древние дислокации фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла. Сравнение новейшего структурного плана с палеозойским выявило тенденцию развития района на новейшем этапе – втягивание структур Скифской плиты в процесс воздымания на фоне сокращения впадин (Западно-Кубанской, Терско-Каспийской, Западно- и Восточно-Манычской, Кропоткинской и др.). Унаследованное развитие испытывают палеозойские структуры первого ранга: Ставропольское, Сальско-Манычское поднятия, Прикумско-Тюленевский, Каневско-Березанский, Азовский валы, Ростовский выступ. Фрагменты протяженных зон разломов и, главным образом, их простирания также реанимируются на новейшем этапе. Так, например, Южно-Манычская зона разрывов, которая пересекает глубинные структуры до поверхности Мохоровичича, находит свое отражение и в новейшей структуре.

Согласно интерпретации кривых тектонических движений большая часть Скифской плиты начала втягиваться в воздымание, начиная с позднего сармата – понта [Панина, Костенко, 2005]. Эта тенденция отмечается и на картах современных вертикальных движений. Результаты повторного нивелирования за последние 70-100 лет убедительно показывают, что центральный сегмент Скифской плиты (Ставропольское и Сальско-Ергенинское поднятия) испытывали воздымание со скоростью 2-4 мм в год. В то же время восточная часть Терско-Каспийской и Терско-Кумской впадин, а также западная периферия Западно-Кубанской впадины втянуты в прогибание, скорости которого составляли 2 мм в год. Следует отметить, что согласно инструментальным наблюдениям последней четверти двадцатого века распределение областей поднятий и прогибаний Скифской плиты в целом соответствует описанным выше новейшим структурам, и отражают тенденцию усиления роста поднятий и их разрастания на фоне сокращения впадин [Лилиенберг и др. 1997].

Новейшая геодинамика Скифской плиты. Эффективный инструмент, позволяющий изучать тектонические процессы, которые реализуются через иерархическую систему полей напряжений и деформаций, воздействующих на неоднородную, структурированную среду, — тектонофизическое, точнее аналоговое моделирование, в основу которого положена структурно-геологическая модель. Последняя деформируется в соответствии с существующими геодинамическими

обстановками и условиями различного нагружения. В нашем случае такой моделью служил палеозойский фундамент Скифской плиты, испытывающий на современном этапе субмеридиональное сжатие со стороны растущего орогена Большого Кавказа.

С целью выяснения влияния, которое оказывают деформации фундамента Скифской плиты на формирование новейших структур, и определения осей напряжений и деформаций было проведено тектонофизическое моделирование, дополненные анализом рельефа дневной поверхности, выполненным с помощью программы «LESSA».

Тектонофизическое моделирование. Тектонофизическое моделирование предполагает использование эквивалентных материалов со структурой, близкой или аналогичной природному объекту. Остановимся кратко на общих принципах тектонофизического моделирования. Экспериментальное воспроизведение в лабораторных условиях природных ситуаций и тектонических особенностей геологических объектов ограничено целым рядом факторов, среди которых не только различие в свойствах модельных материалов и естественных пород, в величинах и способах нагружения, в скоростях деформации, но и, самое главное, во времени релаксации напряжений. Для преодоления этого, в тектонофизическом моделировании принято использовать коэффициенты подобия, введение которых, однако, не снимает проблему полностью, так как нельзя учесть все природные параметры деформационного процесса. Именно поэтому все чаще экспериментаторы обращаются к так называемому аналоговому моделированию.

Аналоговое тектонофизическое моделирование позволяет оценивать деформационный процесс на качественно-кинематическом уровне. Наиболее выигрышной стороной этого подхода является возможность воспроизведения конкретных тектонических структур, в том числе и регионального ранга; наблюдения за кинематикой движений; зарождением и формированием важнейших составных элементов структуры по мере развития деформации. Главным, как показывает опыт, является характер нагружения экспериментального образца, который задается, исходя из известных или предполагаемых геодинамических обстановок для конкретного природного геологического объекта или для определенной геомеханической ситуации. При этом подбирается или варьируется условный тип поведения материала – вязкопластичный, хрупкопластичный, хрупкий, упругий.

Существенно то, что в модели по аналогии с природной ситуацией изначально можно задать крупнейшие неоднородности в виде «нарезки» на блоки разной конфигурации, ориентировки, размера и реологических свойств (плотности, вязкости, упругости) [Белоусов, Гончаров 1991]. После деформации оцениваются возникающий структурный рисунок, характер и пространственное расположение отдельных структурных элементов, кинематика движений, которые сравниваются с соответствующими природными данными. Это дает некоторые ориентиры для более правильного понимания и интерпретации природных структур и приближает к пониманию роли внешней нагрузки, характера исходной структурированности объема и картины распределения напряжений в нем. При этом характер и способ нагружения моделей должны быть схожими с природными.

В основу модели тектонофизического моделирования был положен разрывно-блоковый структурный план фундамента Скифской плиты, представляющий собой сочетание прогибов, впадин, валов, выступов, ограниченных зонами субширотных и субмеридиональных глубинных разломов. В качестве модельного материала использована глина, которая представляла условно комплекс пород фундамента. Глина

была нарезана на блоки в соответствии со структурой фундамента. Размеры модели из глины составляли 20 х 32 х 4 см. Сжатие было встречное, двухстороннее, в направлении север-северо-восток – юг-юго-запад (поперечное к простиранию Кавказа). Максимальное сокращение модели достигало 15% от первоначального поперечного размера.

При моделировании использовали маркеры в виде кругов сантиметрового диаметра, их наносили на границы блоков и на межблоковые узлы, либо равномерно по поверхности (Рис.33). По их смещениям или по изменению исходной формы оценивали кинематику перемещений, величину и ориентировки главных осей деформации в разных частях модели. Процесс деформации и его результаты постадийно фиксировались цифровой фотокамерой и в дальнейшем обрабатывались с помощью редактора компьютерной графики и в геоинформационной системе ArcMap. В результате проведенного моделирования в исходной разрывно-блоковой структуре активизировались направления, по которым прошли сдвиговые смещения разной амплитуды и знака. Амплитуды смещений составляли миллиметры и изменялись на небольших расстояниях от 0.5 мм до 4 мм. Наряду с участками разломов, где наблюдались движения по ним, были обнаружены направления и зоны, находившиеся в компрессионном состоянии без существенных перемещений. Находились и так называемые закрытые для деформации участки, где не произошло заметного изменения формы исходно круглого маркера.

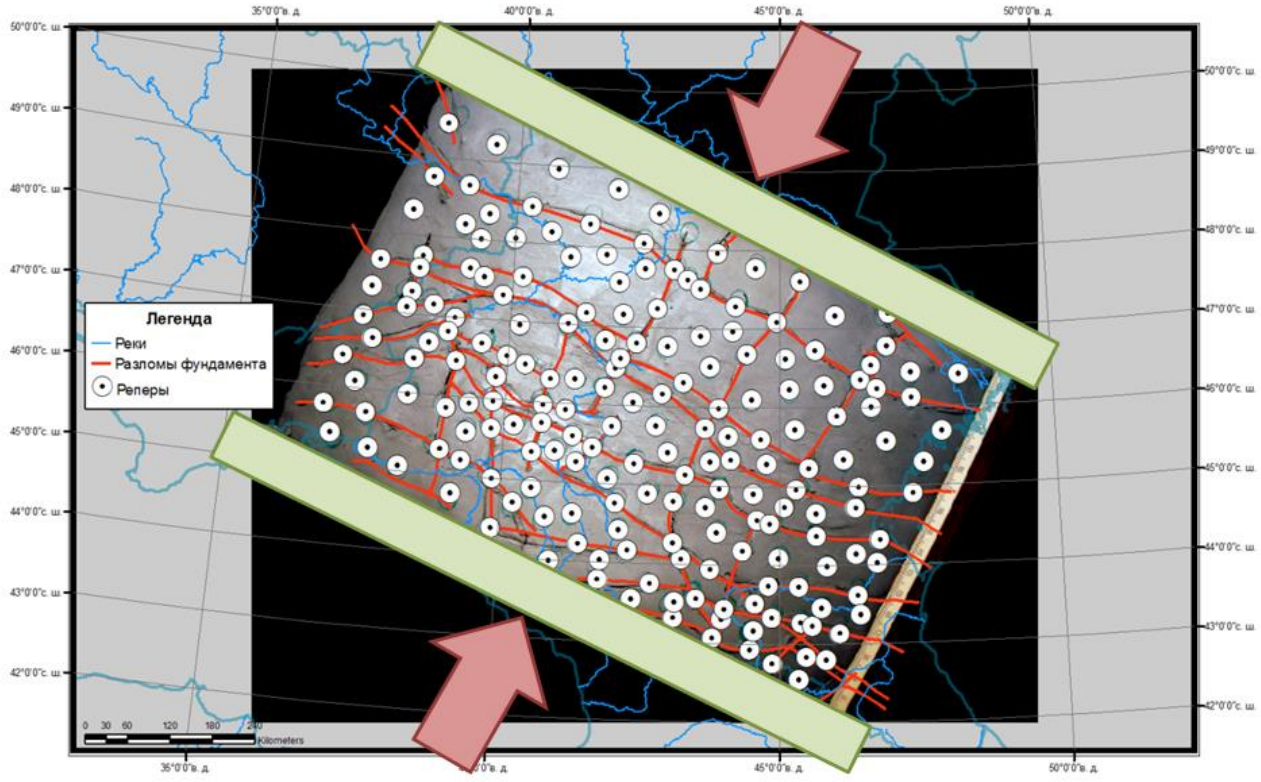


Рис.33. Аналоговая тектонофизическая модель деформаций фундамента Скифской плиты.

Изменение ориентировок осей эллипсоида деформации указывают на вращение блоков против или по часовой стрелке в зависимости от их формы, положения в общей структуре и простирания их внешних границ, находившихся в различных условиях нагружения. Это указывает на дифференцированный характер движения блоков и неоднородность проявления активизации среды при внешнем нагружении объема. При

этом можно выделить динамически активные направления и узлы в разрывно-блоковой структуре и области, почти не затронутые деформацией, а также участки, находящиеся в компрессионном состоянии, и зоны явного растяжения или декомпрессии.

Таким образом, моделирование позволило выявить подвижки по зонам разломов фундамента, ограничивающие крупные блоки, как правило, со сдвиговой компонентой. При этом амплитуды и направления движений вдоль разломов меняются от места к месту, затухая на отдельных участках. В целом север-северо-западные разломы имеют правосдвиговую составляющую, север-северо-восточные — левосдвиговую, в субкавказских зонах разломов сдвиговая составляющая выражена хуже. Определение осей деформаций показало, что оси сжатия имеют субмеридиональное направление, а растяжения – субширотное (Рис.34). Вместе с тем, траектории осей изменяют свое направление, особенно на западе и востоке района, повторяя конфигурацию Кавказского орогена. Это обстоятельство может указывать на то, что Скифская плита, а точнее ее блоковая делимость, определяет конфигурацию орогена Большого Кавказа [Зайцев, Панина 2011].

Сравнение новейшего структурного плана и фундамента Скифской плиты показало, что новейшие дислокации во многом наследуют, главным образом, крупные положительные структурные элементы фундамента – своды, валы, выступы, существенно разросшиеся к современной эпохе, что отражено на карте неотектоники, описанной выше. Вместе с тем, впадины фундамента существенно сократились в размерах и ″заросли″ частными поднятиями.

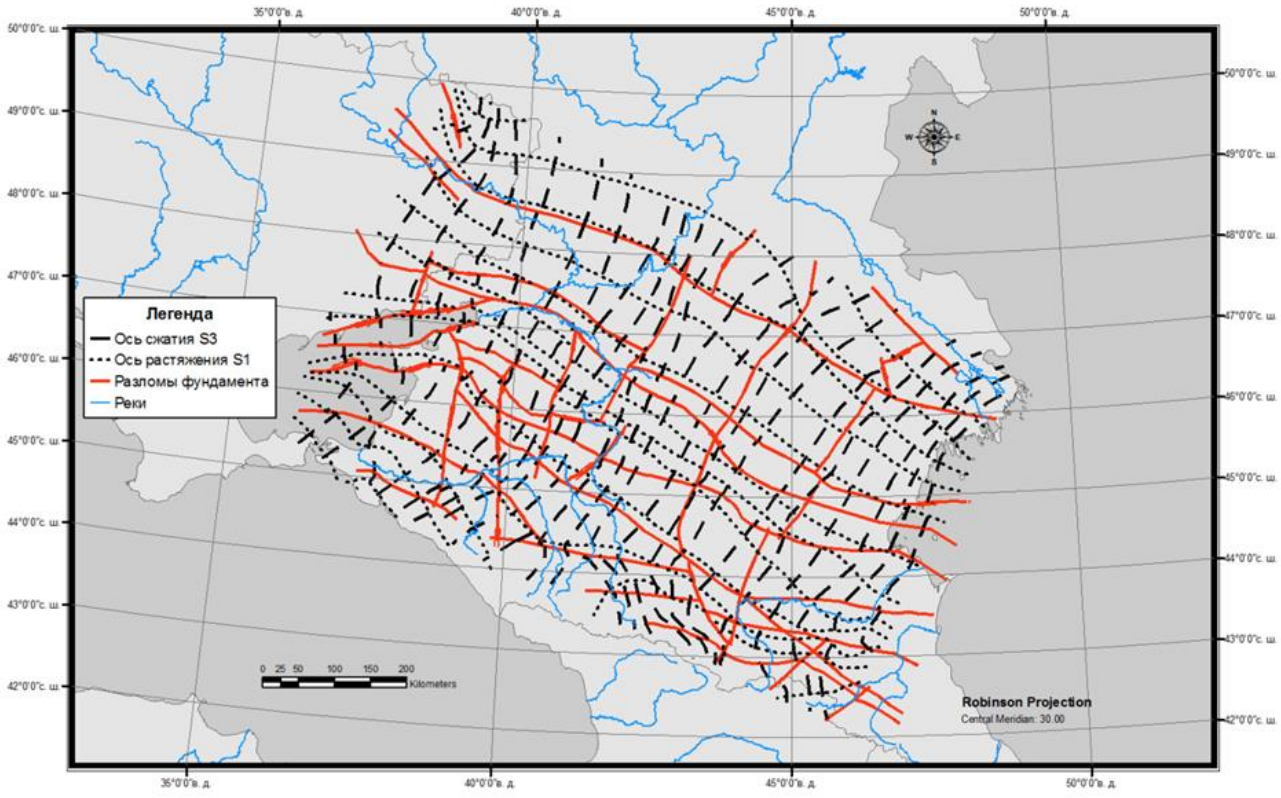


Рис. 34. Ориентировка осей деформаций фундамента Скифской плиты.

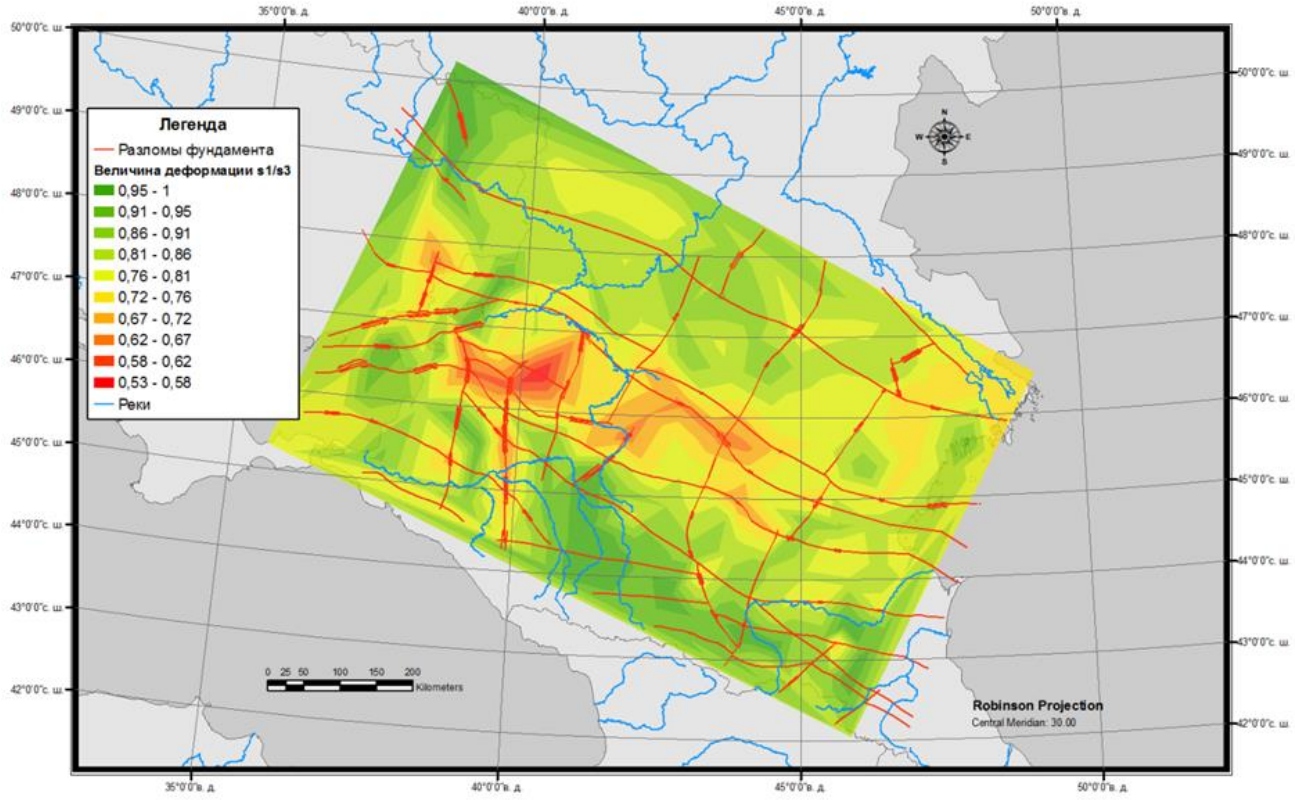


Рис. 35. Величина деформаций фундамента Скифской плиты.

Наследуются крупные разломы фундамента: Ахтырский, Владикавказский, Манычский. Большая часть разломов фундамента отражается в новейших структурах лишь на отдельных участках. Обращает на себя внимание неодинаковый характер и величина деформаций фундамента в различных блоках. Наиболее деформированной оказалась область субкавказского простирания в центральной части Скифской плиты. Она включает Ростовский выступ на западе, северную часть района Ставропольского свода центрального сегмента Скифской плиты, Прикумско-Тюленевский вал, Маныч-Гудиловский прогиб, восточную часть вала Карпинского и Астраханский выступ на юго-востоке Прикаспийской впадины (Рис.35).

Сопоставление результатов моделирования с характеристиками рельефа. Направление поля напряжения и локальную степень сжатия, полученные в модели, сравнивали с ориентационными характеристиками рельефа, которые рассчитывались программой LESSA по данным SRTM [Златопольский, 2011]. Рассматривался участок 995 км на 1260 км, с разрешением 90 м/пикс. Автоматически выявлялись линии хребтов, долин (будем называть их штрихи) и рассчитывалась их статистика в скользящем окне — общая плотность штрихов, плотность штрихов каждого направления, «розы-диаграммы» распределения штрихов по направлению, степень и направление вытянутости роз-диаграмм, линии вытянутости, которые показывают, как изменяется направление вытянутости роз-диаграмм по территории и др.

Схема поля напряжения фундамента сопоставлялась с построенными программой LESSA картами ориентировки и величины вытянутости роз-диаграмм рельефа дневной поверхности (Рис.36). Сходство модели оценивалось на качественном уровне.

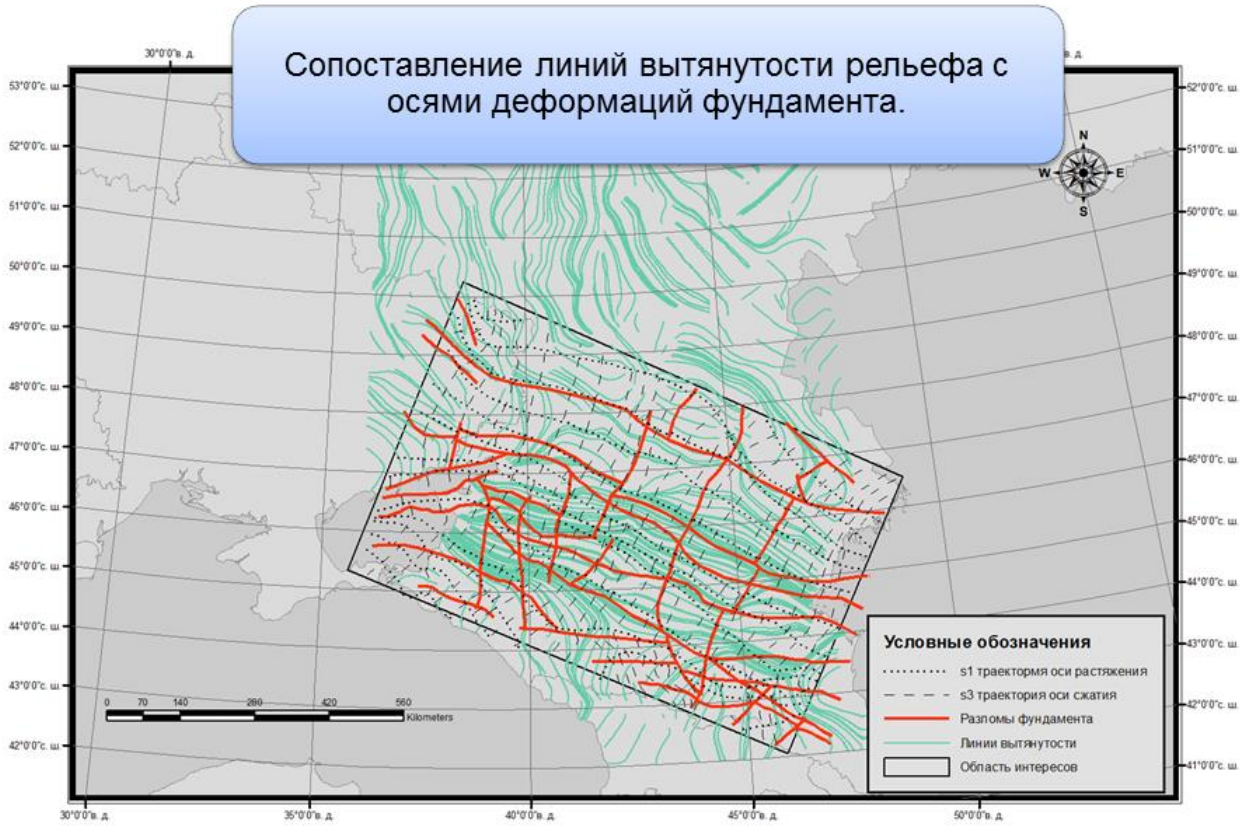


Рис. 36. Схема сопоставления линий вытянутости рельефа с осями деформаций фундамента Скифской плиты.

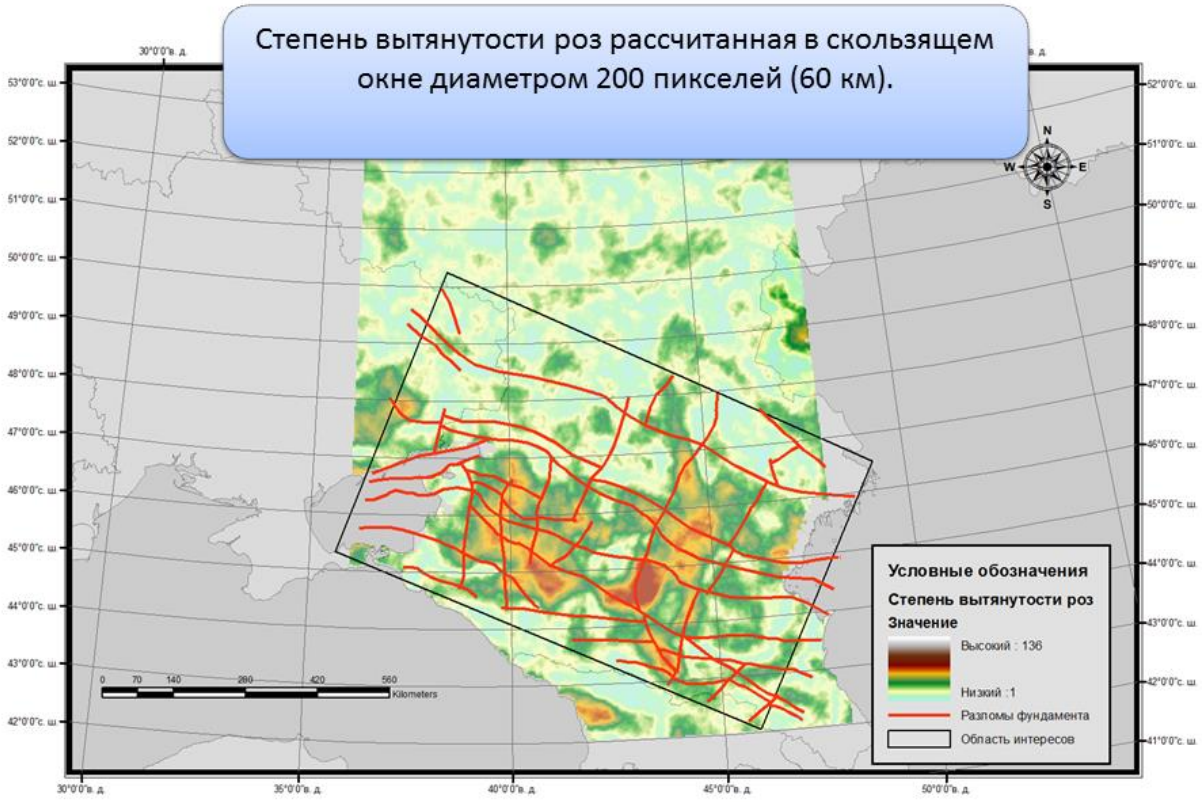


Рис. 37. Параметр анизотропии рельефа – «степень вытянутости роз-диаграмм» рассчитанный для Скифской плиты.

Картина осей сжатия и растяжения фундамента, вытянутых в «кавказском» (запад – северо-западном) направлении сравнивалась с линиями вытянутости рельефа. Выделяется два основных максимума степени вытянутости роз-диаграмм в центре Скифии, что в целом совпадает с тектонофизической моделью, на которой также присутствуют два основных максимума (рис.37).

Изменение параметров анализа рельефа не меняет общую картину. Наиболее высокая степень корреляции наблюдается при следующих параметрах расчета – разрешение 1.2 км/пикс и окно 115 км. То, что картина линий вытянутости и степени вытянутости в зоне Скифии, в целом, сходна для элементов рельефа разного масштаба, говорит о надежности результата этих исследований [Зайцев и др. 2013].

Сравнение результатов моделирования с современной геодинамикой. Выявленные закономерности деформации фундамента Скифской плиты сравнивались с проявлениями современной геодинамики. Геодинамическая активность зон максимальных деформаций фундамента подчеркивается приуроченностью эпицентров землетрясений к наиболее протяженным зонам разрывов (Каталог землетрясений). Среди них Армавирская зона разрывов, зарождающаяся в области горно-складчатого сооружения Большого Кавказа и следующая субмеридионально, пересекая практически все структуры Скифской плиты до Цимлянского водохранилища. В северной части Ставропольского поднятия на эту зону проецируется эпицентр сейсмического события 1969 г. Восточнее Армавирской, к параллельной Калаусской зоне, тяготеют землетрясения 1999 г и 2006 гг. с магнитудами соответственно 4.1 и 4.4. Эпицентры землетрясений часто выстраиваются вдоль протяженных Краснодарской, Усть-Лабинской зон субмеридионального простирания. Сейсмически активными являются и зоны разрывов субширотного (запад-северо-западного простирания): Новотитаровская, Армавиро-Невинномысская, Южно-Манычская, Акшибай-Ергенинская, а также сейсмические события приурочены к областям пересечения субмеридиональных и субширотных зон. Землетрясениями маркируются растущие поднятия Терской и Сунженской зон дислокаций, периферии Ставропольского, Ногайского и др. Решения фокальных механизмов также близки по ориентировке к осям сжатия и растяжения, полученными при тектонофизическом моделировании (Рис. 38).

Один из показателей геодинамической активности – повышенный тепловой поток. Согласно [Pollack et.al. 1991] в центральной части наиболее деформированной зоны фундамента линии теплового потока вытянуты субмеридионально, а их максимальные значения приурочены к Ставропольскому поднятию, центральной части Манычской впадины и югу Сальско-Ергенинского поднятия. По геофизическим данным здесь существует положительная мантийная аномалия, имеющая субмеридиональное простирание и разделяющая Скифскую плиту на западную и восточную области [Егорова, Старостенко 2006].

Косвенным доказательством роста новейших поднятий в геодинамически активной зоне является и нахождение здесь максимальных значений плотностей линеаментов разных направлений, отдешифрированных на космических снимках «Landsat-ETM». Для количественной оценки распространения линеаментов подсчитывалась плотность (густота) линеаментов (м/км^2) в скользящем окне 115 км. Отметим согласованность областей максимальных значений деформации фундамента и максимальных значений плотности линеаментов (Рис.39).

Максимальные значения плотностей линеаментов приурочены на западе к Крыловскому, Батайскому и Выселковскому новейшим поднятиям. Повышенными значениями плотностей линеаментов характеризуется также северная область

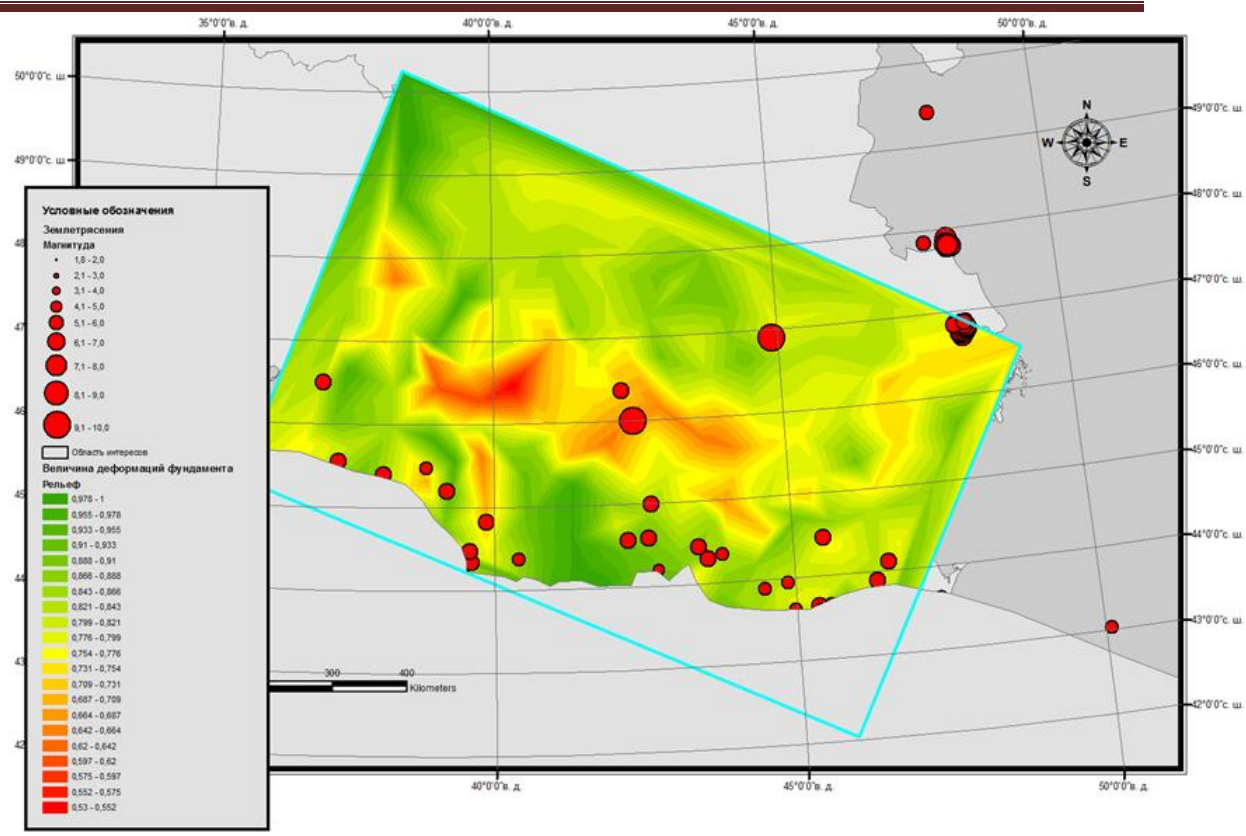


Рис. 38. Схема сопоставления величины деформаций фундамента Скифской плиты с характером распределения сейсмичности.

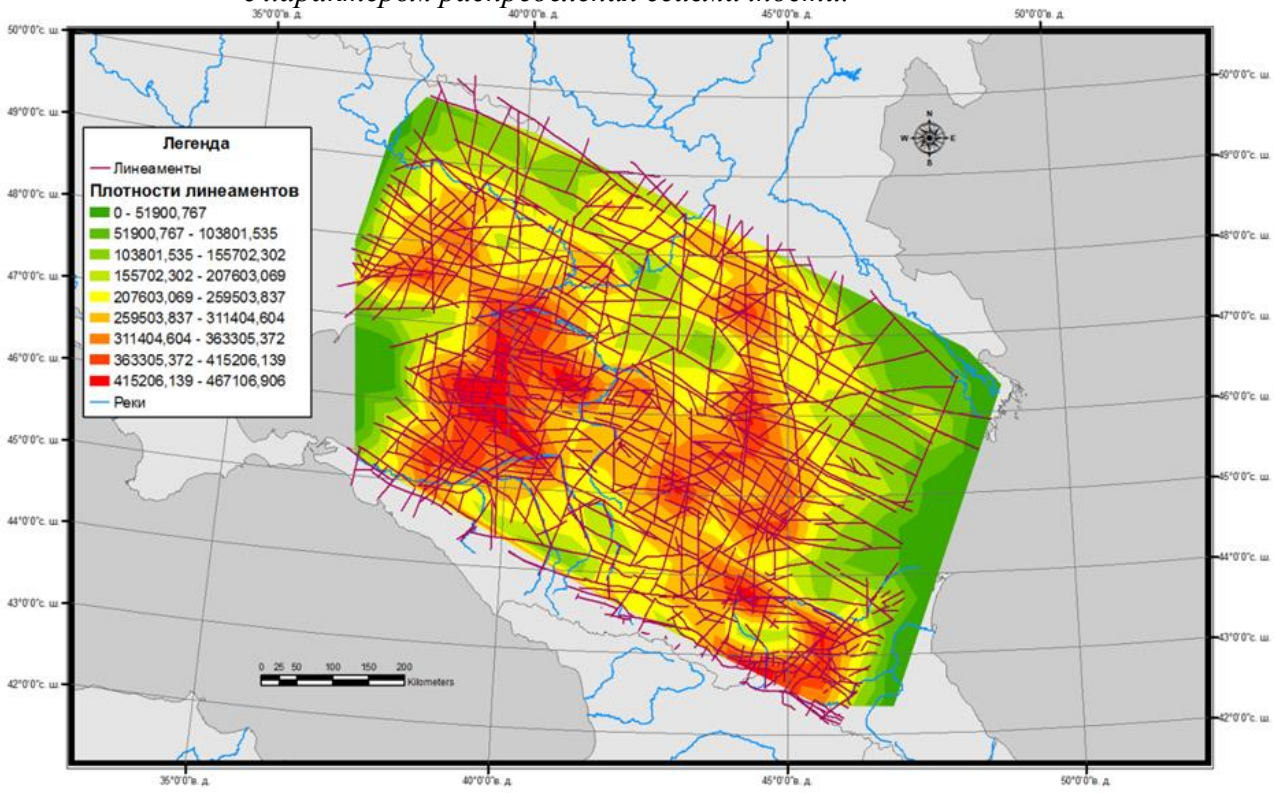


Рис. 39. Карта плотности линеаментов, отдешифрированных на космических снимках Landsat7.

Ставропольского, восточная часть Прикумского (Прикумско-Тюленевский вал), а также южный склон Сальско-Ергенинского новейшего поднятия (восточная часть вала Карпинского), что указывает на активный их рост и подтверждается инструментальным наблюдениями [Лилиенберг и др. 1997]. Таким образом, наблюдается явное соответствие максимумов плотностей линеаментов и растущих новейших поднятий, сосредоточенных в геодинамически активной зоне фундамента. Эти наиболее деформированные области обладают повышенными значениями теплового потока и сейсмичностью, что свидетельствует об их активизации.

Влияние новейшей геодинамики на распределение месторождений нефти и газа.

Прикладным аспектом проведенных исследований явилось обнаружение взаимосвязей активных структур и месторождений нефти и газа. Максимальные скопления месторождений концентрируются в области сближения Ставропольского, Прикумского и Ногайского новейших поднятий в восточном сегменте Скифской плиты. Большинство месторождений приурочено к новейшим поднятиям Терской и Сунженской зон дислокаций Терско-Каспийской впадины. Серией нефтяных и газово-нефтяных месторождений подчеркивается зона Ахтырского разлома на границе Западно-Кубанской впадины и орогена Большого Кавказа. Многочисленные месторождения газа располагаются в области Выселковского, Крыловского, Батайского и Ставропольского новейших поднятий, в то время как нефтяные и газово-нефтяные залежи тяготеют к Прикумскому, Ногайскому, Южно-Ергенинскому и к ряду частных поднятий в пределах Прикаспийской впадины. Следует отметить, что газовые месторождения тяготеют к центральной, наиболее нарушенной слабыми зонами области Скифской плиты, в то время как нефтяные тяготеют к менее деформированным периферическим участкам. Это может указывать на миграцию газа в условиях активизации структур на новейшем этапе развития. Путями миграции могут служить зоны разрывов и трещиноватости горных пород, которые сопровождают рост поднятий.

Заключение. Таким образом, проведенные структурно-геоморфологические исследования, дополненные анализом кривых тектонических движений с использованием методики back-striping, позволили во многом по-новому представить новейший структурный план Скифской плиты. Современный структурный рисунок Скифской плиты − сочетание разноранговых разрастающихся поднятий и узких редуцированных впадин преимущественно субширотного простирания, нарушенных «слабыми зонами» субкавказской и субмеридиональной ориентировок. Сопоставление последних с разрывными нарушениями разных структурных планов, установленными геолого-геофизическими методами, позволяет с большой долей уверенности говорить о тектонической природе выявленных дислокаций и считать слабые зоны разрывными нарушениями.

Результаты тектонофизического моделирования показали, что формирование новейшей структуры Скифской плиты происходит в обстановке субмеридионального сжатия, единой с горным сооружением Большого Кавказа. На единство указывает и сходство структурных рисунков новейших дислокаций и корреляционные связи тектонических событий Кавказского орогена и Скифской плиты. Следует отметить, что в разных блоках фундамента траектории осей напряжений могут изменяться. Исходя из общей геодинамической ситуации региона северо-западные (субкавказские) простирания являются, по-видимому, структурами сжатия (взбросами и надвигами), северо - восточные (субмеридиональные) отражают обстановки растяжения и могут интерпретироваться как раздвиги и сбросы. И те и другие осложнены сдвиговой составляющей.

Выявленные новейшие дислокации развиваются в контексте с тектоническими процессами и событиями, происходящими в области горного сооружения Большого Кавказа, который разрастается, захватывая территории Скифской плиты и вовлекая ее в процесс поднятия. Воздымание последней выражается в зарастании ее поднятиями на фоне сокращения впадин. При этом реанимируются и частично наследуются как крупные пликативные структуры, так и фрагменты протяженных зон разломов фундамента преимущественно северо-западного (субкавказского) и субмеридионального простираний. Об активизации деформаций в наиболее геодинамически активных областях Скифской плиты, особенно в ее центральной части, свидетельствуют проявления современных тектонических процессов – вертикальных и горизонтальных движений, сейсмичности, повышенного теплового потока; здесь же отмечена максимальная концентрация газовых месторождений.

НЕОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С целью изучения новейшего строения центральной части Восточно-Европейской платформы, определения степени влияния на ее развитие глубинных деформаций, был проведен структурно-геоморфологический анализ, дополненный автоматизированной обработкой радарных космических снимков ASTER GDEM с помощью программы LESSA. Полученные результаты сопоставлялись с сейсмичностью, распределением теплового потока, эманациями водорода, гравитационными, магнитными аномалиями и др.

Методика исследований. Основой работы являлся структурно-геоморфологический анализ, направленный на выявление в рельефе дислокаций и предполагавший дешифрирование топографических карт масштаба 1:1 000 000, космических радарных изображений, а также построение и интерпретацию геолого-геоморфологических профилей. Использование космических радарных снимков высокого разрешения, позволяющих, с одной стороны, повысить детальность работ, а с другой ─ обзорность, помогло с большей долей достоверности провести структурно-геоморфологическое дешифрирование района исследования. Современные способы компьютерной обработки сделали возможным выявить даже небольшие колебания амплитуд рельефа. Применение автоматизированной обработки радарных изображений с помощью программы LESSA (Златопольский, 1988) позволило выявить скрытые, не различимые визуально, особенности рельефа, такие как, например, плотность гидросети, изменение характера роз-диаграмм слабых зон или линеаментов, линий вытянутости гидросети и др. Использование ГИС-технологий, с помощью которых можно одновременно рассматривать привязанные друг к другу разного рода материалы, меняя масштабы изображения, существенно повысило точность и степень достоверности полученных результатов. Автоматизированное построение геоморфологических профилей значительно сократило время на их построение. Сравнение выявленных новейших дислокаций с геолого-геофизическими материалами, отражающими глубинное строение района, а также с данными распределения эпицентров землетрясений, теплового потока, результатами эманационной водородной съемки, данными космической геодезии и др. позволило выявить геодинамически активные структуры центральной части Восточно-Европейской платформы.

Новейшее строение центральной части Восточно-Европейской платформы. Район исследования расположен в пределах Среднерусской и Московской возвышенностей (точнее Клинско-Дмитровской гряды), Мещерской низменности и Окско-Донской равнины. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 250-290 м в области возвышенностей до 170 м и менее в районах низменностей. В тектоническом отношении эти морфоструктуры соответствуют южному склону Московской синеклизы и центральной части Воронежской антеклизы.

На севере района исследования расположено обширное субширотное Московско-Дмитровское поднятие (Рис.40) с максимальными абсолютными отметками рельефа до 295 м, выделенное ранее [Макаров,1996]. Оно приурочено к южному склону Московской синеклизы, который в современном рельефе представляет собой систему поднятий разного ранга, разделенных впадинами. Западным ограничением поднятия служит долина р. Руза, восточным обрамлением - долина р. Нерль. Северная граница этой структуры совпадает с фрагментом долины р. Малая Сестра на западе (северо - восточнее Теряево), далее на восток она следует вдоль долины р. Озёрная, огибая с севера г. Клин, восточнее поднимаясь к северу до широтного отрезка р. Дубны и её притока Сулать. На северо-востоке поднятие обрамляется долиной р. Игобла, проходя

южнее Плещеева озера в районе Переславля - Залесского. Южная граница следует вдоль долин рек Клязьма (от Владимира до Химок) и Москва (западнее г. Химки). В его пределах нами был выделен ряд частных поднятий, разделенных впадинами, одной из которых является Чашниковская (Рис.41). Большинство поднятий, различающихся морфологией и размерами, прослеживается в дочетвертичном рельефе (районы Хотьково, Яхрома, Дмитрова, Льялово, Менделеево, Истры и др.), среди которых – Истринское – прослеживается в меловых отложениях и в более древних

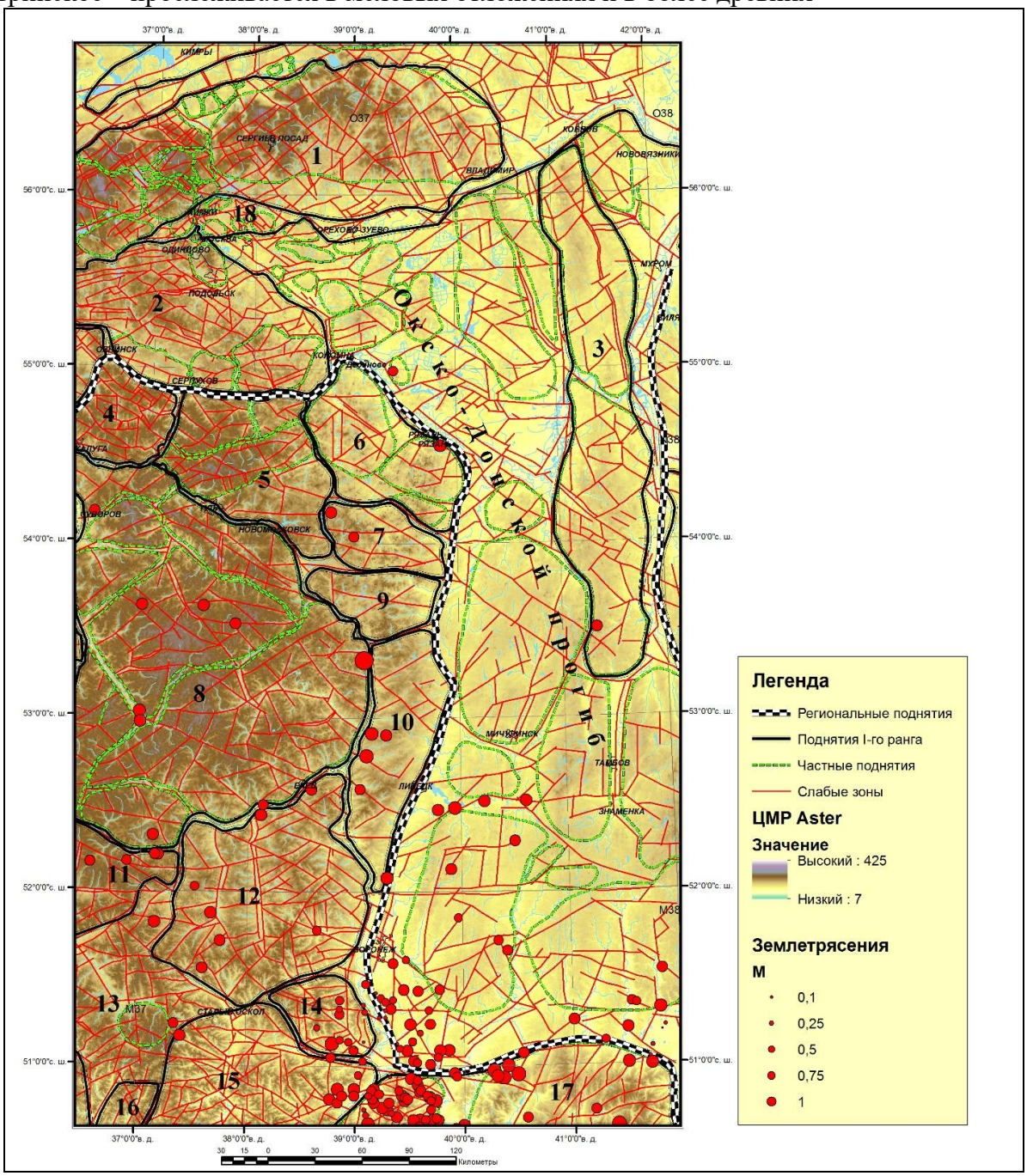


Рис.40. Структурно-геоморфологическая карта центральной части Восточно-Европейской платформы. Новейшие поднятия первого ранга: цифрами обозначены: 1 – Московско-Дмитровское, 2 – Чеховское, 3 – Окско-Цнинский вал, 4 – Калужское, 5 – Веневское, 6 – Зарайское, 7 – Голдинское, 8 – Плавское, 9 – Милославское, 10 – Липецкое, 11 – Курское, 12 – Олымское, 13 – Обояньское, 14 – Кочетовское, 15 – Оскольское, 16 – Корочское, 17 – Белогорско – Калачское. Понижения: 18 – Клязьминское

структурных планах, построенных по кровле каменноугольных и девонских отложений, а также является отражением в рельефе так называемого Рузского выступа фундамента. Следует заметить, что контуры новейших поднятий в точности не совпадают с границами глубинных структур, но сохраняют тенденцию развития. Московско-Дмитровское поднятие нарушено серией слабых зон преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания (Рис.41).

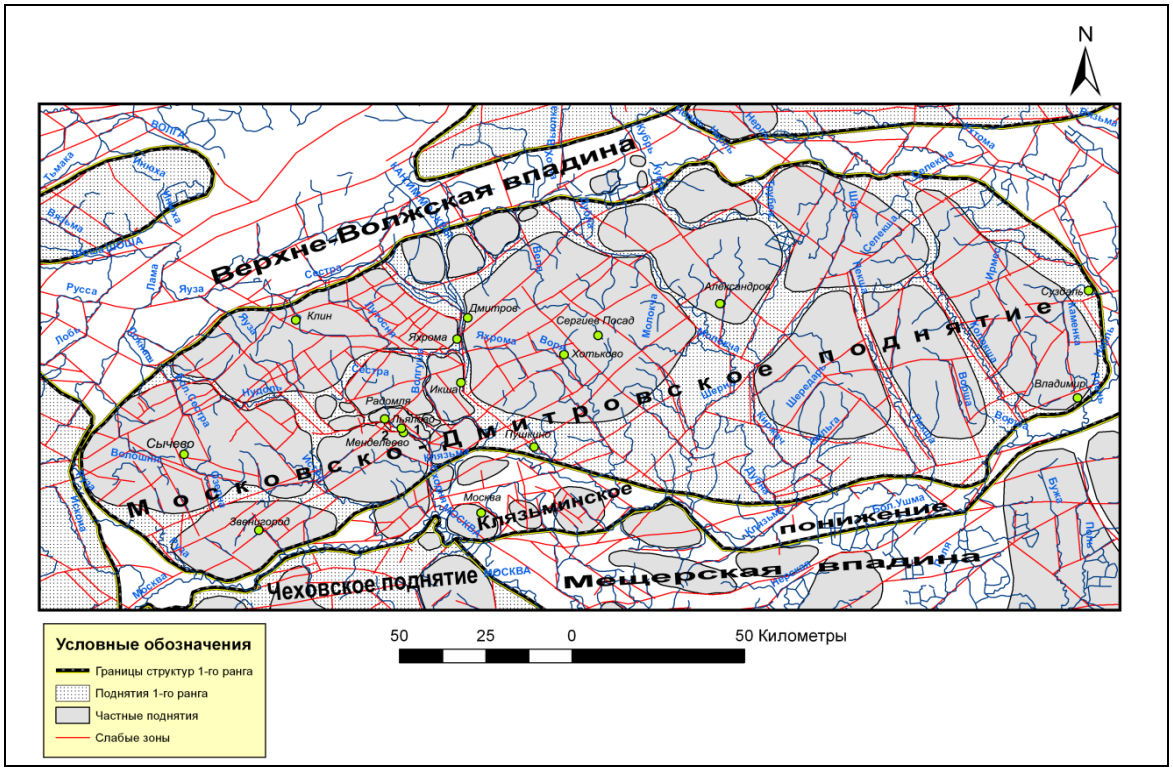


Рис.41. Структурно-геоморфологическая карта Московско-Дмитровского поднятия.

Интерпретация геолого-геоморфологических профилей, построенных по радарным изображениям для центральной части Московско-Дмитровского поднятия, позволил перевести слабые зоны в ранг новейших малоамплитудных разрывных нарушений (Рис. 42, 43). Эта работа была выполнена Е.А. Мануиловой.

На профилях выделены 13 поверхностей, высоты которых колеблются от 50 м до 280 м. Наиболее хорошо прослеживаются поверхности 7, 8 и 11 уровней, которые соответствуют отметкам 190, 170 и 100 м. Возраст поверхностей взят с карты четвертичных отложений, а также были привлечены данные наших полевых наблюдений. В основу определения возраста поверхностей положено сопоставление сходных по гранулометрическому составу слагающих их отложений с известными по литературным данным и датированными ранее. Эти поверхности отмечены на профилях (красным цветом). В результате гляциальные отложения московского горизонта (gII*ms*) слагают водораздельные высотные уровни с 1 по 9; флювиогляциальные отложения московского горизонта (fII*ms*) образуют в рельефе поверхности 10 – 13 уровней; аллювиальные отложения голоцена (aH) выполняют поймы широких рек; озерные и болотные отложения голоцена (l, hH) приурочены к низменностям. По изменениям одновозрастного высотного положения поверхностей в соседних блоках, разных наклонов блоков, а также по асимметрии речных долин на

профилях были выявлены новейшие разрывы. Смещения по этим разрывам являются малоамплитудными и составляют 0,5-1 м.

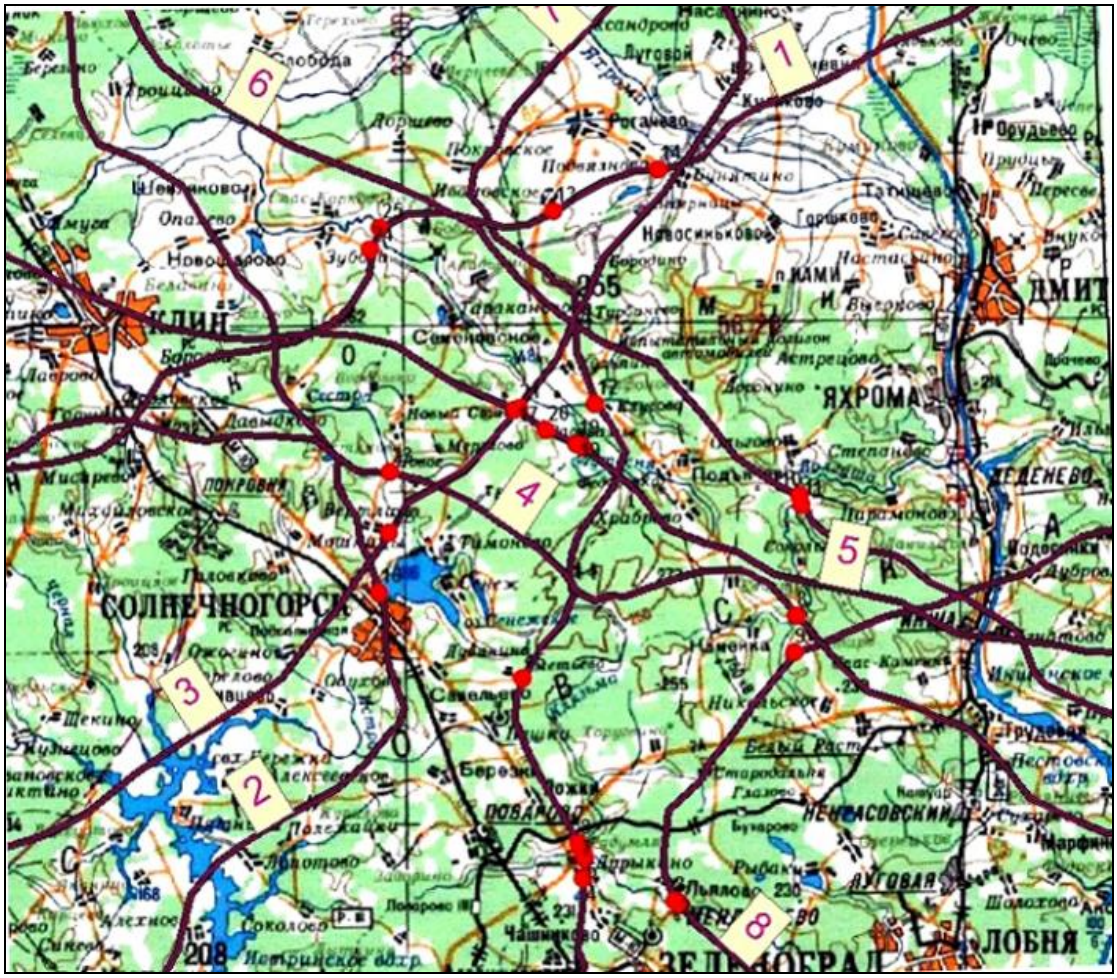


Рис. 42. Местоположение геолого-геоморфологических профилей на топографической карте. Красные кружки – точки полевых наблюдений.

Проведение детальных структурно-геоморфологических исследований в комплексе с эманационной водородной съемкой на территории Чашниковской впадины (в пределах села Радомли – наукограда Менделеево), позволило выявить сводово-блоковый стиль новейших дислокаций, т.е. сочетание поднятий и впадин, нарушенных слабыми зонами (Рис.45). Некоторые слабые зоны оказались малоамплитудными разрывами, что установлено по смещению одновозрастных поверхностей на геолого-геоморфологическом профиле (Рис.46). Серия северо-восточных слабых зон являются отголосками на поверхности зоны крупного разлома фундамента.

Важным направлением является проведение водородной и радоновой эманационных съемок, что позволяет подтвердить наличие новейших дизъюнктивных дислокаций. Эта методика хорошо зарекомендовала себя в других районах Русской равнины [Сывороткин, Зайцев, 2015]. На территории Чашниковской впадины была проведена водородная съемка, которая подтвердила выявленные структурно-геоморфологическим дешифрированием слабые зоны субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания. Эти зоны характеризуются повышенным содержанием водорода, что указывает на разрывный характер этих дислокаций (Рис.47).

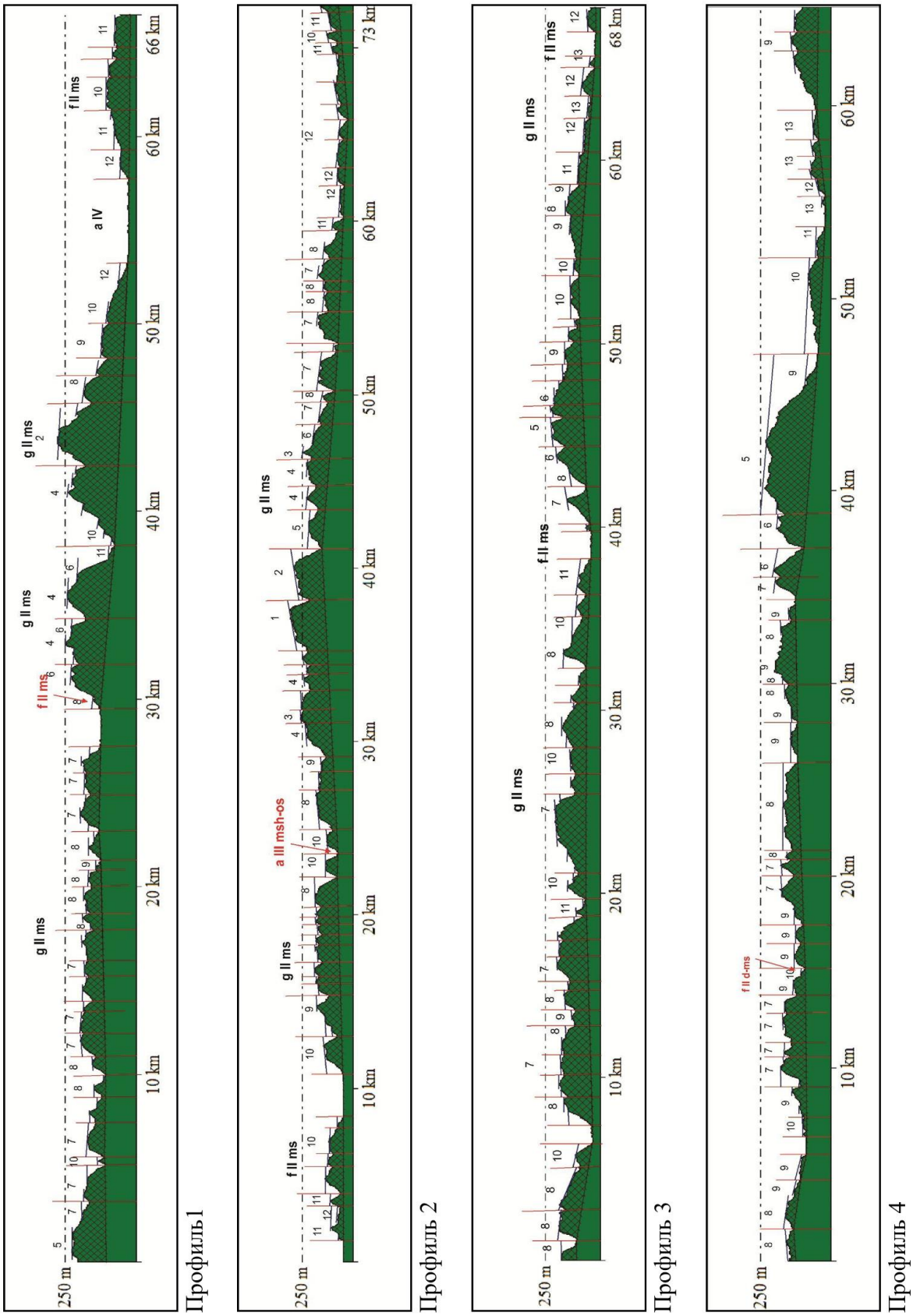


Рис. 43. Геолого-геоморфологические профиль Центральной части Московского поднятия. Пояснения в тексте.

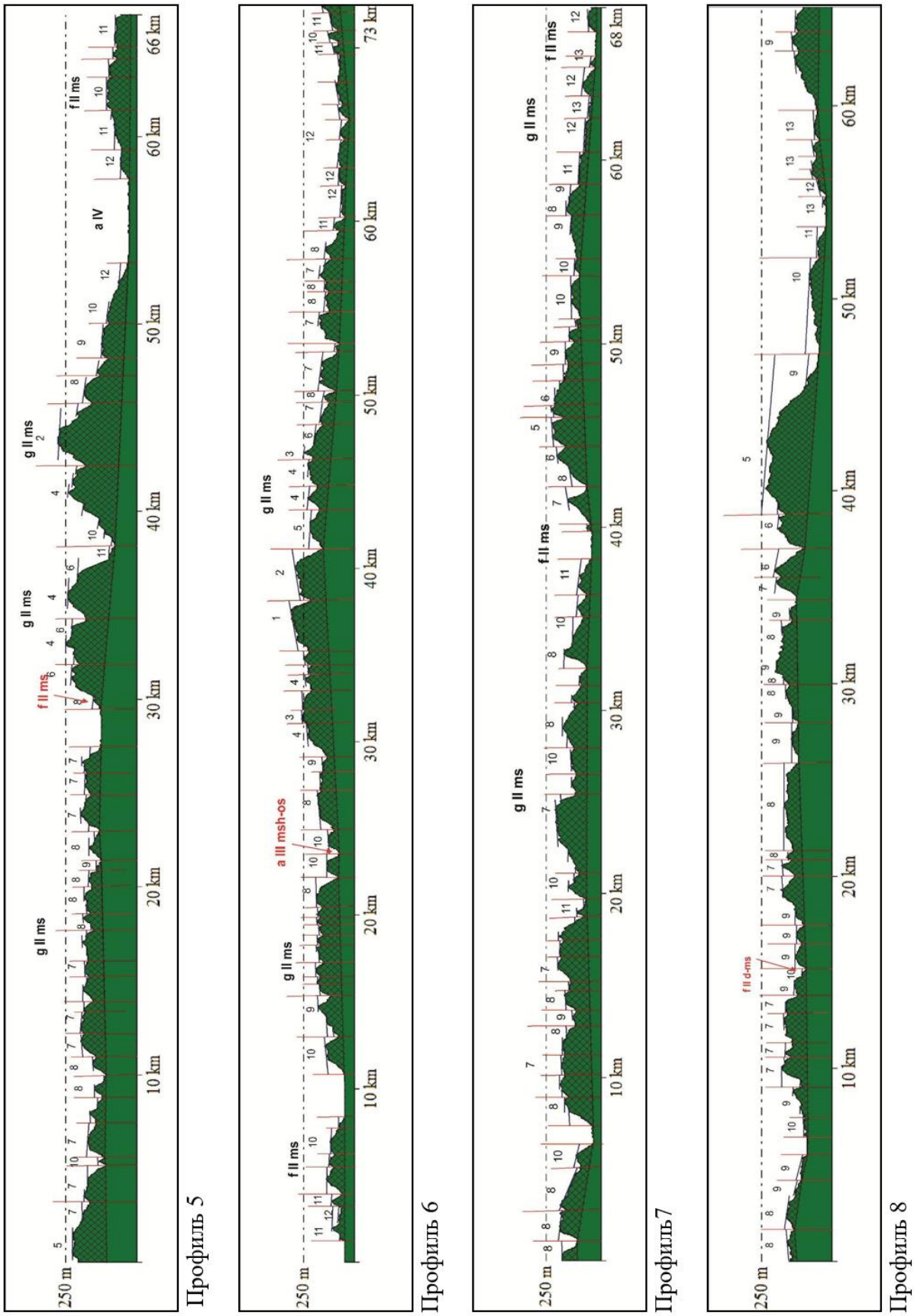


Рис. 44. Геолого-геоморфологические профиль Центральной части Московского поднятия. Пояснения в тексте.

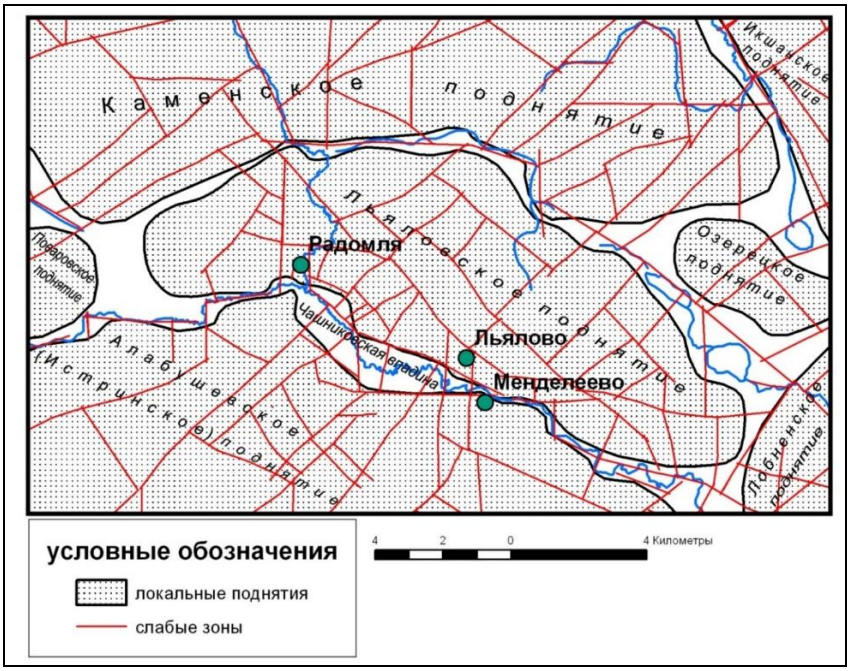


Рис. 45. Структурно-геоморфологическая карта района Чашниковской впадины и ее обрамления

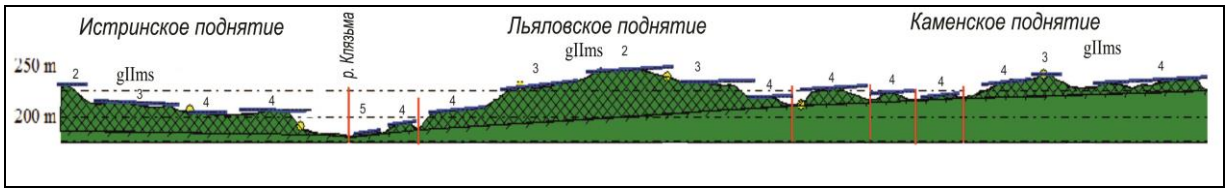


Рис.46. Геолого-геоморфологический профиль. Цифрами показаны одновозрастные уровни рельефа. Красными линиями показаны новейшие разрывные нарушения.

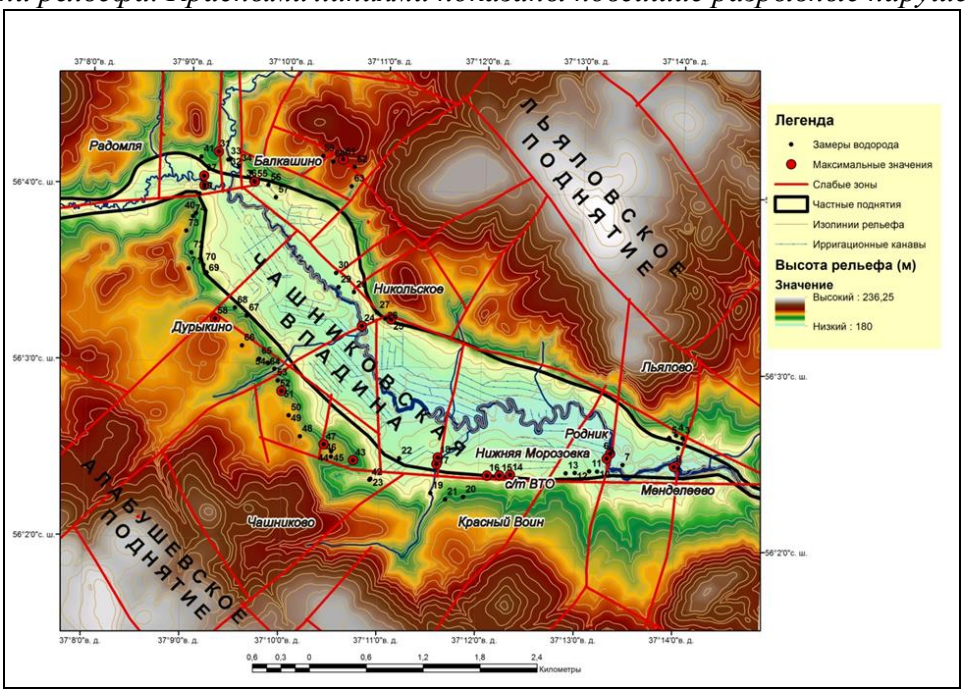


Рис. 47. Сопоставление слабых зон, выявленных структурно-геоморфологическим дешифрированием (по Л.В. Паниной) с результатами водородной эманационной съемки (В.Л. Сывороткин, В.А.Зайцев,2017).

К северо-востоку от Московско-Дмитровского поднятия расположены Ярославское и Нерехтинское поднятия, вытянутые в северо-восточном направлении (Рис.48). Простирание этих поднятий, по-видимому, контролируется глубинными разломами Тверской ветви Среднерусского авлакогена.

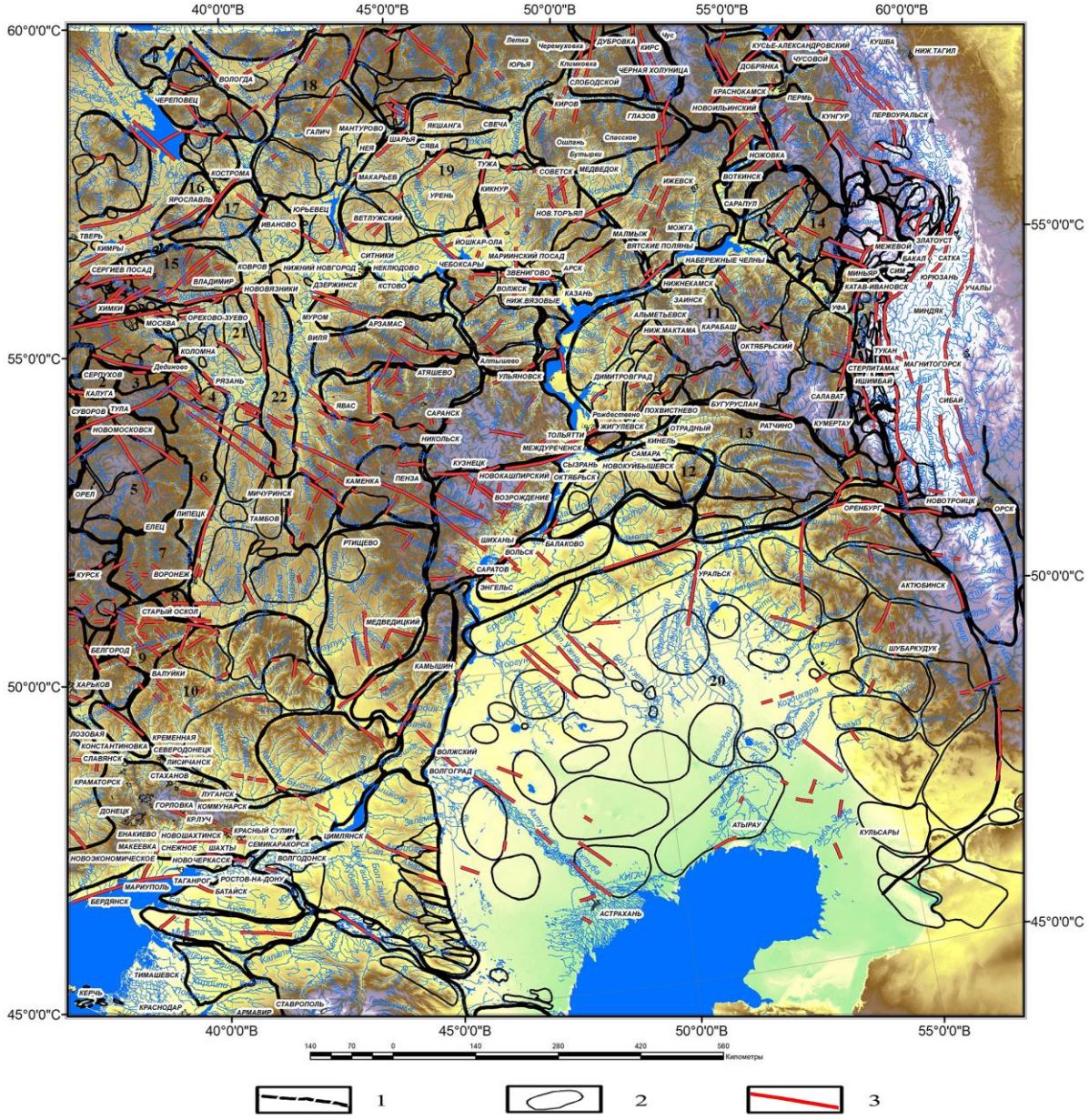


Рис.48. Структурно-геоморфологическая карта Восточно-Европейской платформы с новейшими разрывами, унаследованными от фундамента: 1 – границы крупных поднятий; 2 – границы локальных поднятий в пределах Прикаспийской впадины; 3 – новейшие разрывы, унаследованные от фундамента.

Цифрами обозначены: поднятия: Воронежская антеклиза: 1 – Чеховское, 2 – Калужское, 3 – Веневское, 4 – Зарайское, 5 – Плавское, 6 – Липецкое, 7 – Олымское, 8 – Кочетовское, 9 – Оскольское, 10 – Белогорско-Калачское; Волго-Уральская антеклиза: 11 – Бугульминско-Белебеевское, 12 – Среднего Сырта, 13 – Мелового Сырта, 14 – Новотроицко-Урмантское; Московская синеклиза: 15 – Московско-Дмитровское, 16 – Ярославское, 17 – Нерехтинское, 18 – Галичское, 19 – Ветлужское. 20 – Прикаспийская синеклиза; 21 – Окско-Донской прогиб; 22 – Окско-Цнинский вал

Такое же простирание характерно и для слабых зон (линеаментов), осложняющих расположенные восточнее пликативные структуры. Среди них поднятие, соответствующее Галичской возвышенности, что, по-видимому, является влиянием Сухонской ветви Среднерусского авлакогена. Далее к востоку, наряду с северо-восточными, в рельефе проявляется север-северо-восточные и субмеридиональные слабые зоны. Простирание их коррелирует с Кировским и Ижевским авлакогенами. Дешифрируются в рельефе и слабые зоны северо-западного простирания.

Южным ограничением Московско-Дмитровского поднятия является Клязьминское долинообразное понижение, которое контролируется субширотными слабыми зонами, наиболее протяженные из них совпадают с разломами Подмосковного авлакогена. Выявленные нами разноранговые поднятия Среднерусской возвышенности нарушены системами слабых зон различных ориентировок. Преобладающим простиранием является северо-западное, отражающее, по-видимому, влияние Пачелмского авлакогена. Ранее здесь была выделена Московско-Рязанская линеаментная зона [Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И., 2003]. Слабые зоны наследуют разломы фундамента, продолжаясь в область Окско-Донского прогиба, и контролируют систему крупных новейших поднятий первого ранга на северо-западе района: Чеховское, Калужское, Веневское, Зарайское, Плавское с максимальными амплитудами от 228 м (Голдинское) до 276 м (Плавское) (Рис.40;48). Поднятия отделены друг от друга узкими впадинами, которые, как правило, являются речными долинами.

Самое северное в этой системе - Чеховское поднятие, вытянутое с северо-запада на юго-восток, обрамляется с юга фрагментами долин рек Оки, Протвы, Руть, с севера – долиной р. Москвы и частично р. Оки. Максимальная амплитуда составляет 230 м. Преобладающим простиранием слабых зон является северо-западное. Расположенное южнее изометричное Калужское поднятие ограничивается долинами р. Оки на юге и востоке, р. Протвы и р. Суходрев на севере и западе соответственно. Максимальные амплитуды достигают 259 м. Юго-восточнее выделено в рельефе Веневское поднятие с абсолютными отметками 258 м. На севере оно обрамляется долиной р. Оки, на востоке – ее притоком – р. Большой Смедорой, на юге и юго-востоке – фрагментами долин рек Уча, Шат, Дон. К юго-западу от Веневского расположено обширное Плавское поднятие, в пределах которого выявлены несколько локальных. Северная его часть вытянута с северо-запада на юго-восток, а южная – с северо-востока на юго-запад. Максимальные отметки рельефа достигают 276 м. Со всех сторон Плавское поднятие ограничивают долины (р. Шат (с севера), Дон (с востока), Сосна (с юга) и др.).

К востоку от описанных поднятий в рельефе прослеживается так называемая восточная система поднятий, граничащая с Окско-Донским прогибом. Эти поднятия названы нами как Зарайское, Голдинское, Милославское и Липецкое (Рис.40). Они имеют разную конфигурацию, что выражается в изменении направления их вытянутости: с северо-западной (Зарайское, Голдинское) на субширотную (Милославское) и субмеридиональную (Липецкое). Максимальные абсолютные отметки колеблются от 228 м (Голдинское) до 249 м (Зарайское). Поднятия обрамляются фрагментами речных долин Оки, Большой Смедоро, Осетра (Зарайское поднятие), Верды, Прони (Голдинское поднятие), Дона, Рановы (Милославское) и т.д. Зарайское, Голдинское, Милославское и юго-восточная часть Плавского поднятия, а также нарушающие их субширотные слабые зоны прослеживаются в дочетвертичных комплексах. Преобладают слабые зоны северо-западного простирания, что может быть связано с влиянием Пачелмского авлакогена.

Южнее расположены новейшие структуры юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Ранее здесь были выявлены структуры первого ранга [Трегуб, 2002; Новейшая тектоника, 2006], которые позднее были уточнены и детализированы

нашими исследованиями [Панина, Зайцев, 2012]. Рост Воронежской антеклизы, начавшийся, как установлено, в миоцене, отразился на образовании Курского, Олымского, Обояньского, Кочетовского, Оскольского, Корочского и Белогорско-Калачского новейших поднятий с амплитудами 150−276 м, в пределах которых, в свою очередь, выявлены локальные морфоструктуры (Рис.49).

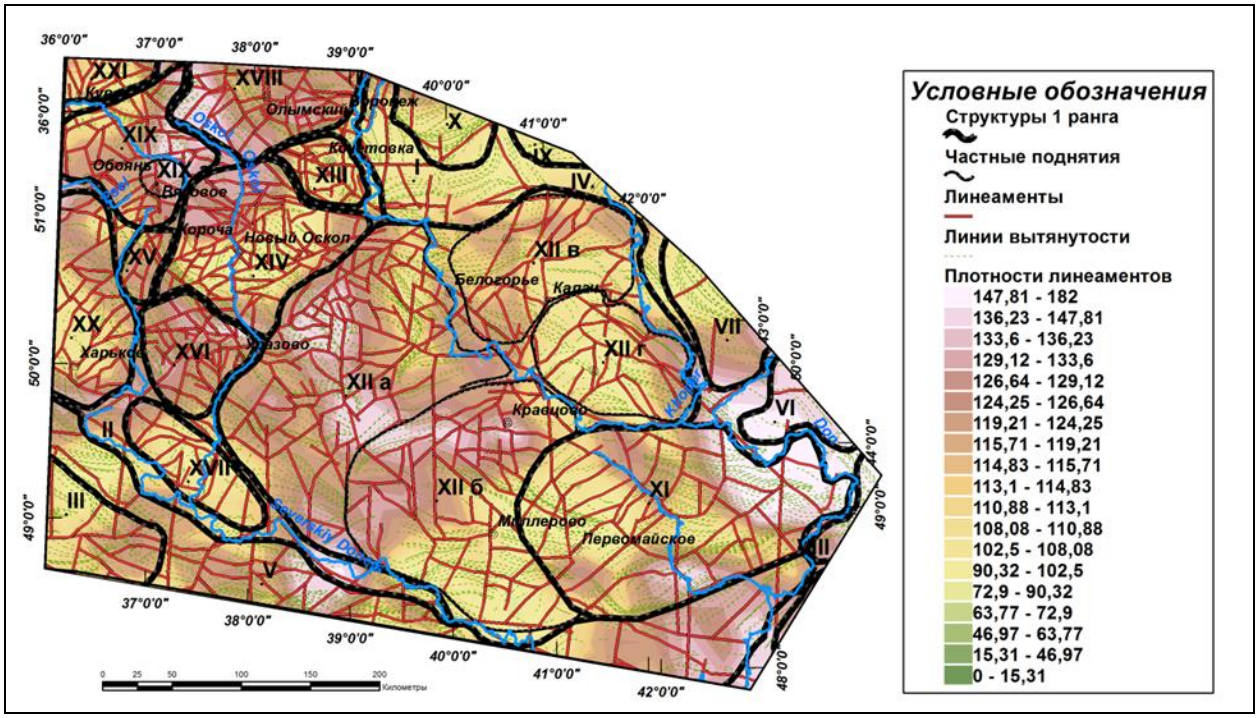


Рис. 49. Структурно-геоморфологическая карта новейших структур юго-восточной части Воронежской антеклизы. Структуры обрамления: прогибы: I – Окско-Донской, II – Северско-Донецкий, III– Днепровский, IV – Нижне-Хоперский; системы поднятий: V – Донбасса, VI – Доно-Медведицкая, VII – Ртищевская, VIII – Приволжская, IX – Тамбовская, X–Панинская. Структуры юго- восточной части Воронежской антеклизы: XI –Первомайско-Чирская ступень; поднятия: XIIа – Белогорское, XIIб – Кравцовское, XIIв – Северо-Калачское, XIIг – Южно-Калачское, XIII – Кочетовское, XIV – Оскольское, XV – Корочское, XVI – Уразовское, XVII – Боровское, XVIII – Олымское, XIX – Обояньское, XIXа – Вязовское, XX – Харьковское, XXI – Курское

Олымское и Обояньское поднятия обрамляются долинообразными понижениями фрагментов рек Оскол, Псел, Северский Донец, Сейм. Олымское поднятие выражено в рельефе отметками 267-268 м. Оно нарушено слабыми зонами всех четырех простираний – северо-восточным, северо-западным, субширотным и субмеридиональным, причем доминирующим направлением линий вытянутости эрозионной сети, которые были построены программой LESSA, является северо-западное. Слабые зоны северо-западного и северо-восточного простирания на отдельных участках совпадают с разломами в докембрийских комплексах. Сходные простирания слабых зон, совпадающими с линиями вытянутости, характерны и для изометричного Обояньского поднятия. Частично попадающее в область исследования Курское поднятие, имеет максимальную амплитуду 268 м. Здесь простирания слабых зон и линий вытянутости ─ субмеридиональное, северо-восточное и северо-западное. Последние два совпадают с разломами фундамента.

Юго-восточнее расположен ряд дугообразно расположенных поднятий, включающий Кочетовское, Оскольское и Корочское. Изометричное Кочетовское поднятие с максимальной абсолютной отметкой 244 м на востоке обрамляется долиной р. Дон (Рис.49). На юге его границей служит долина р. Потудань. Основными простираниями слабых зон, которые коррелируются с линиями вытянутости, являются северо-западное, субширотное и субмеридиональное. Последние два направления на отдельных участках совпадают с разломами фундамента.

Примыкающее к нему с юго-запада, Оскольское поднятие, характеризуется радиальным рисунком линий вытянутости роз-диаграмм, сходящихся в центральной части, где максимальная альтитуда составляет 246 м. В центральной части поднятие прорезано субмеридиональной долиной р. Оскол и нарушено слабыми зонами северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и субширотного простираний, частично совпадающими с разломами фундамента. Северо-западная область поднятия характеризуется максимальными значениями плотности эрозионного расчленения. С запада к Оскольскому примыкает вытянутое в субмеридиональном направлении Корочское поднятие с амплитудами до 242 м. Конфигурация обусловлена контролем речных долин Корочи на востоке и Северский Донец на западе. Слабые зоны северо-восточного простирания подчеркивают морфологию Олымского, Кочетовского, Оскольского поднятий. В области Обоянского и Оскольского поднятий, где фундамент расположен близко к поверхности, ранее нами отмечена наибольшая корреляция новейших дислокаций с древними.

Юго-восточнее расположено обширное Белогорско-Калачское поднятие, в пределах которого выделены Северо- и Южнокалачское, Белогорское частные. Максимальные амплитуды их составляют порядка 240 м. Наибольшие отметки рельефа характерны для северной части Белогорского поднятия, кулисообразно расположенном по отношению к Калачскому. Поднятия нарушены серией слабых зон (линеаментов) северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания. Наиболее протяженные из них следуют вдоль речных долин Осереди и Дона. Долина р. Дон, возможно, разрабатывает зону разрыва со сдвиговой составляющей.

В целом преобладающим направлением линий вытянутости роз-диаграмм эрозионной сети является северо-западное, а линии вытянутости следуют вдоль некоторых разломов фундамента. Сравнительно высокие значения плотности эрозионной сети, подсчитанные с использованием программы LESSA, характерны для Белогорского поднятия, что может косвенно указывать на его более активный рост.

Восточнее поднятий Среднерусской возвышенности расположен субмеридионально вытянутый Окско-Донской прогиб, изученный ранее [Макарова и др., 2002]. Образованный в новейшее время и выполненный мощной толщей неоген-четвертичных образований, в настоящее время он испытывает тенденцию к поднятию, на что указывает зарастание его локальными поднятиями, которые преобладают над впадинами (Рис.40). Наиболее ярко выраженный в рельефе Окско-Цнинский вал (максимальная абсолютная отметка рельефа 184 м) прослеживается по поверхностям отложений девонской системы и верейского горизонта, а его субмеридиональная ориентировка контролируется зоной разлома фундамента, которая маркируется на поверхности слабыми зонами. На юге вала нами отдешифрированы слабые зоны северо-западного простирания, которые, по-видимому, являются отражением в рельефе разломов Пачелмского авлакогена, влияние которого ощущается и на конфигурации расположенного к северо-западу Зарайского поднятия, вытянутого в северо-западном направлении и нарушенного слабыми зонами того же простирания (Рис.50).

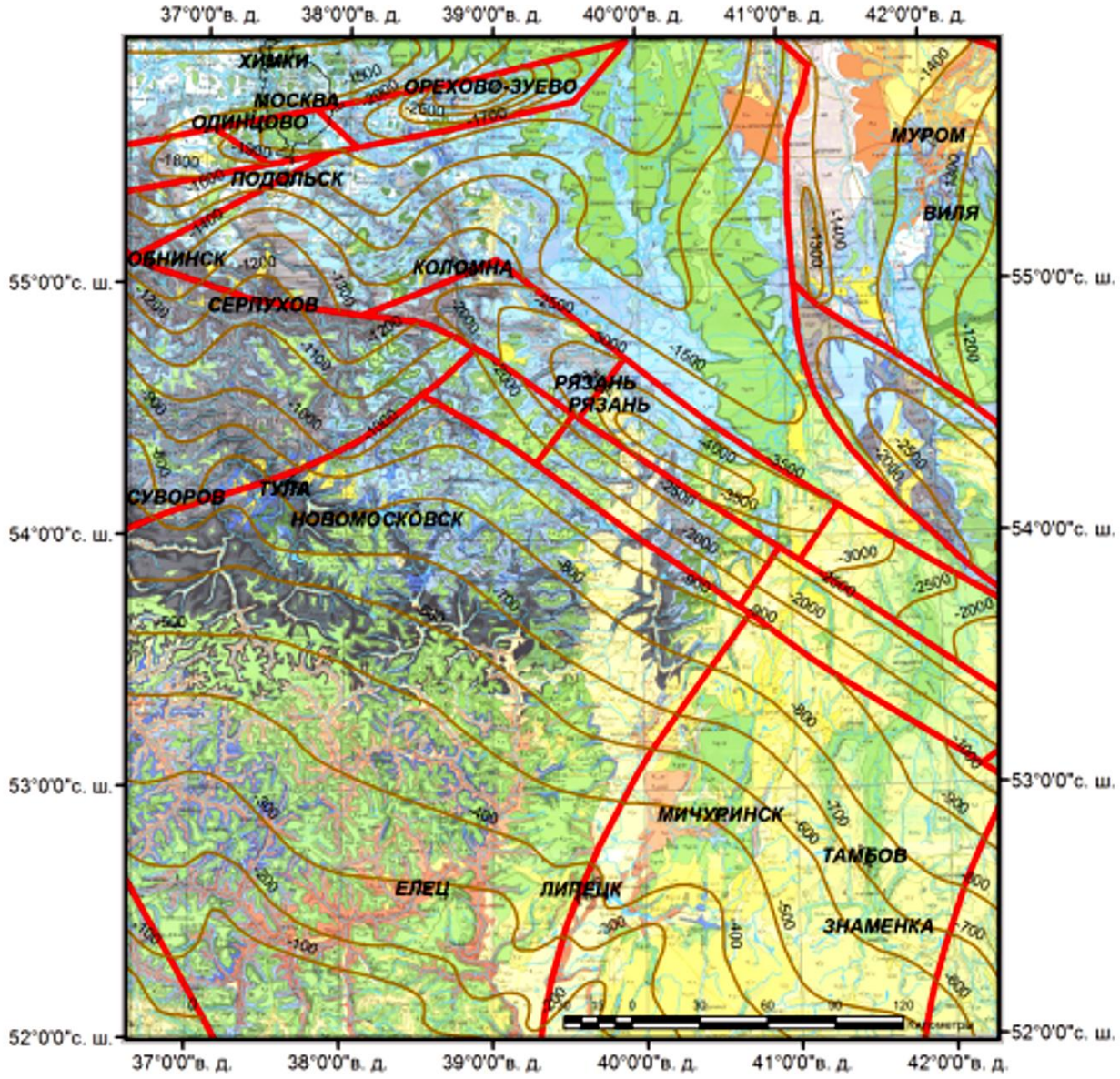


Рис.50. Фрагмент геологической карты, совмещенной с картой фундамента. Коричневым цветом показаны изогипсы фундамента, красным выделены глубинные разломы. Пачелмский авлакоген ограничен разломами северо-западного простирания.

Сопоставление полученных результатов анализа рельефа со структурами фундамента, отраженными на картах докембрийских образований, тектонической карте и др., показало совпадение выявленных слабых зон (линеаментов) на отдельных участках с разломами фундамента. В частности, с Новооскольско-Воронцовской зоной разломов северо-западного простирания совпадают фрагменты слабых зон в области Оскольского новейшего поднятия, частично находит отражение в рельефе и субширотный Сужско-Покровский разлом, а также субширотные разломы в области Уразовского поднятия и Окско-Донского прогиба. Выражается в рельефе протяженный разлом северо –западного простирания в пределах Белогорского поднятия. Ливенско-Богучарская сутура, отделяющая Окско-Донской прогиб от восточного склона Воронежской антеклизы, выражена в рельефе серией слабых зон субмеридионального простирания, разрабатываемых долинами рек Дон и Воронеж на севере района. В целом, большая степень корреляции новейших структур с древними наблюдается на

северо-западе района, где фундамент неглубоко погружен (Курское, Обояньское, Харьковское, Оскольское поднятия).

Проведенная для Воронежской антеклизы компьютерная обработка результатов автоматизированного дешифрирования радарных изображений с помощью программы LESSA показала, что линии вытянутости, которые отражают преобладающие ориентировки эрозионной сети и часто совпадают с отдешифрированными визуально слабыми зонами, нередко соответствуют простираниям разломов фундамента. Также разломы фундамента коррелируют с областями, где линии вытянутости прерываются или резко меняют свое простирания (Рис.51).

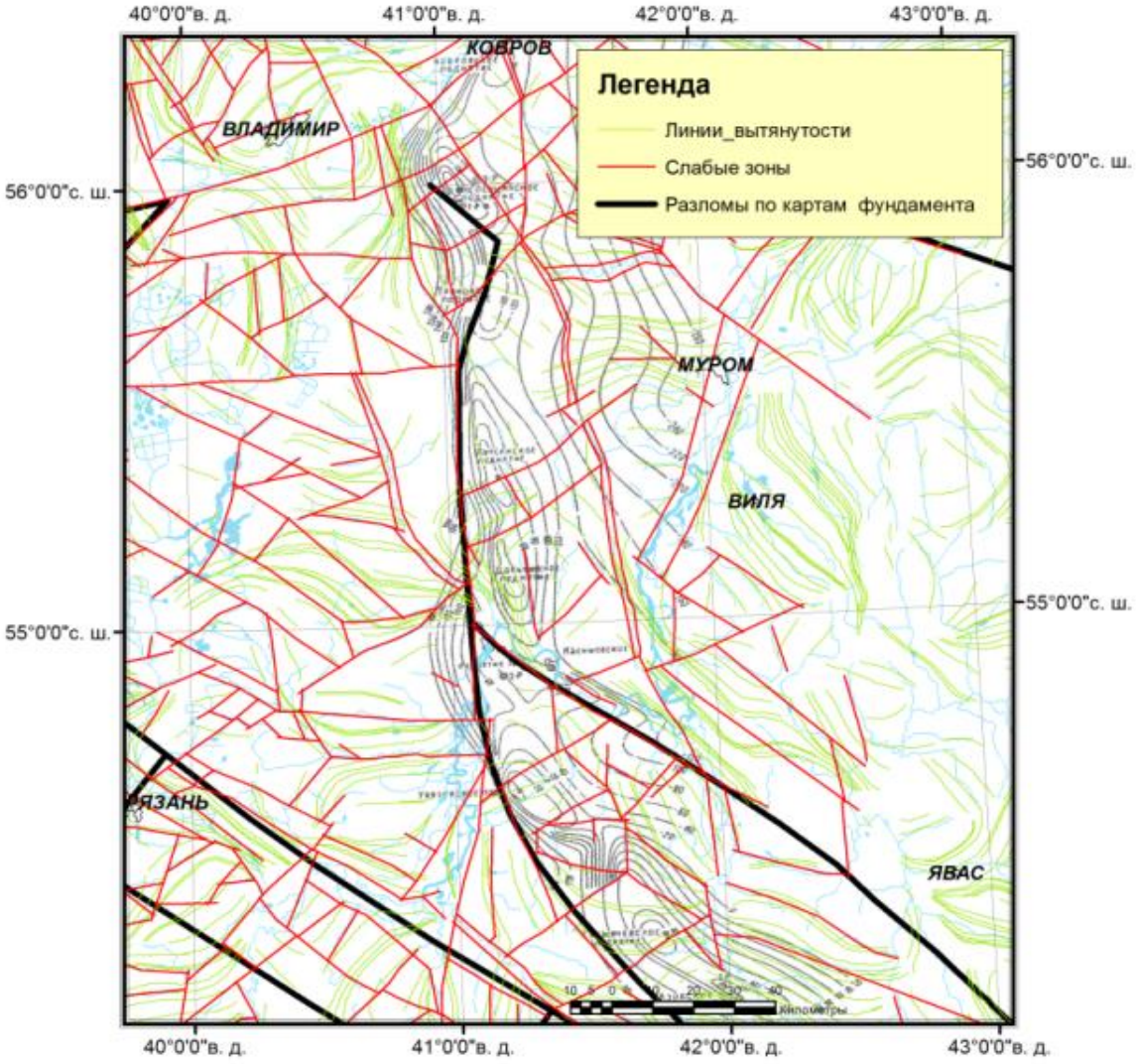


Рис.51. Карта линий вытянутости эрозионной сети, совмещенная со слабыми зонами и разломами фундамента.

Максимальные плотности так называемых штрихов, т.е. эрозионной сети разного порядка, подсчитанные по радарным снимкам с помощью программы LESSA, приурочены к наиболее активно развивающимся структурным формам, главным образом, к новейшим поднятиям: Олымскому, Обояньскому, Белогорскому. Минимальные значения плотностей характерны для Окско-Донского прогиба.

Выявленные в рельефе новейшие дислокации – слабые зоны (линеаменты) сопоставлялись с данными глубинного сейсмического зондирования, полученными в последнее время [Хераскова и др., 2006]. На рис.52 представлены фрагменты геоморфологического профиля и геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное поле – Воронеж), с севера на юг пересекающие описанные выше новейшие структуры. Сопоставление слабых зон, выявленных структурно-геоморфологическим анализом и показанных на геоморфологическом профиле, с глубинными разломами, установленными сейсмическим зондированием, во многих случаях показало их соответствие. Особенно четко прослеживается влияние глубинных дислокаций в области авлакогенов.

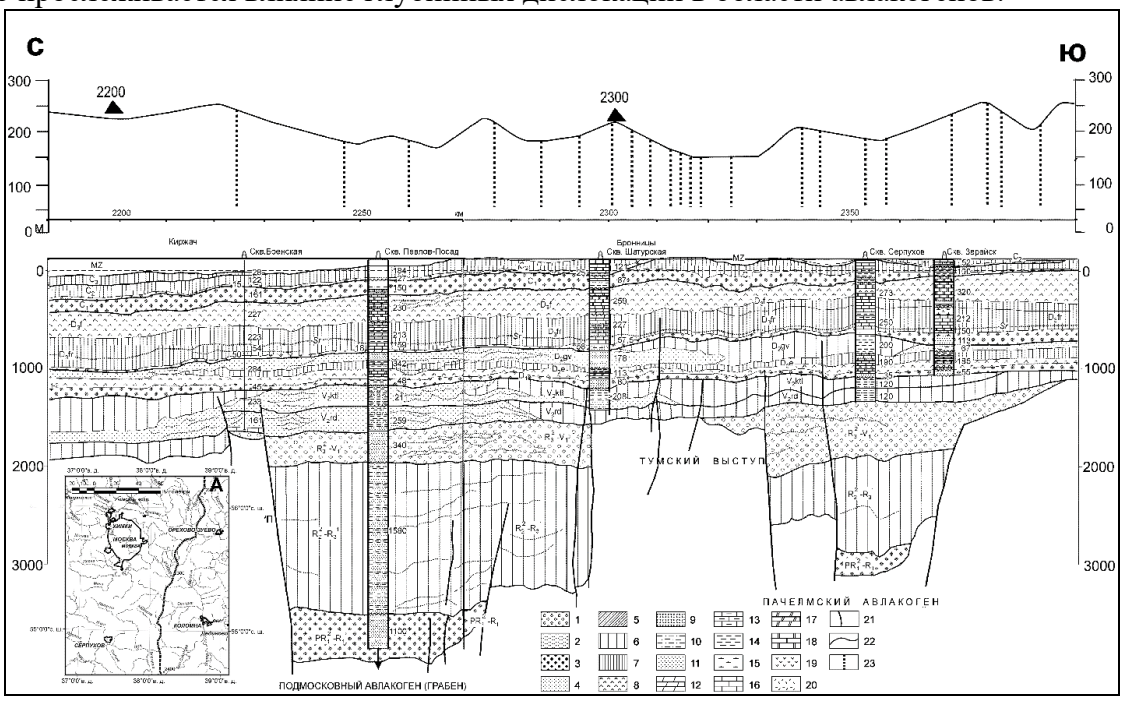


Рис.52. Сопоставление фрагментов геоморфологического профиля и геотрансекта ЕВ-1 (Ладейное поле-Воронеж) по Херасковой и др., 2006. Местоположение профиля показано на рис.52А. Геотрансект ЕВ-1: 1-9 – обстановки осадконакопления: 1 – континентальные с расчлененным рельефом (пестроцветные терригенные отложения аллювиально-пролювиального и озерного генезиса), 2 – прибрежно-континентальных равнин (включая дельты), периодически заливаемых морем (алевро-песчаные и глинистые отложения, иногда с прослоями карбонатов, часто пестроцветные), 3 – прибрежно-морские трансгрессирующего бассейна (светлые, часто олигомиктовые песчаные отложения), 4 – авандельт, подводных конусов выноса обломочного материала (песчано-алевро-глинистые косослоистые отложения, текстуры оползания, прослои турбидитов, каналы течений), 5 – склонов бассейна (преимущественно алевро-глинистые морские отложения значительной мощности, линзы песчаного материала), основные зоны разгрузки и захоронения терригенного материала, 6 – морские с преимущественно глинистой седиментацией (центральные части бассейна нормальной и пониженной солености), 7 – морские с преимущественно карбонатной седиментацией (бассейны нормальной солености), 8 – морские с повышенной соленостью вод, засолоняющиеся бассейны и лагуны, эвапоритовые бассейны, 9 – предполагаемые биогермы; 10-20 – знаки на колонках: 10 – алевролиты и алевриты, 11 – песчаники, пески, 12 – мергели известковые, 13 – глинистые известняки, 14 – глины и аргиллиты, 15 – известковистые глины, 16 – известняки, 17 – доломитовые мергели, 18 – доломиты; 19 – гипсы и ангидриты, 20 – пирокластический материал, пепловые туфы; 21 – разломы. Геоморфологический профиль: 22 – рельеф дневной поверхности, 23 – слабые зоны.

Выявленные новейшие дислокации достаточно хорошо проявляются в гравитационных и магнитных аномалиях. Конфигурации аномалий сходны с контурами новейших структур и отражают глубинные дислокации (Рис.53, 54).

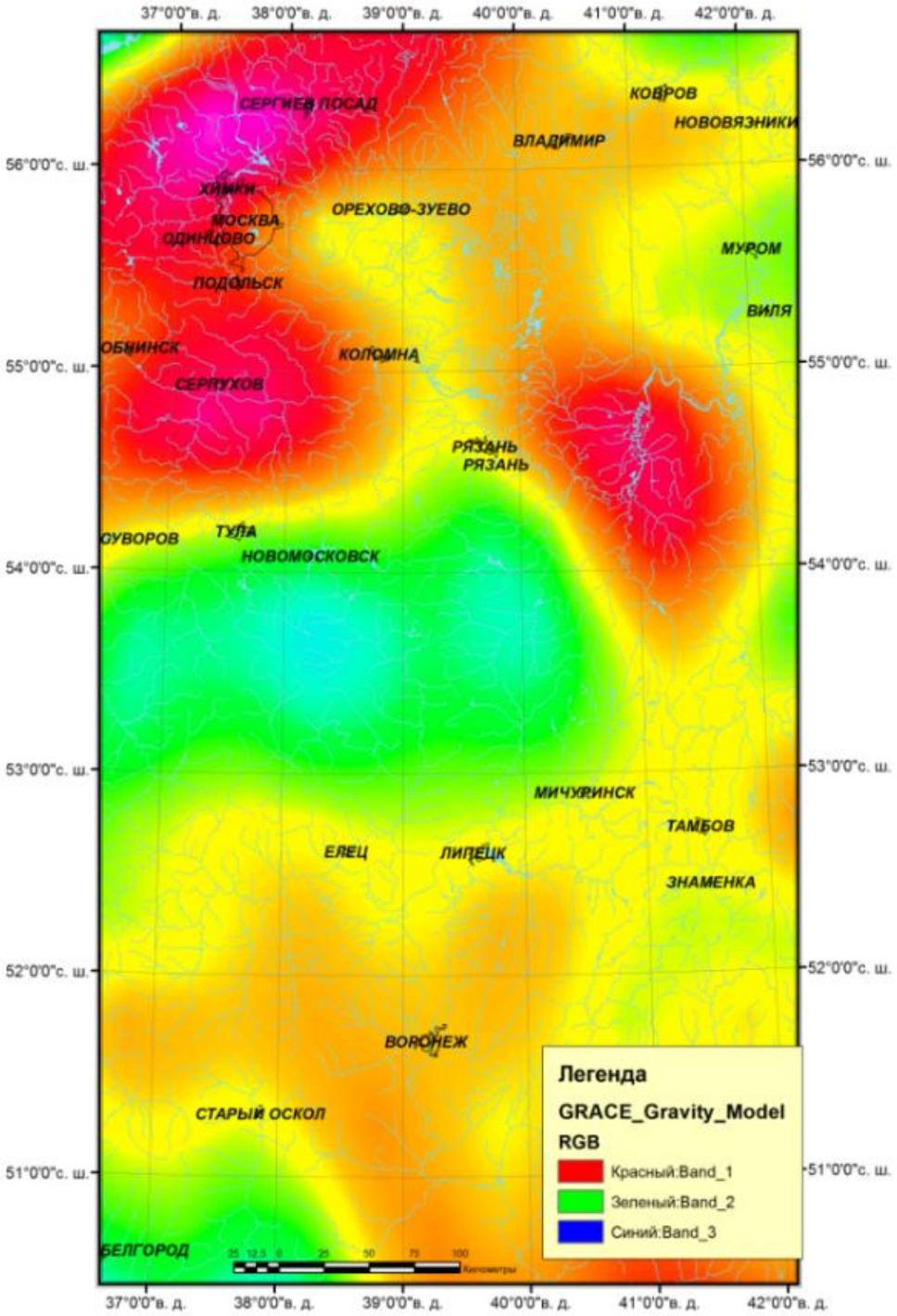


Рис.53. Карта гравитационных аномалий (GRACE_Gravity_Model).

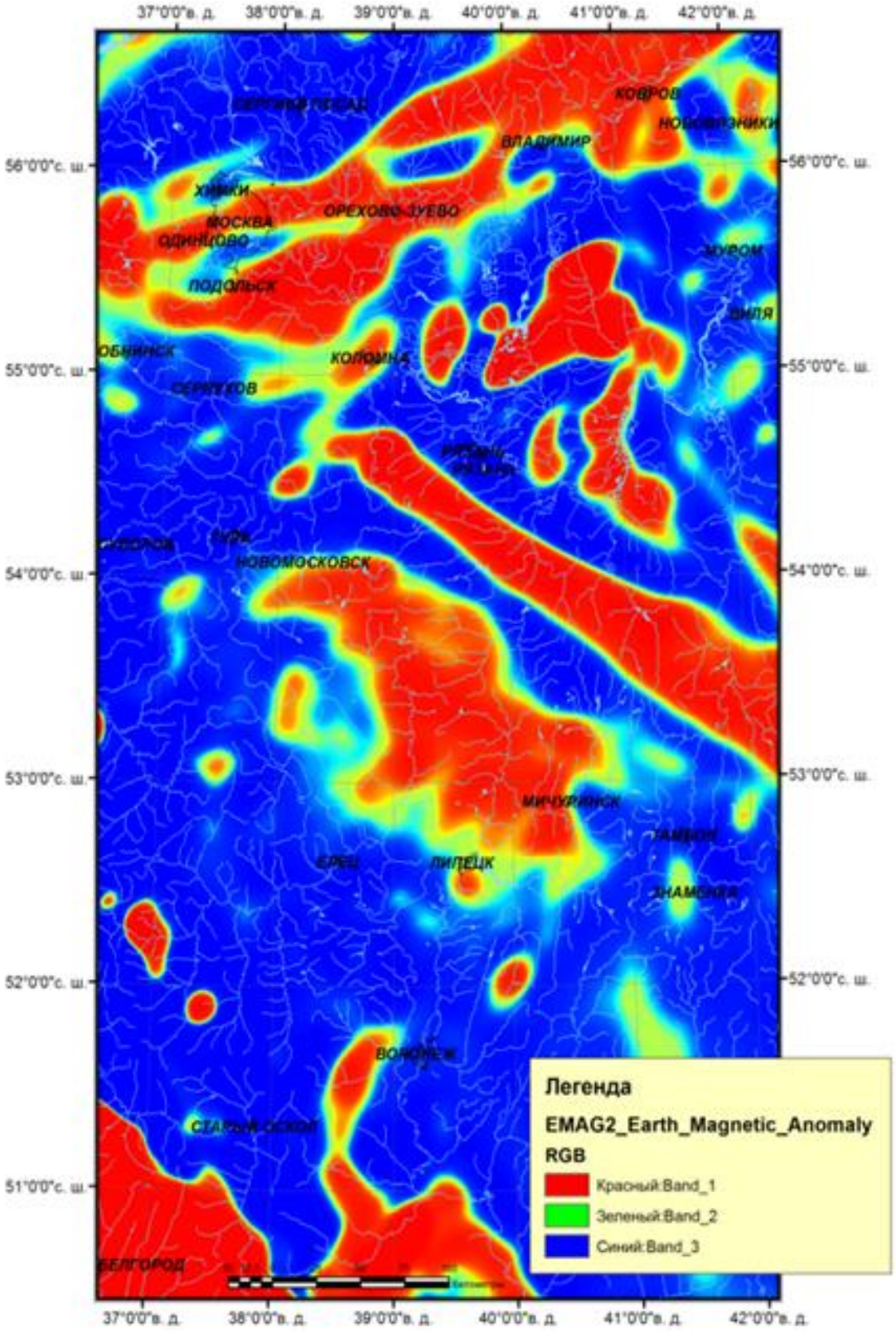


Рис. 54. Карта магнитных аномалий (EMAG2_Earth_Magnetic_Anomaly).

Геодинамическая активность. С целью изучения геодинамической активности уточнен прогноз сейсмических событий, которые были зафиксированы на территории Воронежской антеклизы, и проведено сопоставление эпицентров землетрясений с новейшими структурами.

За период с 1998 по 2012г. здесь было зафиксировано 296 землетрясений и лишь 13 из них имели M>2,5, т.е. могли быть зафиксированы мировой сейсмической сетью. Все остальные события фиксировались местной сейсмической сетью. Энергетические классы землетрясений, приведенные в исходном сейсмическом каталоге, были пересчитаны по известной формуле $k=4+1,8M$ (для k <14). В результате выяснилось, что многие землетрясения попали в интервал магнитуд от 0 до 1. Почти все землетрясения имели приповерхностный очаг (глубина до 10 км), и только у пяти сейсмических событий очаг располагался в интервале глубин от 30 до 35 км. Такой разброс по глубине, скорее всего, связан с погрешностью сейсмических станций, которые с трудом могут определить глубины очагов мелкофокусных землетрясений.

Для уточнения сейсмического прогноза по времени и энергии на территорию Воронежской антеклизы на основании данного каталога был построен график повторяемости (Рис.55). Из этой таблицы видно, что высокомагнитудные землетрясения (M>4) происходят на данной территории с периодичностью раз в 49-50 лет. Таким образом, удалось уточнить сейсмический прогноз по всем трем параметрам: месту, времени и энергии.

M	lg(N/T)	N	T (в годах)
1	1,244	1	0,057016
2	0,5103	1	0,308816
3	-0,2234	1	1,67263
4	-0,9571	1	9,059412
5	-1,6908	1	49,06819

Рис.55. Повторяемость землетрясений на территории Воронежской антеклизы, где N=1

Было также установлено, что многие сейсмические события находят отражение в новейших дислокациях. Так, эпицентры низкомагнитудных землетрясений в одних случаях тяготеют к границам растущих поднятий (Кочетовского, Оскольского и Белогорско-Калачского), в других - выстраиваются вдоль слабых зон, нарушающих Белогорско-Калачское поднятие. Относительно более высокомагнитудные землетрясения приурочены к узлам пересечения слабых зон (Рис.56). Характерна прямая зависимость между плотностями слабых зон и эпицентрами землетрясений.

Аномалии теплового потока так же, как и сейсмичность, являются показателями геодинамической активности, в результате которой формируются новейшие структуры. Поэтому целесообразным было сравнить новейшие дислокации с тепловым полем Земли. Для изучаемого района, расположенного в центральной части Восточно-Европейской платформы, характерны невысокие средние значения теплового потока, соответствующие приблизительно 30-40 мВт/м^2, что типично для платформенных территорий. На геотермической карте выделяются локальные аномалии, в пределах которых температура на глубине 1 км превышает средние значения (20-25^{0}С) на 10-15^{0}С. Самая крупная из них приурочена к Пачелмскому (Рязано-Саратовскому) авлакогену, простирающемуся в северо-западном направлении (Рис. 57). Как уже

упоминалось выше, в современном рельефе ему соответствует Московско-Рязанская линеаментная зона [Макаров,1996], включающая серию линеаментов вдоль бортов авлакогена.

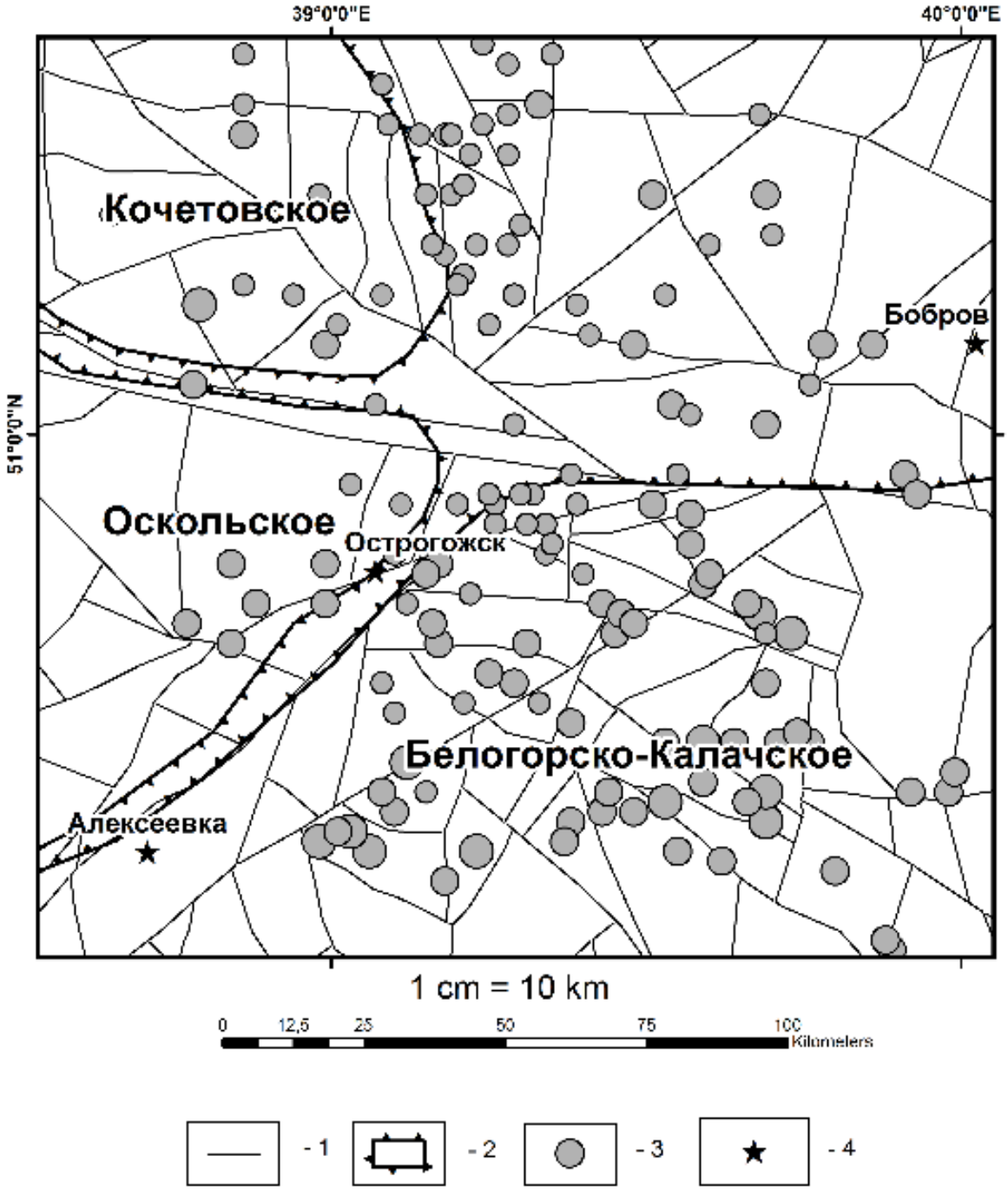


Рис.56. Карта приуроченности сейсмических событий к новейшим структурам. 1 – слабые зоны, 2 – границы структур 1-го ранга, 3 – землетрясения, 4 – города

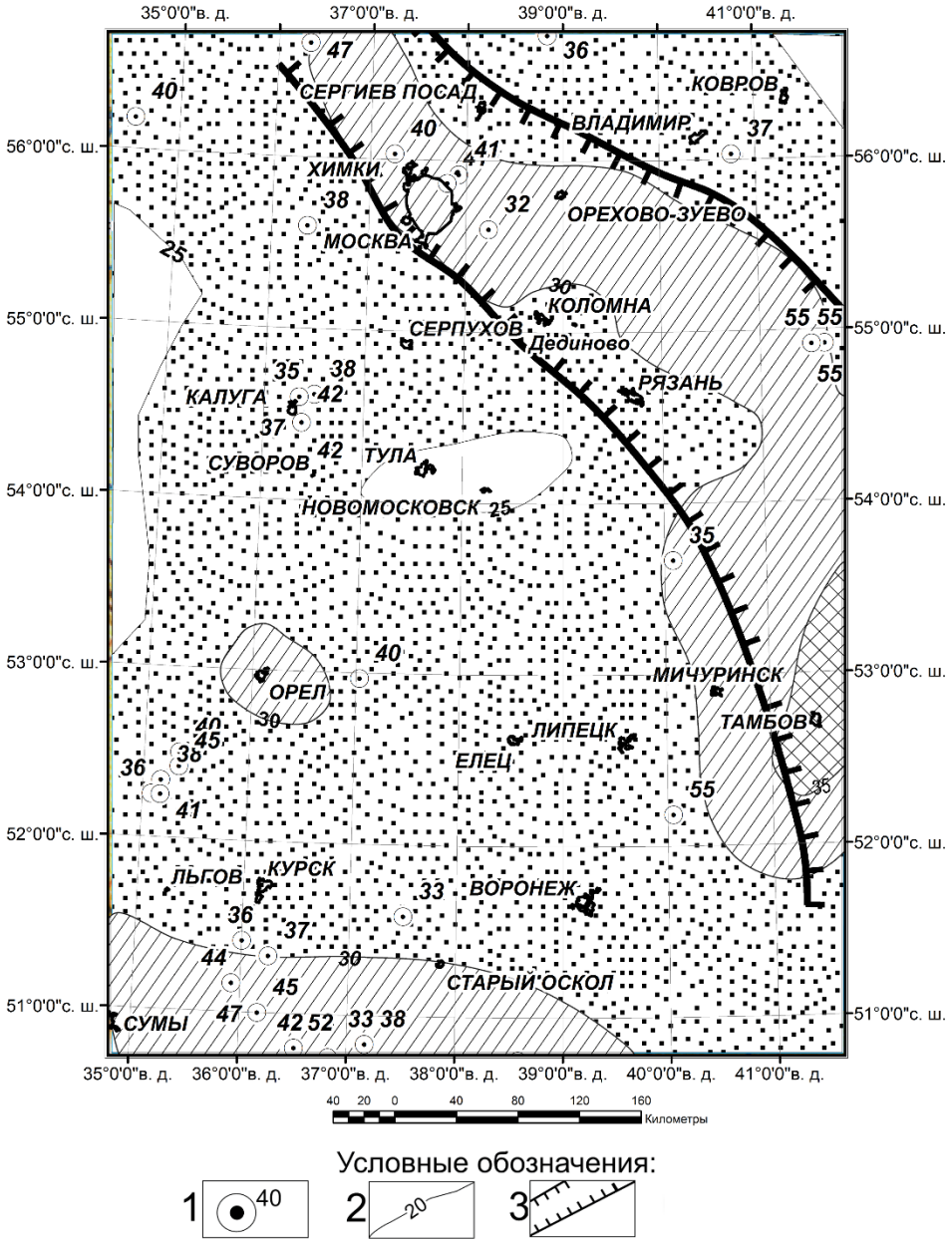


Рис.57. Фрагмент геотермической карты центральной части Восточно-Европейской платформы (Геотермическая карта, 1995). 1 – скважины (цифрами показаны значения теплового потока в мВт/м^2), 2 – изотермы, 3 – границы локальной геотермической зоны, приуроченной к Пачелмскому авлакогену

Отдельным фрагментам протяженных дизъюнктивных структур, показанных на карте теплового потока, также соответствуют слабые зоны, ограничивающие разновысотные блоки. На опосредованную взаимосвязь рельефа и теплового поля указывает и сходство роз-диаграмм, иллюстрирующих ориентационные характеристики линейных форм рельефа и геотермических аномалий.

Поскольку на территории рассматриваемого района расположено небольшое количество скважин, в которых проводились геотермические исследования [Геотермическая карта,1995], детальное сопоставление пространственного рисунка слабых зон и генерализованных контуров аномалий теплового потока, проведенных в пределах достаточно крупных участков путем экстраполяции, затруднительно.

Возможно, появление крупномасштабных карт геотермического потока позволит провести более точную корреляцию между термическими аномалиями и морфоструктурами. На сопредельных с рассматриваемой областью территориях, лучше изученных в геотермическом отношении, установлена согласованность закономерностей пространственного распределения максимумов теплового потока, слабых зон (линеаментов) и дизъюнктивных структур. В частности, контуры областей градиентного изменения геотермических характеристик соответствуют выраженным в рельефе геологическим структурам - Ладожскому грабену, Галичскому и Припятско-Днепрово-Донецкому авлакогенам, Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевской зоне - области концентрации разрывных нарушений и повышенной проницаемости земной коры [Схема проницаемости…, 1983].

В целом, приведенные данные, полученные путем сопоставления карт: тектонической, теплового потока и составленной авторами структурно-геоморфологической, указывают на взаимосвязь теплового потока, геологического строения и современного рельефа центральной части Восточно-Европейской платформы.

На активизацию новейших структур на современном этапе исследуемой территории указывают и проведенные в 2000-2012 гг. на станциях GPS Менделеево, Обнинск, Звенигород инструментальные наблюдения, которые выявили горизонтальные смещения блоков земной коры в северо-западном направлении со скоростью 0,6-0,8 мм/год [Адушкин и др., 2014].

Заключение. Таким образом, проведенные комплексные структурно-геоморфологические исследования новейшего строения центральной части Восточно-Европейской платформы, включавшие ряд независимых современных методов и материалов, позволили уточнить, а где-то, и по-новому, представить новейший структурный план изучаемой территории. Построенные структурно-геоморфологические карты масштаба 1:1 000 000 отражает сводово-блоковый стиль новейших дислокаций, представляющий собой сочетание разноранговых новейших поднятий, разделенных, как правило, узкими впадинами – долинами, и слабых зон (разрывов, зон трещиноватости, повышенной проницаемости). Последние имеют различное простирание и протяженность и разбивают пликативные дислокации на блоки. Слабые зоны отражают структурные неоднородности и дислокации осадочного чехла и фундамента или их простирания. Достаточно хорошо проявляются в современном рельефе крупные структуры фундамента, такие как авлакогены. Некоторые слабые зоны фрагментарно наследуют разломы фундамента и подтверждаются современными данными сейсмического зондирования, аномалиями водорода, выявленными газовой эманационной съемкой, приуроченностью эпицентров землетрясений, тепловыми аномалиями и др. Новейшие дислокации частично соответствуют гравитационным и магнитным аномалиям.

Район исследования испытывает на новейшем этапе активизацию, выражающуюся в преобладающем разрастании поднятий по сравнению с впадинами, что сопряжено с образованием зон трещиноватости и разрывных дислокаций. Так, Окско-Донской прогиб практически весь «зарос» поднятиями, наиболее выразительным из которых является Окско-Цнинский вал.

На активизацию новейших структур указывает сейсмичность, для которой был уточнен прогноз. Наблюдается приуроченность эпицентров низко - и высокомагнитудных землетрясений к границам новейших поднятий, слабым зонам и их пересечениям. Неотектоническая активность подтверждается данными космической геодезии, полученными на станциях GPS.

Соответствие выраженных в рельефе структур крупным глубинным дислокациям, вплоть до фундамента, может указывать на его существенную роль в формировании новейшего плана Русской равнины.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Актуальность изучения новейшей тектоники западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) диктуется необходимостью оценки устойчивого развития территории на новейшем этапе. На исследуемой территории расположены 3 атомных электростанции (АЭС): Смоленская, Курская, Нововоронежская (далее СмАЭС, КАЭС, НовАЭС соответственно). По некоторым оценкам эта территория считается устойчивой, однако зарегистрированные на Воронежской антеклизе местной сейсмической сетью землетрясения с магнитудой больше 4 ставят под сомнения эту информацию. В тектоническом отношении район исследования охватывает западные части крупнейших структур ВЕП – Московской синеклизы, Воронежской антеклизы, а также Днепрово-Донецкой впадины (Рис.58).

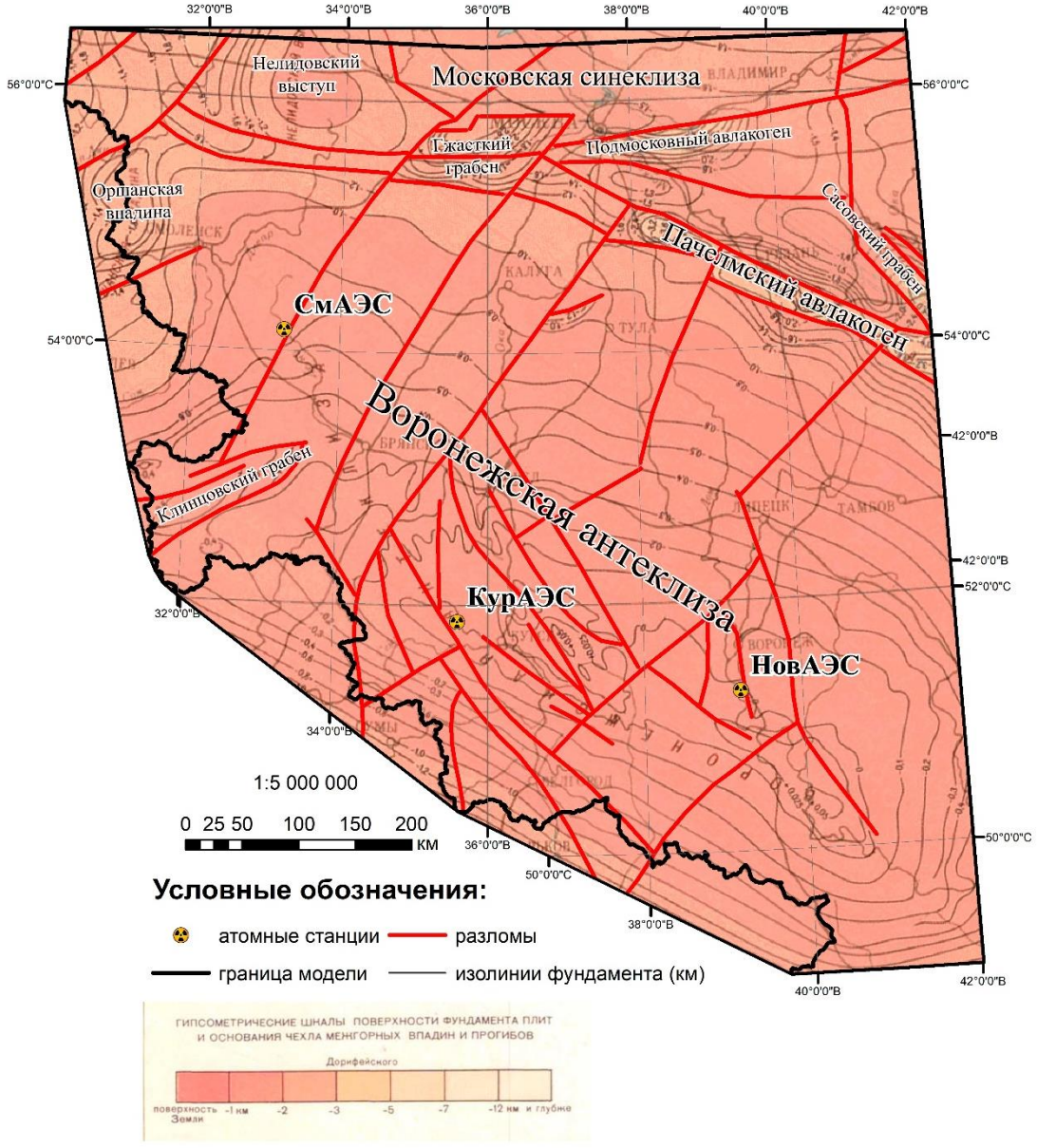


Рис. 58. Структурная карта поверхности фундамента исследуемой территории (по Структурная…, 1982).

С целью выявления новейших структур западной части Восточно-Европейской платформы было проведено структурно-геоморфологическое дешифрирование в масштабе 1:1000000, при котором использовались топографические карты и цифровая модель рельефа FABDEM V 1-0.

В результате были выделены новейшие поднятия разного ранга и разделяющие их впадины, осложненные слабыми зонами. Поднятия хорошо выражены в рельефе, максимальные амплитуды составляют 250-300 м. Морфология и ориентировка (простирание) поднятий разная: от изометричной формы до вытянутой. Узкие впадины, как правило, являются долинами крупных рек, которые разрабатывают слабые зоны (разрывов, трещиноватости пород и др.). Слабые зоны часто контролируют границы поднятий, а также разбивают их на отдельные блоки. В целом сохраняется сводово-блоковый стиль новейших дислокаций, характерный и для других районов Восточно-Европейской платформы (Рис.59).

Для уточнения отдешифрированных пликативных и дизъюнктивных структур, а также выявления новейших разрывов строились геоморфологические профили. Они закладывались по основным водоразделам исследуемой территории. На профилях выделялись высотные уровни поверхностей выравнивания, каждая их которых имеет свой возраст и соответствующую высоту. Интерпретация 3-х построенных геоморфологических профилей позволила уточнить границы новейших пликативных (региональных и локальных) и дизъюнктивных структур, а также выделить 7 высотных уровней поверхностей выравнивания: 1 уровень >295 м, 2 уровень ~270 м, 3 уровень ~245 м, 4 уровень ~220 м, 5 уровень ~195 м, 6 уровень ~170 м, 7 уровень ~155 м (Рис.60-62). По смещению одновозрастных поверхностей соседних блоков слабые зоны были переведены в ранг малоамплитудных (амплитуда в среднем до 1-2 м) вертикальных разрывных нарушений. Также на профилях показаны возраст и генетический тип отложений, слагающих верхнюю часть разреза новейших структур. Эти данные взяты с геологической карты четвертичных отложений масштаба 1:1 000000.

Рассчитанная плотность и ориентировка выделенных слабых зон показала, что Курская и Нововоронежская станции находятся в регионе повышенных значений этих параметров. Подобная тектоническая раздробленность территории неблагоприятна для расположения объектов атомной энергетики (Рис.63 - 64). Это положение подтверждается с помощью морфометрического анализа, направленного на определение глубин эрозионного расчленения рельефа. На основе обработки ЦМР была построена схема вертикального расчленения рельефа. Этот параметр рассчитывался для каждой ячейки, в пределах которой производилось вычитание максимальной и минимальной отметок высот рельефа. Представленная схема в целом отражает относительную активность проявления неотектонических вертикальных движений (Рис. 65).

Сопоставление выявленных новейших и глубинных дислокаций позволило прийти к выводу, что слабые зоны часто наследуют более древние структуры фундамента, например, Пачелмский и Подмосковный авлакогены, Клинцовский грабен. Особенно хорошо прослеживается корреляция простираний слабых зон (роз-диаграмм) и разломов фундамента (Рис.64).

Изучая современное состояние тектонической активности этого региона, были проанализированы результаты ГНСС, каталоги землетрясений, карта проницаемости земной коры (Рис. 66). На исследуемой территории в Московской и Калужской областях находятся 3 пункта глобальных навигационных систем: MDVJ, ZWE2,

MOBN, которые располагаются возле городов Зеленоград, Звенигород и Обнинск соответственно. За последние 20 лет средние показатели измерения скоростей движений указывают на горизонтальное перемещение на северо-восток со скоростью 25.5 мм/год и поднятии от 0,16 до 0,5 мм/год северной части исследуемой территории [GNSS Time Series. URL: https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html (date of access 05.14.2024)], что указывает на современную активность района исследования. На территории Воронежской антеклизы за период с 1998 по 2012 год местной сейсмической сетью

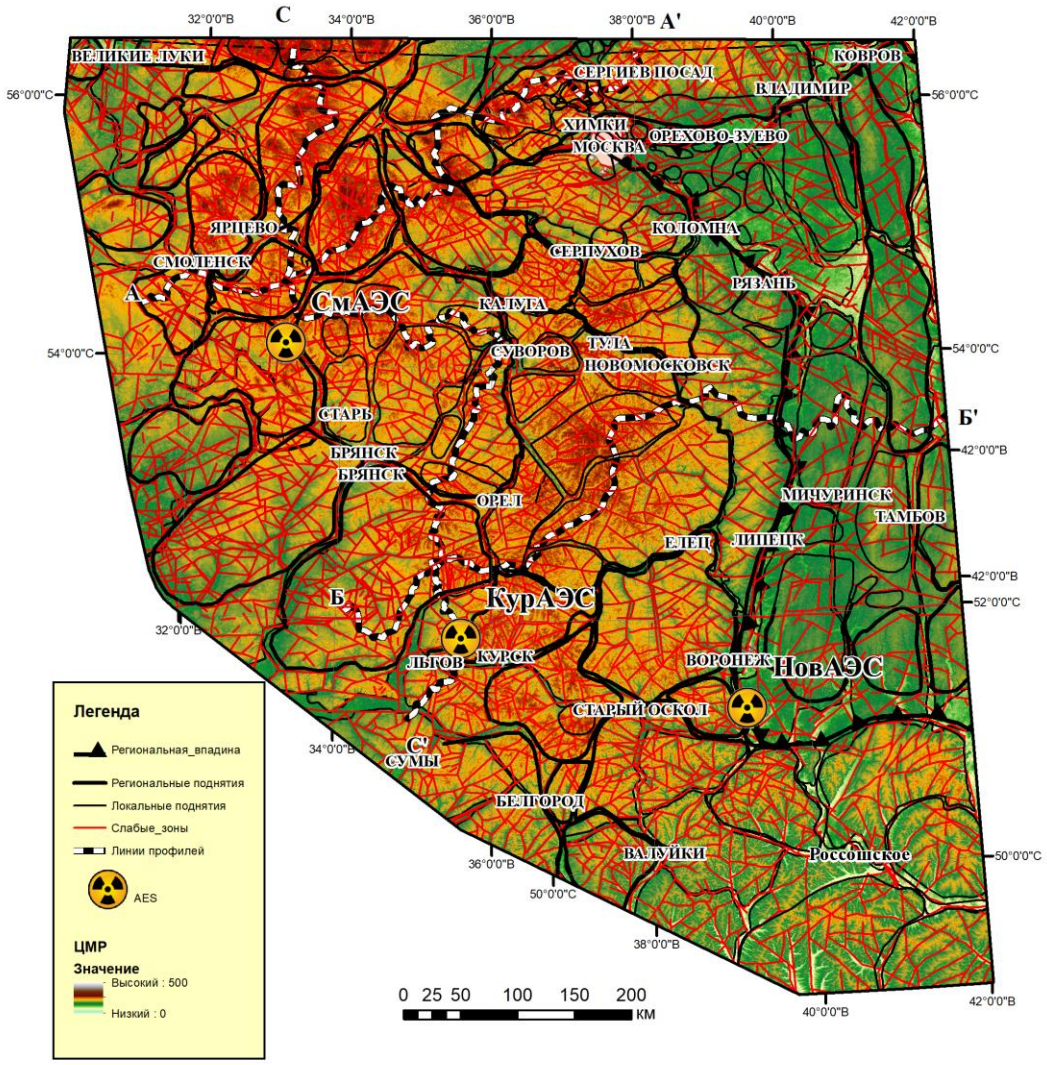


Рис. 59. Структурно-геоморфологическая карта западной части Восточно-Европейской платформы (белые линии – геоморфологические профили).

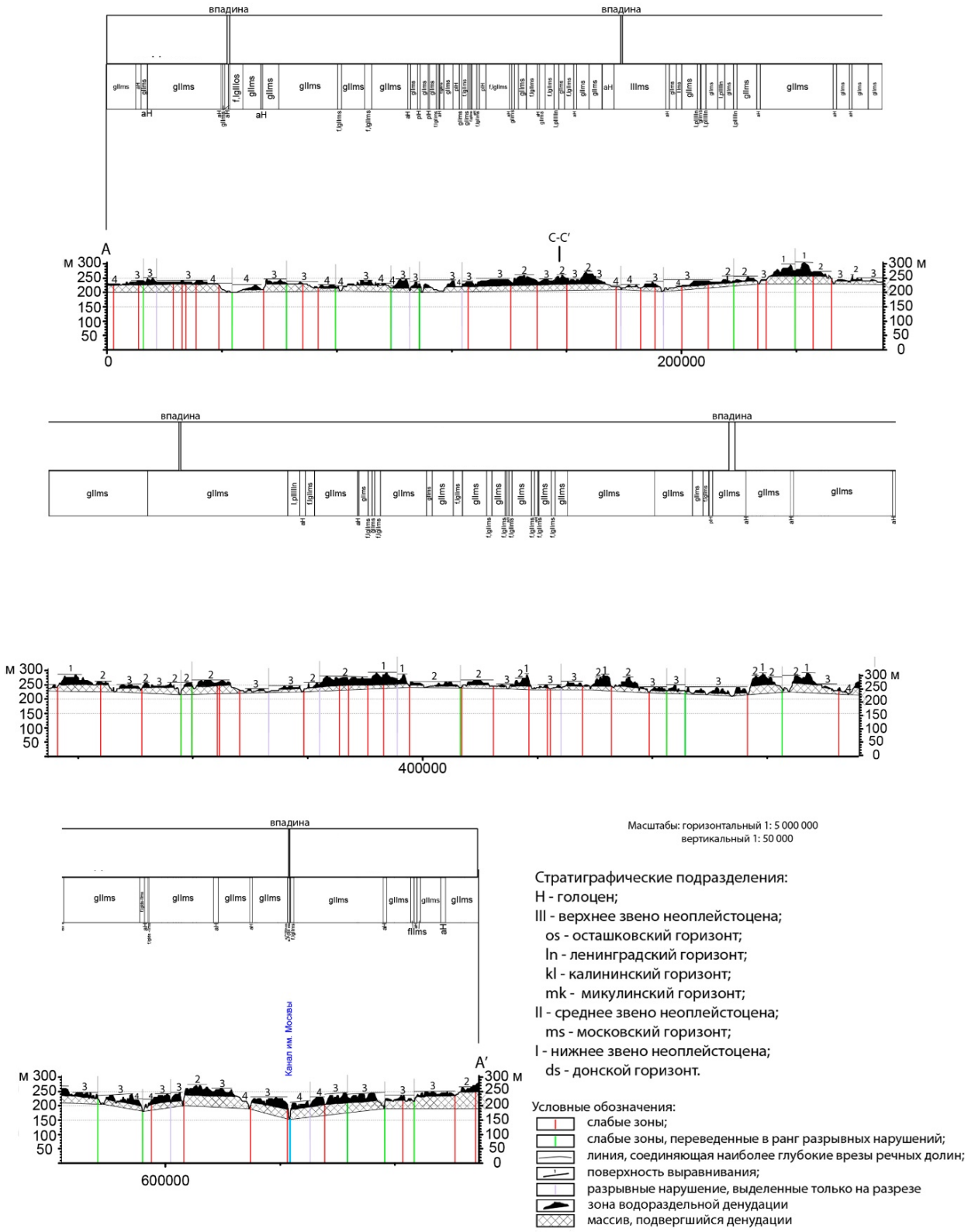
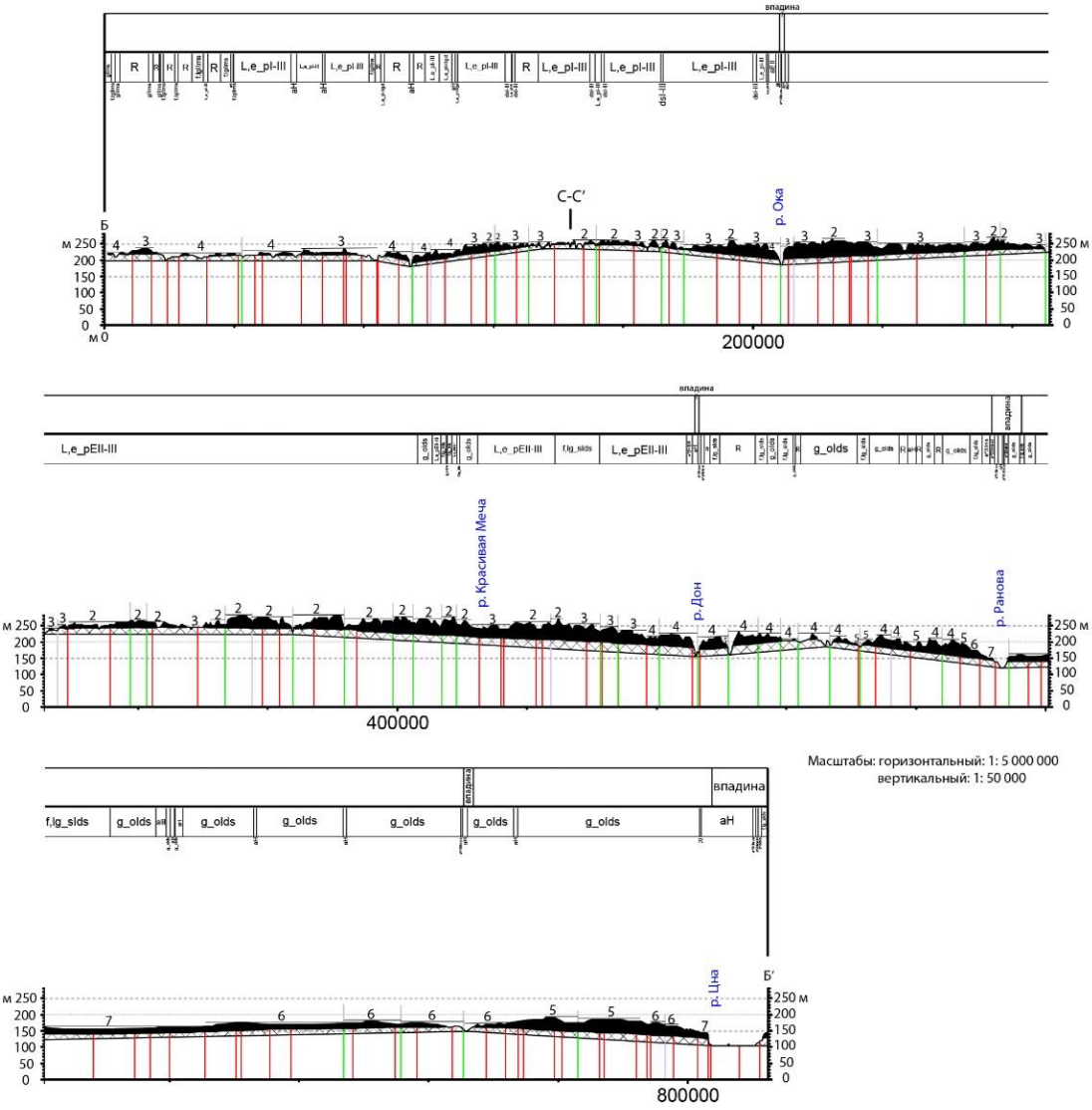


Рис. 60. Геоморфологический профиль А-А'.

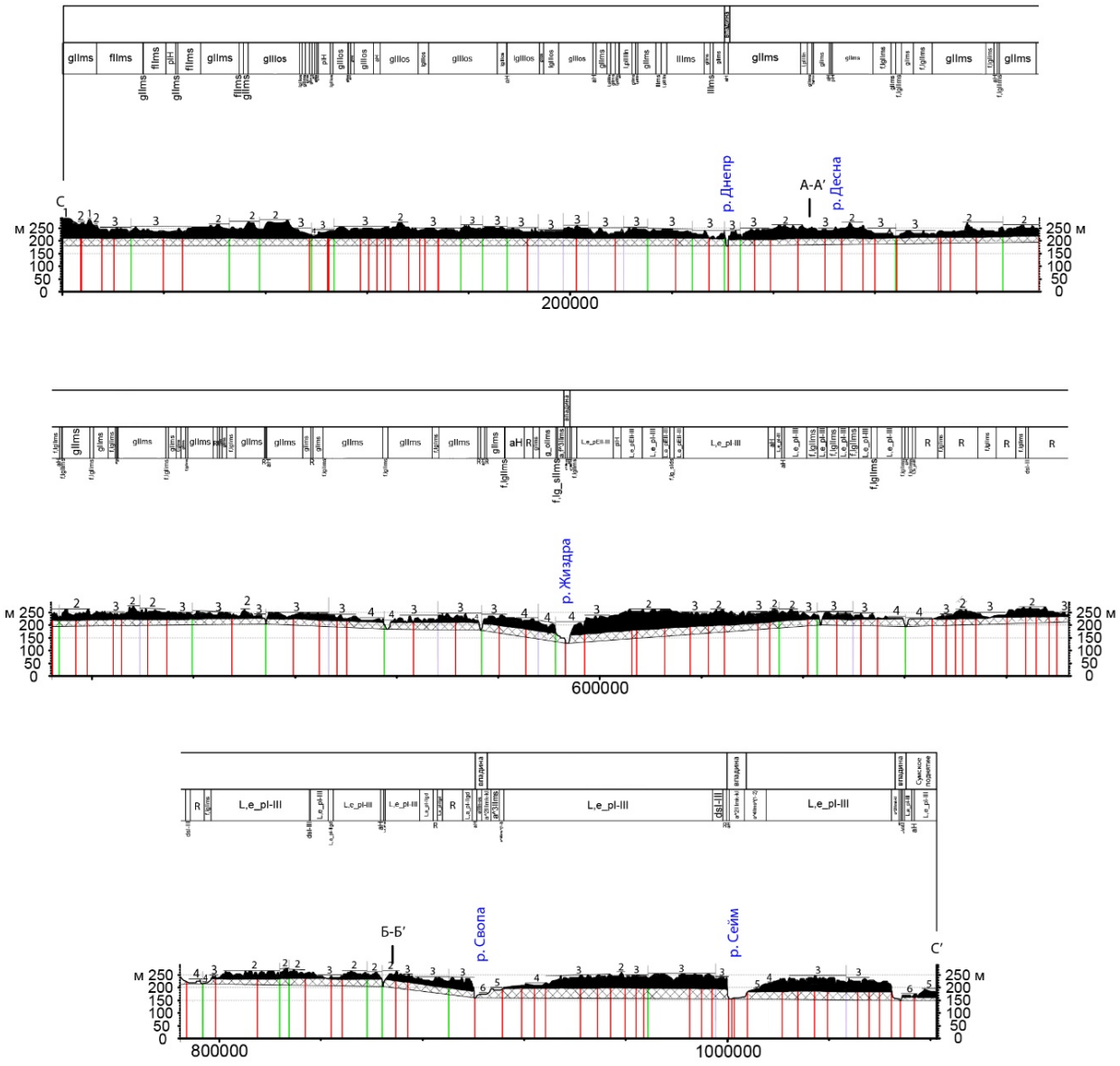


Стратиграфические подразделения:
H - голоцен;
III - верхнее звено неоплейстоцена;
os - осташковский горизонт;
ln - ленинградский горизонт;
kl - калининский горизонт;
mk - микулинский горизонт;
II - среднее звено неоплейстоцена;
ms - московский горизонт;
I - нижнее звено неоплейстоцена;
ds - донской горизонт;
il - ильинский горизонт;
E - эоплейстоцен, EII - эоплейстоцен верхний подраздел;
R -дочетвертичные отложения.

Условные обозначения:
слабые зоны;
слабые зоны, переведенные в ранг разрывных нарушений;
линия, соединяющая наиболее глубокие врезы речных долин;
поверхность выравнивания;
разрывные нарушение, выделенные только на разрезе
зона водораздельной денудации
массив, подвергшийся денудации

Генезис отложений:
a - аллювиальные отложения; a^1/a^2/a^{1+2}/a^3 - аллювиальные отложения первой (^1), второй (^2), первой и второй объединенных (^{1+2}), третьей(^3) надпойменных террас
g_o - основная морена; g - моренные отложения;
f,lg_i/f,lg_s - флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения времени наступания(i)/отступания ледника(s);
L,e_p - почвенно лессовые и делювиальные отложения;
ds - делювиально-солифлюкционные отложения.

Рис. 61. Геоморфологический профиль Б-Б'.



Стратиграфические подразделения:
H - голоцен;
III - верхнее звено неоплейстоцена;
os - осташковский горизонт;
ln - ленинградский горизонт;
kl - калининский горизонт;
mk - микулинский горизонт;
II - среднее звено неоплейстоцена;
ms - московский горизонт;
I - нижнее звено неоплейстоцена;
ds - донской горизонт;
il - ильинский горизонт;
E - эоплейстоцен, EII - эоплейстоцен верхний подраздел;
R -дочетвертичные отложения.

Условные обозначения:
- слабые зоны;
- слабые зоны, переведенные в ранг разрывных нарушений;
- линия, соединяющая наиболее глубокие врезы речных долин;
- поверхность выравнивания;
- разрывные нарушение, выделенные только на разрезе
- зона водораздельной денудации
- массив, подвергшийся денудации

Генезис отложений:
a - аллювиальные отложения; a^1/a^2/a^{1+2}/a^3,a^4 - аллювиальные отложения первой (^1), второй (^2), первой и второй объединенных (^{1+2}), третьей(^3), четвертой(^4) надпойменных террас
g_o - основная морена; g - моренные отложения;
f - флювиогляциальные отложения;
lg - ледниково-озерные отложения;
ds - делювиально-солифлюкционные отложения;
pl - болотные отложения;
l - озерные отложения;
f,lg_i/f,lg_s - флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения времени наступания(i)/отступания ледника(s);
L,e_p - почвенно лессовые и делювиальные отложения;
L,a_p - городская (gd) лессово-почвенная серия.

Рис. 62. Геоморфологический профиль С – С'.

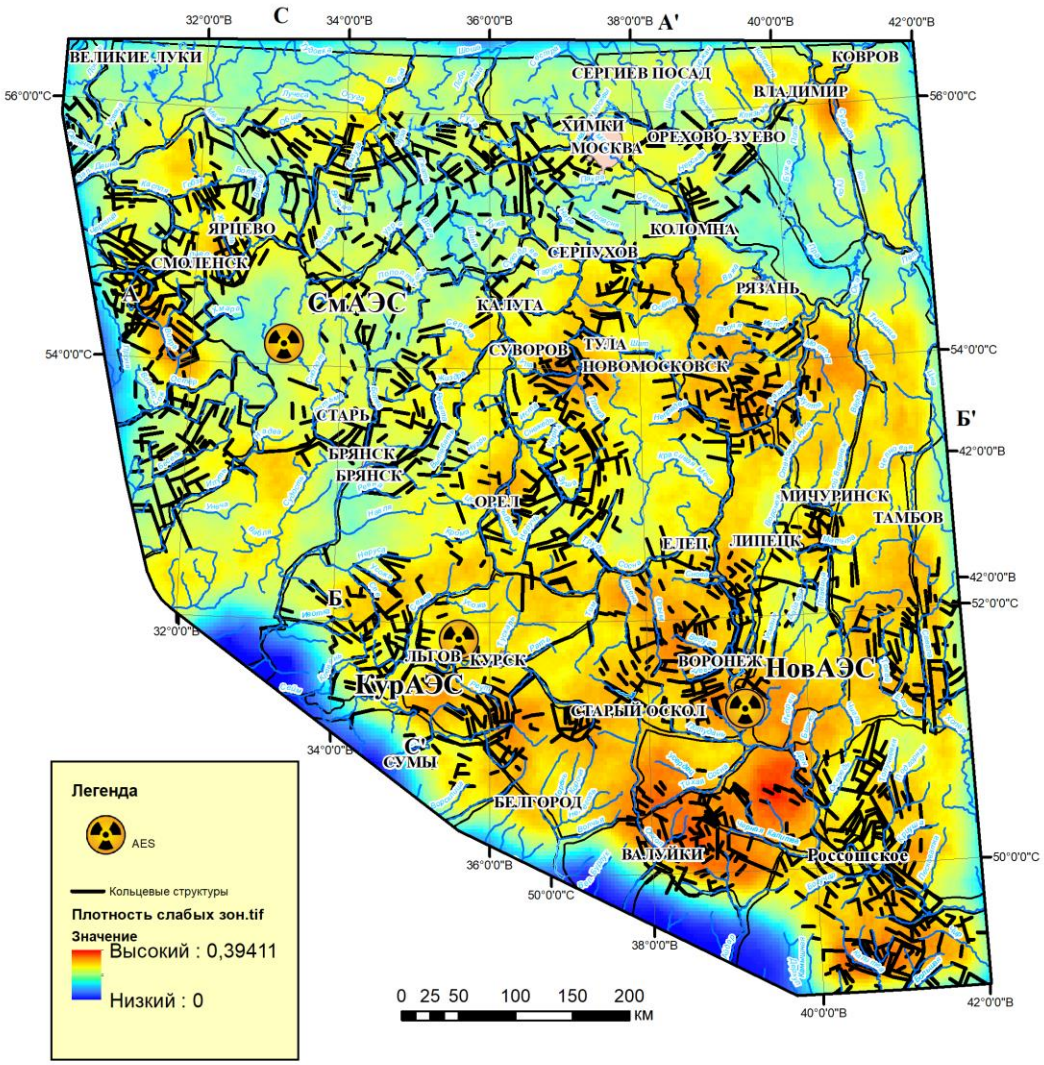


Рис. 63. Плотности слабых зон западной части Восточно-Европейской платформы.

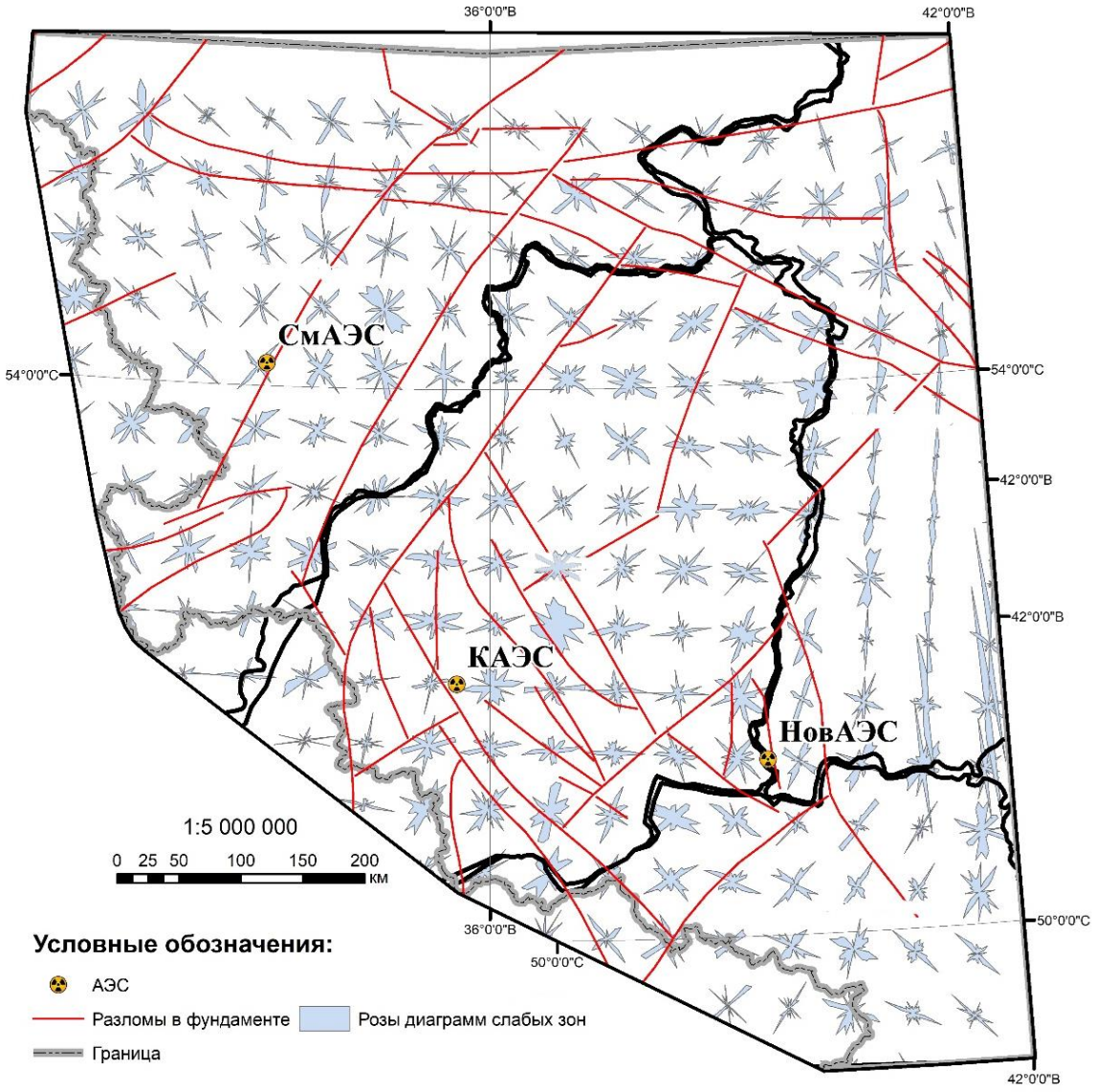


Рис. 64. Розы ориентировок слабых зон западной части Восточно-Европейской платформы.

было зафиксировано 296 землетрясений, из которых большая часть с магнитудой от 0 до 1 и только 13 из них имела магнитуду более 2.5. Глубина очагов землетрясений достигала 30 – 35 км, но, в основном, это приповерхностные землетрясения (до 10 км) с небольшой магнитудой. По построенному графику повторяемости землетрясений было выявлено, что землетрясения с магнитудой более 4 происходят раз в 49-50 лет [Сенцов, 2022]. Задокументированные сейсмические события свидетельствуют о неблагоприятной геодинамической обстановке особенно вокруг Нововоронежской станции.

На схеме проявления новейшей активности показана повышенная проницаемость земной коры по данным гелиевой съёмки (Рис. 66). Смоленская станция находится в малопроницаемой области в отличии от Курской (КАЭС) и Нововоронежской (НовАЭС). КАЭС расположена во внутриблочной слабопроницаемой зоне и приурочена к слабопроницаемому участку разрывного нарушения, что говорит о том, что здесь есть слабоактивные разрывные нарушения. Место расположения НовАЭС находится в межблочной наиболее проницаемой зоне (~22*10-4 мл/л (по гелию)), что интерпретируется, как активная разломная зона растяжения. Собранные инструментальные данные по землетрясениям и проницаемости земной коры отражают область активно развивающейся современной тектоники на прилегающих к КАЭС и НовАЭС территориях.

Смоленская АЭС находится на территории с небольшой плотностью (Рис.63) выделенных слабых зон. Доминирующие ориентировки слабых зон совпадают (Рис. 64) с простиранием Клинцовского грабена, Пачелмского авлакогена, разломов, ограничивающих Нелидовский выступ, в фундаменте, что свидетельствует об унаследовательности новейших дислокаций от структур фундамента.

По трем станциям были проведены детальные работы и отдешифрированы слабые зоны, ориентировка которых на Смоленской атомной станции (СмАЭС) на карте в масштабе 1:100 000 [Иванов, 2022] совпадает с ориентировками слабых зон, выявленным на ЦМР при дешифрировании в 1:1 000 000 масштабе. При построении геоморфологических профилей слабая зона, проходящая рядом с СмАЭС была переведена в ранг малоамплитудного вертикального разрывного нарушения. Ближайший эпицентр землетрясения с магнитудой 1,9 находится на расстоянии приблизительно 100 км от станции. В целом на структуре, как и в районе Смоленской станции, судя по значениям вертикального вреза, амплитуды вертикальных неотектонических движений небольшие (Рис. 65).

Курская атомная электростанция находится на территории с более активно-развивающейся новейшей структуры, поскольку имеет более высокую плотность слабых зон и более высокие амплитуды вертикальных неотектонических движений по сравнению с местоположением СмАЭС. Также, как и СмАЭС, Курская станция находится вблизи малоамплитудного вертикального разрывного нарушения, выявленного в результате интерпретации геоморфологического профиля. Минимальное расстояние от станции до эпицентра землетрясения с магнитудой 0,83составляет 37 км. На расстоянии 290 км от КАЭС есть очаг с магнитудой 4,4.

Новоронежская АЭС находится на сочленении 3-х новейших структур, также выявленных в работе у Ежовой [Ежова и др., 2010]. На этом месте наблюдается не только гелиевая аномалия и большое количество землетрясений, но и самые высокие значения плотностей слабых зон, близкое расположение к малоамплитудному вертикальному разрывному нарушению и разлому в фундаменте, а также высокие значения вертикальных неотектонических движений. Все три станции расположены на периферии кольцевых структур, состоящих из слабых зон (Рис. 63).

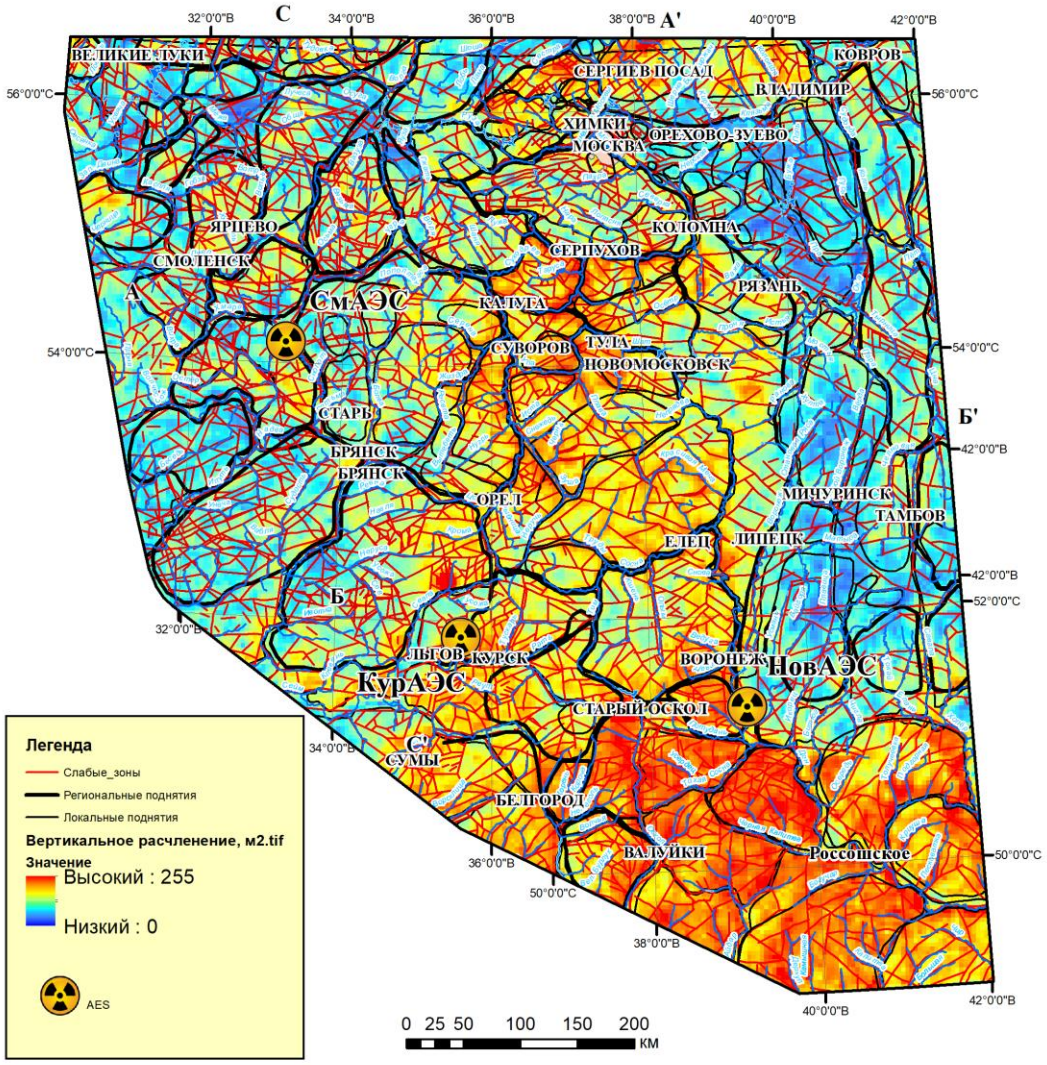


Рис. 65. Схема вертикального расчленения рельефа.

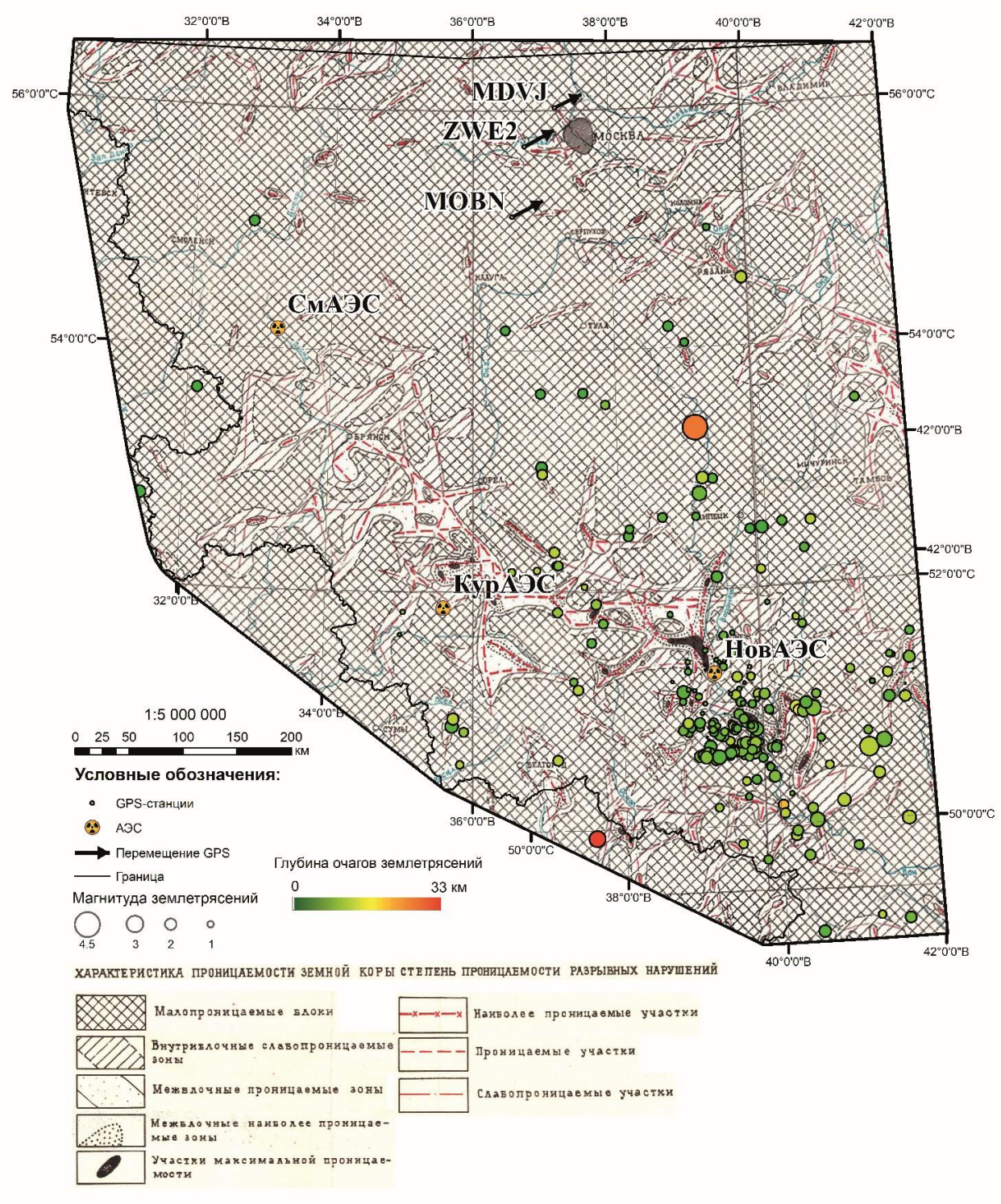


Рис. 66. Схема проявления современной тектонической активности на исследуемой территории.

НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.

Детальное изучение особенностей неотектонического строения севера Восточно-Европейской платформы или Русской плиты началось с конца 50-х годов и активно проводится по сей день. Основу современных представлений о новейшей тектонике этой территории заложили работы А.К. Афанасьева, В.И. Бабака, В.И. Башилова, А.М. Берлянта, В.А. Дедеева, А.С. Лаврова, Л.Н. Розанова, И.Н. Рыжова и многих других.

Согласно геоморфологическому районированию Русской равнины, исследуемая территория соответствует Двинско-Мезенской геоморфологической области, характеризующейся средними высотами рельефа дневной поверхности 150-170м, а максимальными - свыше 250м. Основной гипсометрический фон данной территории составляют низменности, плавно снижающиеся в сторону Чешской губы. Этому наклону следуют практически все крупные водные артерии территории - р. Онега, р. С. Двина, р. Пинега, р. Мезень, р. Кулой. Водоразделы этих рек представляют собой островные возвышенности, заключенные между долинами преобладающих северо-западных и северо-восточных ориентировок.

Коренным вопросом при изучении новейшей тектоники севера Русской плиты является проблема происхождения толщи плейстоценовых отложений и, как следствие этого, генезис рельефа изучаемой территории. Одна группа исследователей, среди которых А.С. Лавров, Ю.А. Лаврушина, Б.И. Гуслицера и др. считают деятельность многочисленных оледенений, имевших место в четвертичное время, главным рельефообразующим фактором, и, следовательно, некорректным использование метода деформаций реперных горизонтов для выявления неотектонических движений. Другая многочисленная группа исследователей, среди которых П.Н. Сафронов, А.А. Ференс-Сороцкий, И.Д. Данилов, И.Н. Рыжов и другие, отстаивают мнение о преимущественно морском и ледниково-морском происхождении верхнекайнозойских осадков. Разделяя позицию этих исследователей, нами в основу предлагаемой карты неотектоники положен рельеф исходной (к началу новейшего этапа) дочетвертичной поверхности.

Неотектонические движения проявились на территории Архангельской области, по-видимому, с олигоцена, однако поскольку в осадочном разрезе нет прямых свидетельств, характеризующих тектонический режим в это время, то судить о развитии региона можно лишь на основании косвенных признаков. Более определенно можно говорить о поздне-плейстоцен-голоценовой стадии новейшего этапа, поскольку она отразилась в распределении мощностей четвертичных отложений и в характерных особенностях рельефа региона. В качестве исходной карты, на которой нашли свое отражение суммарные деформации за неотектонический этап, нами принята генерализованная структурная поверхность кровли дочетвертичных пород. Мы считаем вслед за В.А. Дедеевым (1982), П.Н. Сафроновым (1969), И.Н. Рыжовым (1988), А.А. Ференс-Сороцким (1979) и др., что допущения, касающиеся одновысотности и одновозрастности этой поверхности не являются препятсвием для этого. Данная карта была составлена в результате компиляции различных фондовых материалов, главным образом, материалов государственной геологической съемки масштаба 1:200 000, первоначально в масштабе 1:1 000 000. Необходимость такой сводки была продиктована значительным количеством новых данных, полученных в результате бурения исследуемой территории за последние годы. Эрозионная составляющая данной поверхности была убрана с карты методом фильтрации. Мы считаем, что после снятия эрозионной составляющей, на карте рельефа поверхности дочетвертичных отложений отображены деформации исходной субгоризонтальной поверхности за позднеплейстоцен-голоценовый этап.

Основное отличие данной карты от "Карты новейшей тектоники СССР и сопредельных областей" под редакцией Н.И. Николаева (1977) на территорию Архангельской области, это значительное увеличение детальности. Если на карте Н.И. Николаева выделяются, в основном, крупные неотектонические структуры, такие как Кулойский свод, Северо-Двинский прогиб, Вашкинский свод и др., т.е. структурные элементы первого порядка с размерами более 100-150 км, то на предлагаемой карте новейшей тектоники выделяются значительно более мелкие структурные элементы второго и третьего порядка с линейными размерами до 25-30 км.

Характерной особенностью исследуемой территории является то обстоятельство, что современный рельеф определяется особенностями строения дочетвертичной поверхности. Помимо этого, отмечается хорошее соответствие новейшего структурного плана Мезенской синеклизы и строения поверхности эпикарельского фундамента, что позволяет говорить о высокой степени унаследованности развития, а также служит еще одним свидетельством тектонической природы рельефа дочетвертичной поверхности.

За основу неотектонического районирования нами взята классификация, предложенная И.Н. Рыжовым (1988) с некоторыми дополнениями и уточнениями (Рис. 67). В пределах рассматриваемого района выделяются две надпорядковые неотектонические структуры - Балтийский щит и Мезенская синеклиза. Граница между этими структурными элементами носит в определенной степени условный характер и проводится разными авторами по-разному.

Поверхность коренного рельефа изучаемого региона, отображенная на карте (Рис. 68), представляет собой сложное сочетание крупных возвышенностей, разделенных глубокими и протяженными впадинами, к которым обычно приурочены долины крупных рек, таких как Онега, Сев. Двина, Вага, Пинега, Мезень. К север-северо-востоку наблюдается общее понижение поверхности коренных пород.

Рассмотрим последовательно характер деформаций поверхности коренного рельефа для каждой из крупных неотектонических структур рассматриваемой территории (Рис. 68).

Мезенская синеклиза. Западная часть исследуемой территории - Двинско-Мезенская область - отличается широким развитием крупных сводовых поднятий, которые занимают около двух третей всей ее площади.

На юго-западе расположено Андомское поднятие. В плане оно имеет форму неправильного треугольника, ограниченного с севера-запада Онежской впадиной, с юго-запада Белозерским прогибом, а с востока Воже-Лаческим понижением. Андомский свод сравнительно небольшой по площади, но один из самых высоких в пределах Мезенской синеклизы. В центральной его части подошва четвертичных отложений поднимается до высот 200 м над уровнем моря. Наиболее крутым является его западный склон, обращенный к долине р. Волда. К востоку от Андомского расположен крупный Важский свод, состоящий из целой серии отдельных поднятий.

В его западной части расположены Няндомское, Волошкинское, Коношское и Шоношкинское поднятия, как бы окружающие кольцом глубокую замкнутую Подюгскую впадину. Перепад высот между центральными частями поднятий и днищем впадины достигает 130-150 м.

В северной части Важского свода расположено Мелосское поднятие. Оно имеет четкое северо-западное простирание, среднюю высоту порядка 150 м и отделено от Няндомской группы Моша-Пуянским понижением.

На юго-западе расположено Левобережное поднятие, слабо вытянутое в северо-западном направлении и обрамленное Важским, Северо-Двинским и Сухонским



Рис.67. Схема неотектонического районирования Северной части Русской плиты.

Условные обозначения:

- *границы неотектонических структур 1-го порядка*
- *границы неотектонических структур 2-го порядка*

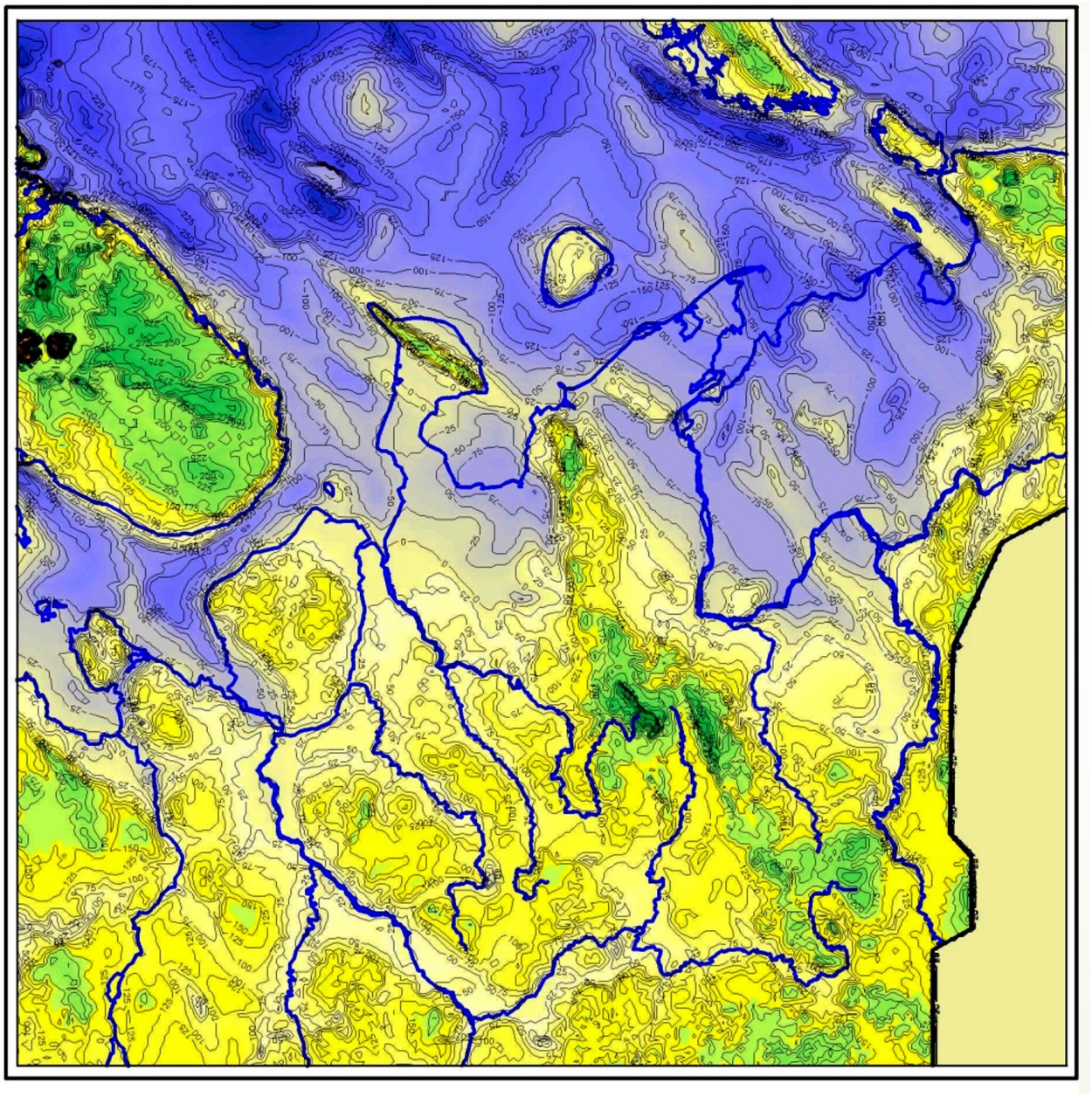


Рис.68. Карта амплитуд неотектонических движений Северной части Русской плиты (с обрамлением). Изолиниями показаны амплитуды поднятий.

прогибами. Высота поднятия достигает 150 м, а крутой северо-восточный склон позволяет предположить наличие разрывной зоны, ограничивающий Северо-Двинский прогиб.

В целом Важский свод имеет форму крупного треугольника, ограниченного с юга и северо-запада крупными прогибами - Северо-Двинским и Сухонским, а на западе он плавно сочленяется с Андомским поднятием.

Наиболее крупным в пределах Мезенской синеклизы является Вашкинское поднятие, простирающееся от Северной Двины на западе до Тиманского кряжа на востоке. В плане оно имеет форму, близкую к квадрату. Ограничения его подчинены

северо-восточным и северо-западным простираниям. С юго-запада Вашкинское поднятие круто обрывается на границе с Северо-Двинским прогибом, а на северо-востоке плавно сочленяется с высокоподнятыми структурами Средне-Тиманского блока. На юге поднятие ограничивается Вычегодским прогибом, а на севере, постепенно понижаясь, сочленяется со структурами Сафонской ступени.

Как и Важский, Вашкинский свод, состоит из целой серии более мелких поднятий. Расположение отдельных структур в пределах свода подчинено определенной закономерности. Все они в плане имеют форму, близкую к прямоугольникам, ограничения которых связано с северо-восточными и с северо-западными простираниями.

С юго-запада на северо-восток выделяются Гаврилковское, Пучкомское, Небдинское и Верхне-Мезенское поднятия. Наиболее крупным является Гаврилковское, протягивающееся вдоль Северо-Двинского прогиба. Самой возвышенной является его северная часть, где подошва четвертичных отложений поднята на высоту до 200 м. К югу поднятие слабо погружается и постепенно сужается. На юге оно осложнено Тоймо-Лохомским понижением, которое как бы отсекает от него Зеленомысское поднятие. Последнее имеет четко выраженный прямолинейный борт, обращенный к Северо-Двинскому прогибу. Пучкомское и Небдинское поднятия значительно меньше по площади, оба они имеют отчетливое северо-западное простирание и высоту порядка 125-150 м. Разделены они Олемской депрессией, а от Гаврилкинского поднятия отделены Карпогорским прогибом.

На границе со структурами Среднего Тимана расположено небольшое, изометричной формы Чануское поднятие. Кровля коренных пород в пределах его центральной части поднимается до высот 125 м. От резко поднятых Тиманских структур оно отделено Доминской замкнутой узкой впадиной север-северо-западного простирания, прогнутой в центральной части до уровня моря.

На юге Вашкинского свода выделяется еще одно Уктымское поднятие. Юго-западный его склон обращен к Вычегодскому прогибу, а западный, плавно снижаясь, переходит в Уфтюго-Вашкинское понижение. С северо-востока оно ограничено серией отдельных замкнутых впадин: Микулинской, Яренской, Верхне-Уктымской, расположенных в западной части Чубской депрессии.

Интересно отметить, что пониженные структуры в пределах Вашкинского свода отличаются четкими северо-западными и северо-восточными простираниями. Исключением является только Уфтюго-Вашкинское понижение меридионального простирания.

Своеобразное структурное положение занимают и отдельные замкнутые впадины. Они главным образом приурочены к зонам пересечения пониженных структур северо-западного и северо-восточного простираний. Наиболее крупной является Осяктинская впадина, развитая на сочленении Карпогорского прогиба северо-западного с Тоймо-Лохомским понижением северо-восточного простираний. Впадина слабо вытянута в меридиональном направлении. Наиболее прогнутой является ее южная часть, здесь кровля коренных пород понижена до 50 м ниже уровня моря.

В юго-восточной части Мезенской синеклизы выделяется Нившерская ступень. Это крупная, слабо приподнятая структура, расположенная к северу от Вычегодского прогиба. В ее пределах подошва четвертичных отложений поднимается до высот 125-150 м. В структурном отношении Нившерская ступень может рассматриваться как "переходный участок между Вычегодским прогибом и Тиманской грядой" (И.Н. Рыжов, 1988).

Все положительные структуры Мезенской синеклизы разделены линейными прогибами и понижениями. Наиболее крупным является Северо-Двинский прогиб

северо-западного простирания. Он как бы делит Мезенскую синеклизу по диагонали и является пограничной структурой между Вашкинским и Важским сводами. Северо-Двинский прогиб имеет четкое асимметричное строение с крутым северо-восточным и пологим юго-западным бортами. В строении его намечаются участки резкого расширения с формированием отдельных локальных впадин, где подошва четвертичных пород понижается до уровня моря, и суженные участки, для которых характерно незначительное воздымание кровли коренных пород. Так, в районе пос. Березняк, ниже устья р. Вага, Северо-Двинский прогиб сужается за счет развития поднятых структур Мелосского поднятия. Вверх по течению р. Сев.Двина наблюдается значительное расширение прогиба в месте его сочленения с Важским прогибом северо-восточного простирания. В районе слияния двух прогибов формируется крупная замкнутая Нижневажская впадина. На участке от пос. Вознесенское до г. Котлас Северо-Двинский прогиб отличается четко выраженными крутыми прямолинейными бортами, что позволяет говорить об их тектонической природе. Здесь намечается два небольших участка, в пределах которых наблюдаются слабые поднятия кровли коренных пород (20-40 м). Вероятно, с ними связано изменение течения р. Сев. Двина. Поднятие в районе пос. Чашевица, возможно, влияет на миграцию русла реки к правому борту, а поднятие напротив пос. Красноборск прижимает русло реки к левому.

В районе г. Котлас Северо-Двинский прогиб замыкается в юго-восточном направлении, сливаясь с Вычегодским и Сухонским прогибами. На участке сочленения прогибов формируется замкнутая Нижневычегодская и локальная, небольшая по площади, но весьма глубокая Виледская (глубина до 50м ниже уровня моря) впадины.

К востоку от Северо-Двинского прогиба расположены три параллельных ему, но значительно меньшие по масштабу Карпогорский, Олемский и Койнасский прогибы. Наиболее крупный из них - Карпогорский - отличается наличием участков сужений и локальных впадин (Сульцкая).

В западной части Мезенской синеклизы развит Воже-Лачинский прогиб, характеризующийся сочетанием отдельных локальных впадин, разделенных невысокими перемычками, и крупная Важская, линейно вытянутая впадина северо-восточного простирания.

Северная часть Мезенской синеклизы отличается значительным понижением кровли коренных пород. Здесь, в пределах структур Сафонской ступени Оминской и Чешской впадин, подошва четвертичных отложений оказалась значительно прогнутой и опущенной до отметок 75 и более метров ниже уровня моря. На фоне общего погружения развиты отдельные локальные прогибы и небольшие поднятия. Из прогибов следует отметить небольшой, широтного простирания Пезинский. А из локальных поднятий – Лешуконское изометричной конфигурации. Вероятно, с его развитием связано коленообразное изменение направление течения р. Мезень. Река резко поворачивает на восток, а затем плавной дугой обтекает Лешуконское поднятие.

Тиманская гряда. Тиманская гряда - самая крупная положительная структурная единица исследуемой территории. Она является пограничным элементом двух крупнейших синеклиз Европейского севера – Мезенской и Печорской.

Тиманская гряда состоит из нескольких обособленных поднятий, вытянутых в север-северо-западном направлении, часто кулисообразно подставляющих друг друга. Особенно четко последнее проявляется в пределах Среднего Тимана.

Крайнее северо-западное положение занимает поднятие п-ва Канин, резко выделяющееся над окружающей его низменной (-25 -50 м) равниной. Канинское поднятие протягивается в северо-западном направлении. Оно ограничено крутыми, вероятно, тектонического происхождения, параллельно расположенными бортами.

Кровля коренных пород в пределах поднятия расположена на высотах порядка 200-220 м.

Северо-Тиманское поднятие субмеридионального простирания расположено в приморской части гряды. Оно состоит из серии мелких структур. Наиболее крупная из них – Яайцынское поднятие, расположенное на севере. В пределах последнего поверхность коренных пород поднимается до высоты 250 м над уровнем моря. На юге Сульским понижением оно отделено от Тобышевского свода. Тобышевский свод север-северо-западного простирания характеризуется крутым восточным склоном, обращенным к структурам Печорской синеклизы. В южной части Северо-Тиманского поднятия выделяется крупное Блудинское понижение, а в юго-западном секторе расположено небольшое по площади Кузнечихинское поднятие.

По всему западному борту Северо-Тиманского поднятия наблюдается значительный перепад высот от поднятых Тиманских структур к глубоко прогнутым участкам Оминской впадины. Прямолинейность и крутизна данной границы говорят о ее тектонической природе. Поднятые структуры Северного и Среднего Тимана разделяются Цильминской седловиной широтного простирания. Эта структура переходного характера. Она приподнята относительно смежных прогибов Мезенской и Печорской синеклиз, но является опущенной по отношению к новейшим положительным структурам Тиманской гряды. К югу от Цильменской седловины расположен крупный, высоко поднятый Средне-Южно-Тиманский блок. Он является наиболее возвышенной структурой в пределах исследуемого региона.

Средне-Южно-Тиманский блок образует центральное звено Тиманской гряды и состоит из целой серии кулисообразно подставляющих друг друга поднятий, вытянутых, главным образом, в северо-западном направлении. Центральное место в пределах этого крупного блока занимает Четласское (Средний Тиман) и Вымское (Южный Тиман) поднятия, разделенные Верхневымской меридионального простирания линейно-вытянутой впадиной. По этой отрицательной структуре условно проводится и граница Средне- и Южно-Тиманских блоков. Собственно, граница "представляет собой не линию, а скорее зону, осью которой служит разлом в верхнем течении р. Вымь" (И.Н. Рыжов, 1988).

Четласское поднятие. В его пределах кровля коренных пород поднимается до высот 400 м и более выше уровня моря. Здесь на поверхность выступает складчато-метаморфический допалеозойский фундамент. Аналогичные выступы фундамента известны в осевых частях Вымского поднятия и более мелких высоко поднятых структур. Резкий крутой уступ вдоль северо-восточного борта Четласского поднятия (перепад высот более 100 м) указывает на его тектоническую природу. К западу поднятие постепенно снижается и, наконец, обрывается к структурам Криво-Мезенской впадины.

С юга Четласское поднятие Пывским понижением отделено от Елвинского, поднятия меридионального простирания, расположенного в междуречье рек Вымь и Елва. Западный крутой склон поднятия обращен к Елвинской впадине (перепад высот от поднятия к центральным частям впадины более 100 м).

На западе Среднего Тимана расположено крупное, слабо вытянутое в северо-западном направлении, Верхне-Мезенское поднятие. От Четласского оно отделено узкой, вытянутой Криво-Мезенской впадиной, а от Елвинского – Елвинской впадиной субширотного простирания. Кровля коренных пород в пределах Верхне-Мезенского поднятия достигает высот порядка 200 м. Западный борт его плавно понижается и сочленяется на юге с Косланским понижением, а на севере плавно сливается с приподнятыми структурами Мезенской синеклизы.

В северной части Южного Тимана расположено крупное Вымское поднятие северо-западного простирания. Подошва четвертичных пород в его осевых частях поднята до высот 300-350 м. Поднятие резко обрывается на запад в сторону Верхне-Вымской впадины.

Южный фрагмент Южного Тимана представляет собой сложно построенное поднятие, состоящее из серии отдельных, высоко поднятых блоков (высота кровли коренных пород колеблется от 170 до 250 м в центральных частях поднятий). Здесь можно выделить несколько локальных поднятий, разделенных узкими, линейно вытянутыми, высоко приподнятыми впадинами.

Наиболее крупной структурой Южного Тимана является Омаро-Сойвинский свод. Восточный его борт круто обрывается на границе с Троицко-Печорской впадиной Печорской синеклизы. С запада Вольским понижением свод отделен от Очьпармского поднятия, а с юга и севера, постепенно понижаясь, он ограничен структурами Ижменской и Северо-Мылвинской впадин.

Вдоль границы Южного Тимана со структурами Мезенской синеклизы (Нившерская ступень) и Вычегодского прогиба расположено Очьпармское на севере и Жежимпармское на юге поднятия. Для первого характерно четко выраженное северо-западное простирание, а внутреннее строение его представлено серией локальных кулисообразных поднятий с высотами порядка 250 м. На юге это поднятие отделяется от Жажимпармского высоко поднятой Одьюской седловиной, которая отличается асимметричным строением и расположена на стыке структур Южного Тимана, Мезенской синеклизы и Вычегодского прогиба. Подобное пограничное расположение данного поднятия, вероятно, обуславливает его строение. Наиболее возвышенная (до 250 м) его часть расположена на границе с Вычегодским прогибом, к которому оно резко обрывается. Запад-северо-западное простирание поднятия в южной, приподнятой части, к северу меняется на северо-западное. С востока поднятие ограничено Тимшерской впадиной. Еще одно, небольшое по площади Лопьюское поднятие характеризуется изометричной формой и расположено на юго-восточном участке Южного Тимана.

Самым Южным фрагментом Тиманской гряды является сложно построенное Полюдово поднятие. Поскольку на территорию исследуемого региона попадает только его северная часть, подробно говорить о его внутреннем строении не представляется возможным. От Южно-Тиманского Полюдово поднятие отделено Мылвинской седловиной широтного простирания. Она, как и Цильминская, является опущенной по отношению к поднятиям Тиманской гряды, однако относительно приподнятой над структурами Вычегодского прогиба и Печорской синеклизы.

Балтийский щит. Северо-западная часть исследуемого региона может быть отнесена к пограничным структурам Балтийского щита В пределах данной территории выделяются три крупных поднятых блока – Ветренного пояса, Онежский и Кулойский, разделенные глубокими прогибами.

Блок Ветренного пояса только частично заходит на исследуемую нами территорию, поэтому говорить о характере его строения трудно. Следует отметить, что он является наиболее приподнятой структурой (200-250 м). Характеризуется четко выраженной асимметрией, с крутым северо-восточным, обращенным к Усть-Онежской впадине, и пологим южным склонами.

Онежский блок протягивается в северо-западном направлении, занимая площадь Онежского п-ва и междуречья Онеги и Сев. Двины. С запада он ограничен структурами Усть-Онежской впадины, а с востока – Усть-Двинским прогибом. Состоит блок из трех крупных куполовидных поднятий, разделенных линейными впадинами северо-восточного простирания.

На севере Онежского п-ва расположено Северо-Онежское поднятие, состоящее из нескольких мелких локальных поднятий, в пределах которых кровля коренных пород поднята до высот 100-150 м. Эти структуры расположены по периферии полуострова и обрамляют Быковскую внутреннюю впадину. На юго-востоке Северо-Онежское поднятие круто обрывается к глубоко прогнутой Унской впадине. Большая крутизна склонов говорит о тектонической природе этой линейно вытянутой депрессии.

Центрально-Онежское поднятие имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении. Наиболее поднятая его часть несколько смещена к югу, а высота ее достигает 150 м.

На юге выделяется Обозерско-Емцкое поднятие округлой формы. В отличие от Онежских, оно характеризуется резко выраженной асимметрией. Максимальные поднятия кровли коренных пород (до 150 м) наблюдаются в его западной части, на границе с Онежской впадиной. В центральной и восточной частях поднятия развита плоская платообразная ступень (высота 100 м), полого снижающаяся к Северо-Двинской впадине. От Центрально-Онежского поднятия оно отделено Кодинским понижением, а от Мелосского поднятия Важского свода – Савинским понижением.

Кулойское поднятие занимает большую часть Беломоро-Кулойского плато. Оно имеет изометричную форму и представляет собой крупный свод с несколько прогнутой центральной частью. Поверхность коренных пород в пределах свода оказывается поднятой на высоту до 120-150м над уровнем моря. Ограничения свода почти повсеместно имеют тектоническую природу, на что указывают его крутые склоны.

Поднятые блоки Балтийского щита разделены глубокими Усть-Онежским и Усть-Двинским прогибами. Оба они характеризуются интенсивным прогибанием. Кровля коренных пород в их пределах опускается до 50 м ниже уровня моря. Оба прогиба продолжаются к северо-западу. На их продолжении формируются Онежская и Двинская губы Белого моря.

Юго-восточная граница структур Балтийского щита условно протягивается от р. Кулой на востоке по Кулойско-Пинежскому прогибу, Савинскому понижению к Онежской впадине на западе.

Отдешифрированные на космических снимках линеаменты нередко совпадают с разломами древних структурных комплексов, вплоть до фундамента. Преобладают северо-западные и северо-восточные простирания. Хуже выражены субмеридиональные и субширотные направления (Рис. 69).

Подводя общие итоги анализа поверхности коренных пород исследуемого региона, можно сделать следующие выводы:

1. Характер деформации поверхности коренных пород позволяет достаточно уверенно выделить и оконтурить наиболее крупные тектонические структуры исследуемой территории – Мезенскую синеклизу, Тиманскую гряду и восточное окончание Балтийского щита.

2. Для Мезенской синеклизы характерно островное положение крупных поднятий. Прогибы образуют непрерывную систему, в которой однозначно выделить то или иное звено не представляется возможным.

3. Для Мезенской синеклизы и Тиманской гряды конфигурация отдельных поднятий и прогибов, как правило, подчинена северо-западным и северо-восточным направлениям. Они часто имеют угловатые, линейно вытянутые очертания. Для структур Балтийского щита характерно развитие сводово-купольных поднятий изометричной формы.

4. Преобладающими простираниями крупных структурных форм Мезенской синеклизы являются северо-западные, для Тиманских структур - север-северо-западные

и северо-западные. Мелкие локальные структуры на всей исследуемой территории часто оказываются подчинены ортогональным направлениям.

5. Формирование мелких локальных впадин в пределах крупных пониженных структур связано с узлами пересечения или слияний крупных прогибов различного простирания, преимущественно северо-западного и северо-восточного, или с участками резкого изменения простираний единого прогиба.

Таким образом, основной особенностью неотектонического строения рассматриваемой территории можно считать относительно правильное "ритмичное" чередование положительных и отрицательных структур, а также наложение двух основных диагональных структурных направлений, определяющих простирания большинства структурных форм первого порядка.

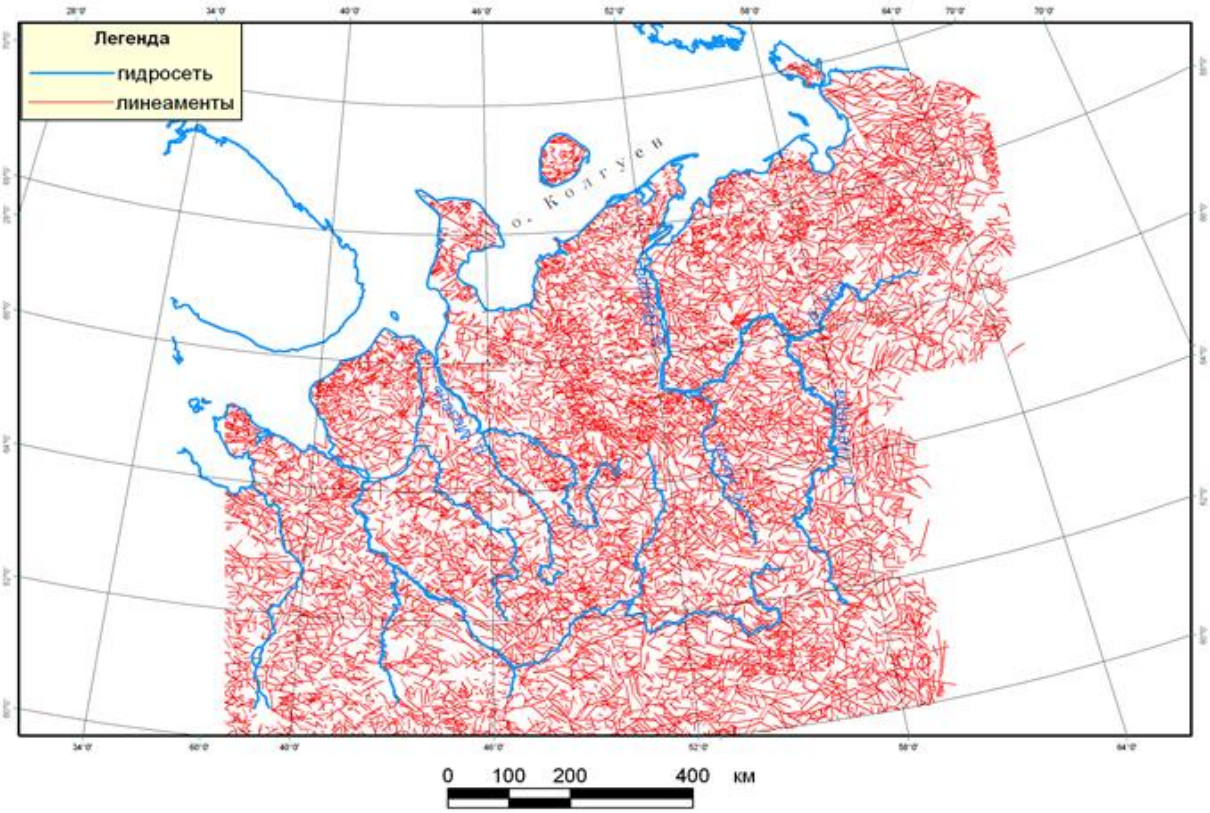


Рис. 69. Схемы дешифрирования космических снимков LANDSAT северной территории Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты.

3D КОМПЬЮТЕРНЫЕ МОДЕЛИ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящее время создание трехмерных геологических моделей является необходимым элементом при проектировании, анализе и регулировании разработки нефтяных и газовых месторождений, подсчета запасов и составления проектных технологических документов. Однако, создание трехмерных геологических моделей может служить и для решения геодинамических задач: выделение областей наиболее вероятного формирования новых трещин, определение их доминирующего простирания, выявление областей интенсивных вертикальных движений при заданном напряженном состоянии, а также применяться в четвертичной геологии для понимания и визуализации сложных взаимоотношений четвертичных отложений друг с другом.

Построение трехмерной модели позволяет соединить всю имеющуюся информацию об объекте/территории исследования в одном программном пакете и визуализировать её. Таким образом, собранные разномасштабные данные в трехмерной модели можно одновременно обрабатывать, сопоставлять и анализировать с большей достоверностью и точностью.

3D модели новейшей геодинамики могут создаваться в разных масштабах от региональных до локальных в зависимости от поставленной задачи. При этом меняется комплекс параметров, который включается в рассмотрение. В данной работе рассмотрены три разномасштабные модели: наиболее обзорная модель на всю территорию центральной части Восточно-Европейской платформы; на Клинско-Дмитровскую гряду; и район Чашниковской впадины, расположенной в пределах Клинско-Дмитровской гряды или Московско-Дмитровского новейшего поднятия.

В представленной модели на всю территорию центральной части Восточно-Европейской платформы в масштабе 1:1 000000 анализируются: рельеф дневной поверхности); слабые зоны; новейшие поднятия и впадины; структурная карта фундамента; разрывные нарушения, выявленные в пределах фундамента; карта теплового потока; маломагнитудные землетрясения, которые были зафиксированы местной сейсмической сетью (Рис.70).

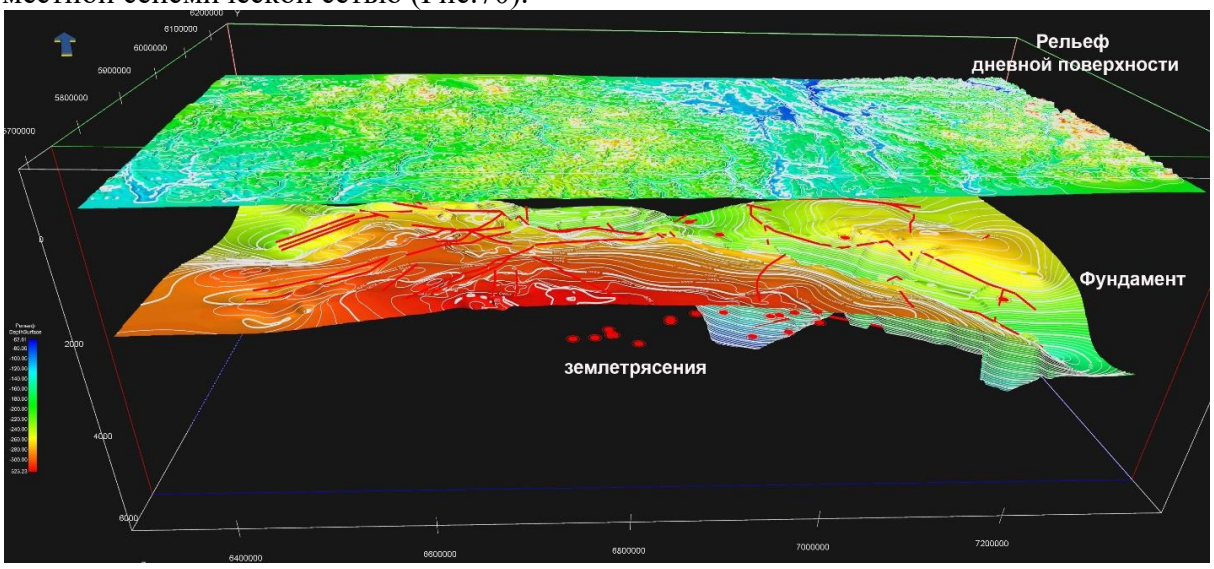


Рис. 70. Общий вид 3D модели центральной части Восточно-Европейской платформы

С помощью 3D моделирования было выявлены области возможных очагов землетрясений (ВОЗ), оконтурены участки появления малоамплитудных дислокаций в чехле платформы, показаны величины и ориентировки напряженного состояния данной области, рассчитаны значения величины изгиба структурной поверхности фундамента и рельефа дневной поверхности.

Отметим, что структура фундамента и рельеф дневной поверхности имеют прямую корреляцию (К=0,26), что свидетельствует о непосредственном геодинамическом воздействии фундамента на структуру чехла платформы. Благодаря рассчитанному новейшему полю напряжения данной территории были выявлены участки, находящиеся в условиях близких к механическому разрушению, а, следовательно, являющиеся сейсмоопасными. Такие участки и ориентировки потенциальных плоскостей смещений показаны на *Рис.* .

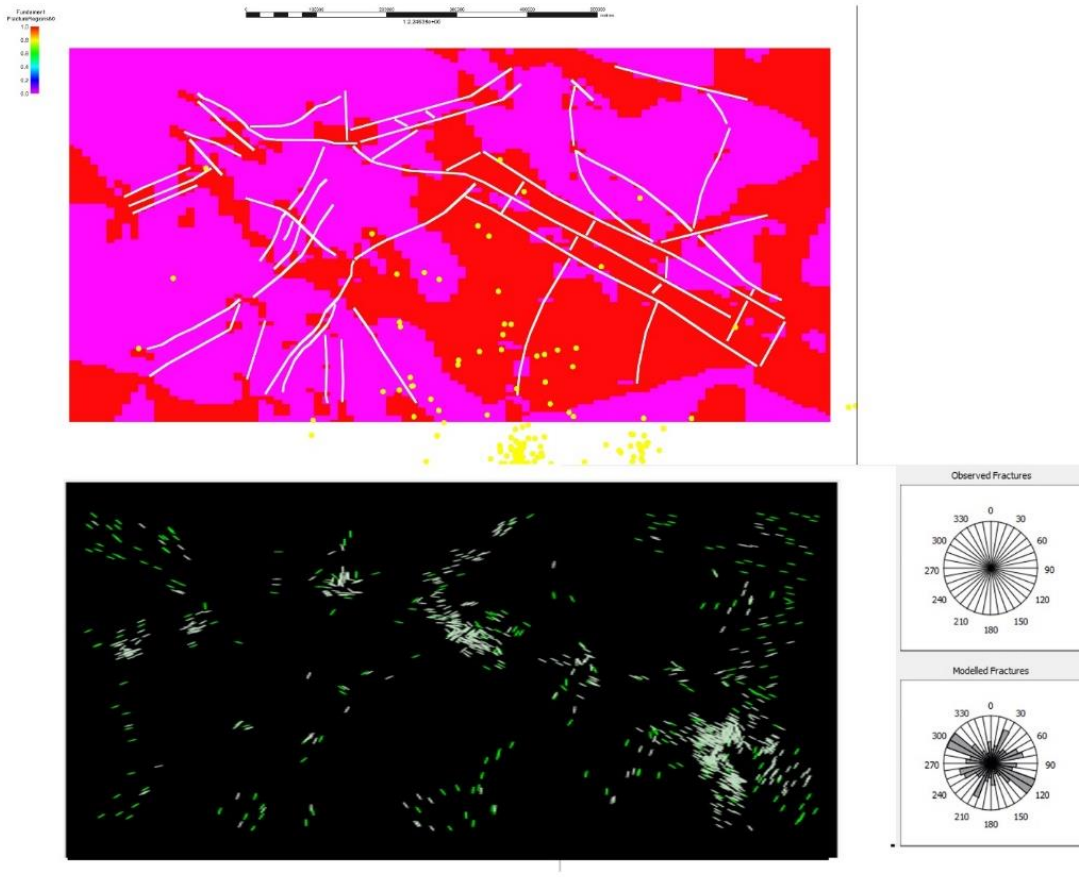


Рис. 71. Карты зон ВОЗ, рассчитанные для фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы с помощью геодинамической модели. Красным цветом показаны участки, испытывающие максимальное напряжение (желтые точки зафиксированные землетрясения); *на нижней схеме показаны возможные плоскости сместителей прогнозируемых землетрясений*

Региональная геодинамическая модель охватывает небольшую южную часть Клинско-Дмитровской гряды (Рис.72). Пространство между Льяловским и Алабушевским поднятиями занимает Чашниковская впадина. Исходными данными для этой модели являлись: рельеф дневной поверхности; схема подошвы четвертичных отложений; результаты структурно-геоморфологического анализа в виде контуров локальных поднятий и слабых зон.

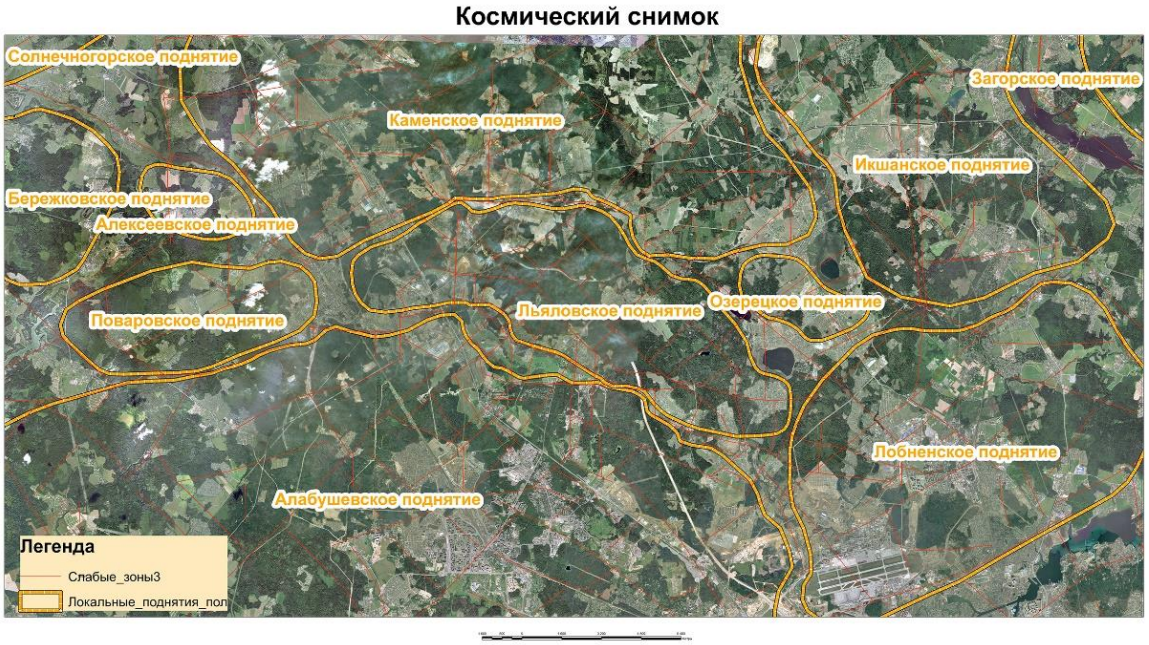


Рис. 72. Космический снимок с результатами структурно-геоморфологического анализа на территорию южной части Клинско-Дмитровской гряды

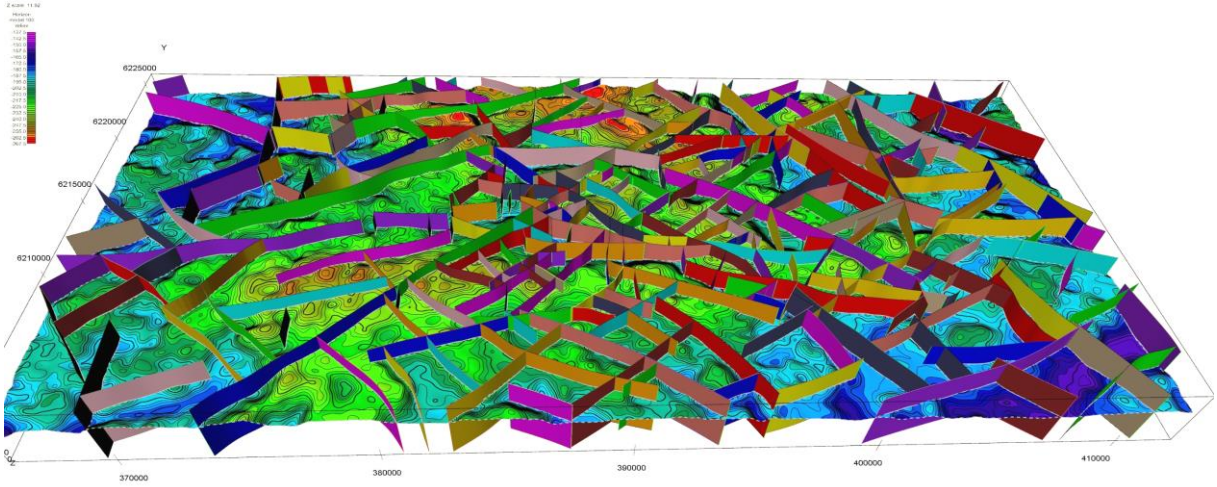


Рис.73. Характер раздробленности малоамплитудными разрывными нарушениями территории Клинско-Дмитровской гряды

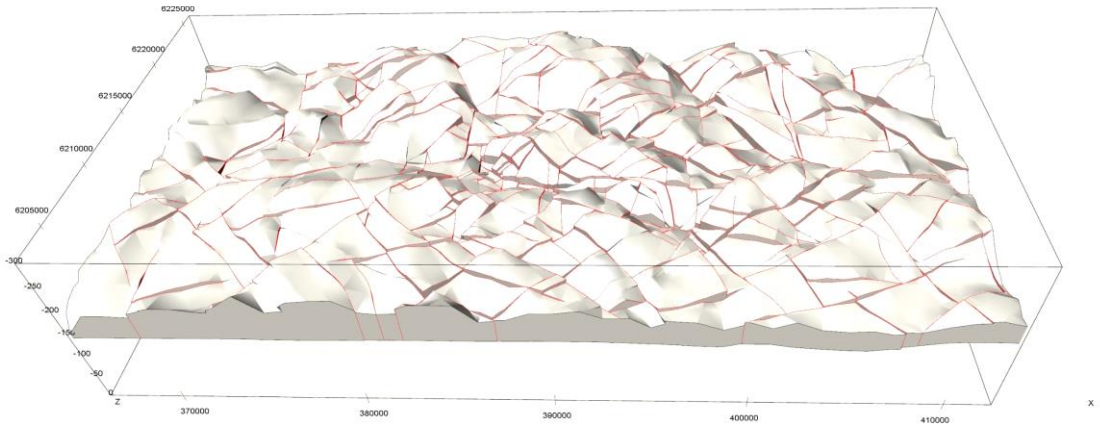


Рис.74. 3D блоковая модель территории Клинско-Дмитровской гряды

Построенная модель охватывает площадь чуть больше1096км^2, с размером элементарной ячейки 100х100 метров. При построении данной модели использовался алгоритм, позволяющий оценивать величины амплитуд смещений по предполагаемым разрывным нарушениям (слабым зонам). В данной модели полагалось, что величина сглаживания уступа разлома на дневной поверхности составляла 25 метров, а плоскости сместителей были вертикальными. В этом случае удалось построить сеть предполагаемых малоамплитудных разрывных нарушений, имеющих среднюю величину смещения около менее 2 метров (

Рис.).

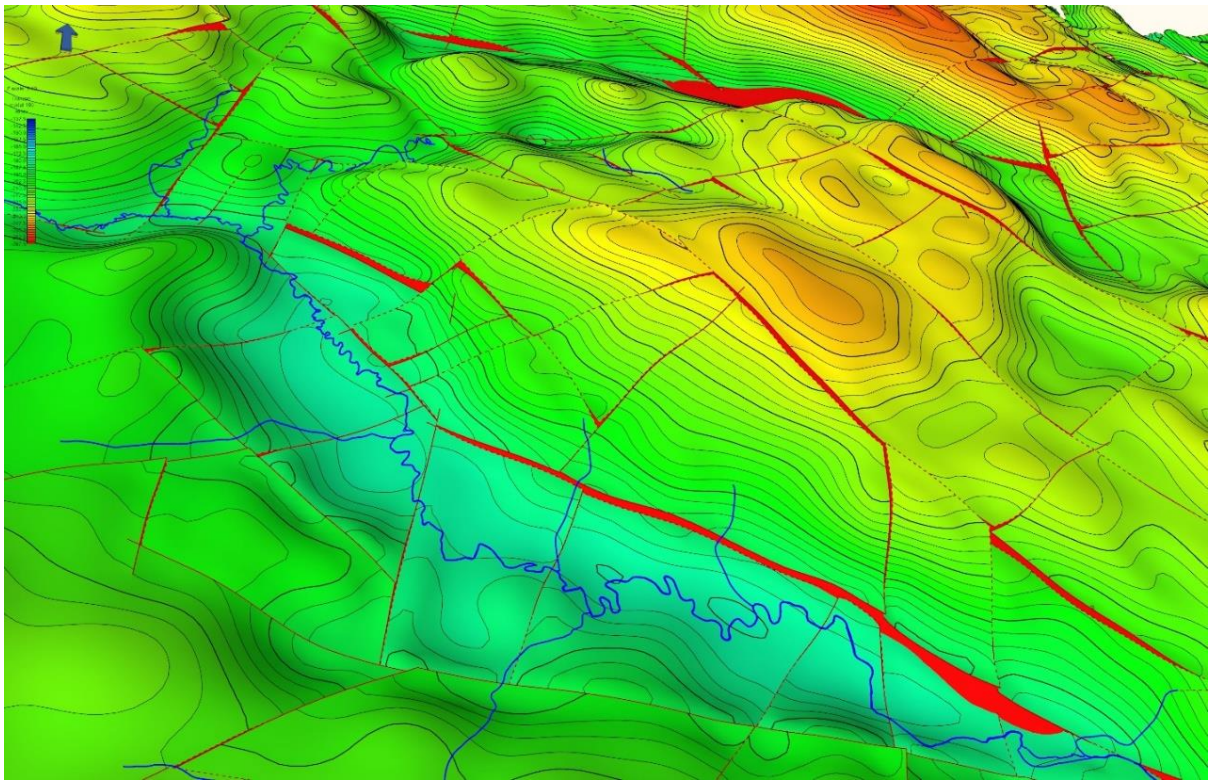


Рис. 73. Рассчитанные смещения дневной поверхности предполагаемыми разрывными нарушениями, выявленными с помощью структурно-геоморфологического анализа для территории Чашниковской впадины

Нижняя граница рассматриваемой модели построена по поверхности подошвы четвертичных отложений. Важно отметить, что данная поверхность коррелируется с рельефом (К=0.66). Следовательно, мы в праве считать, что поверхность коренных пород определяет современный рельеф и разрывные нарушения, которые были выявлены структурно-геоморфологическими методами, должны «зарождаться» в коренных отложениях (*Рис. 74*).

Представленная карта позволяет оценить раздробленность коренных пород малоамплитудными разрывными нарушениями. Данный параметр имеет важное практическое значение, поскольку определяет проницаемость геологической среды. В пределах Чашниковской впадины проницаемость наиболее нарушенных участков, установленных 3D моделированием, подтверждена эманациями водорода и радона.

На локальном уровне построена геологическая модель, охватывающая территорию Чашниковской впадины (*Рис. 75*). Целью являлось изучение распространения

четвертичных отложений на территории исследования, причем большое внимание было уделено их структурным взаимоотношениям.

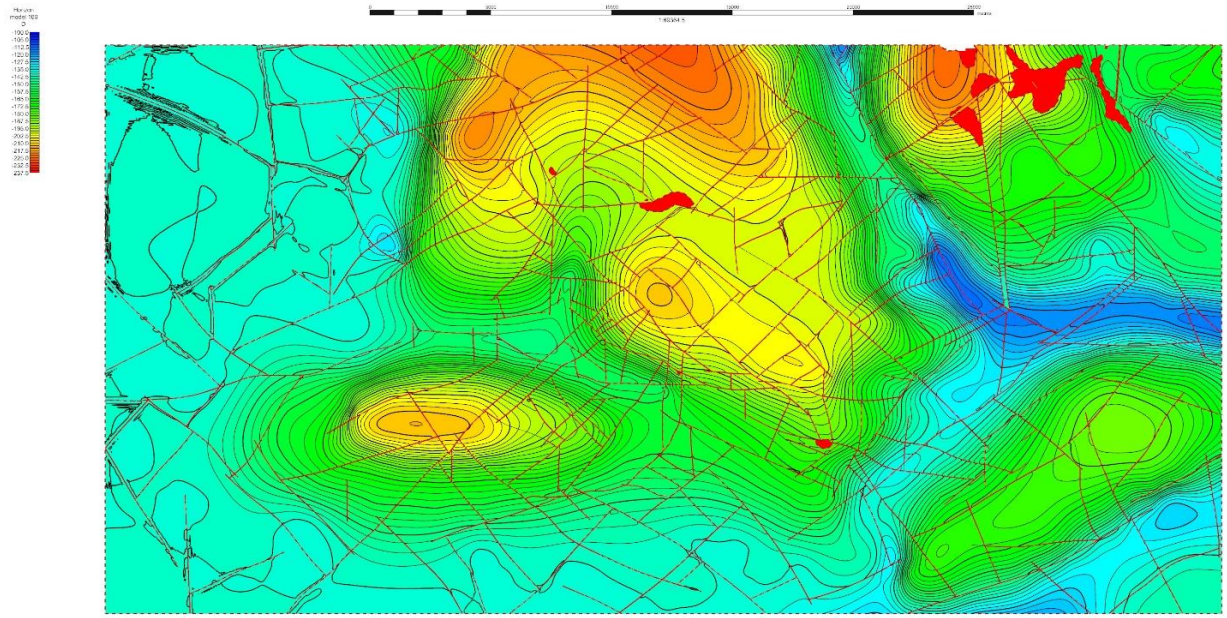


Рис. 74. Структурная поверхность кровли коренных пород, осложненная разрывными нарушениями

В качестве исходных данных использовались цифровая модель рельефа, данные скважин, пробуренных в районе исследования, колодцев и канав, результаты полевых наблюдений, выявленные на территории Чашниковской впадины в результате структурно-геоморфологического анализа слабые зоны. Построенная модель охватывает площадь около 62 км^2, размер элементарной ячейки 50х50 метров. При построении данной модели была проведена межскважинная корреляция. В результате моделирования были построены модели водораздельной дневной поверхности (Рис. 76) и модель подошвы четвертичных отложений (Рис.77). График корреляции между этими структурами позволил сделать вывод о высокой степени унаследованности дневной поверхности от структуры подошвы четвертичных отложений. Коэффициент корреляции составил K=0,59.

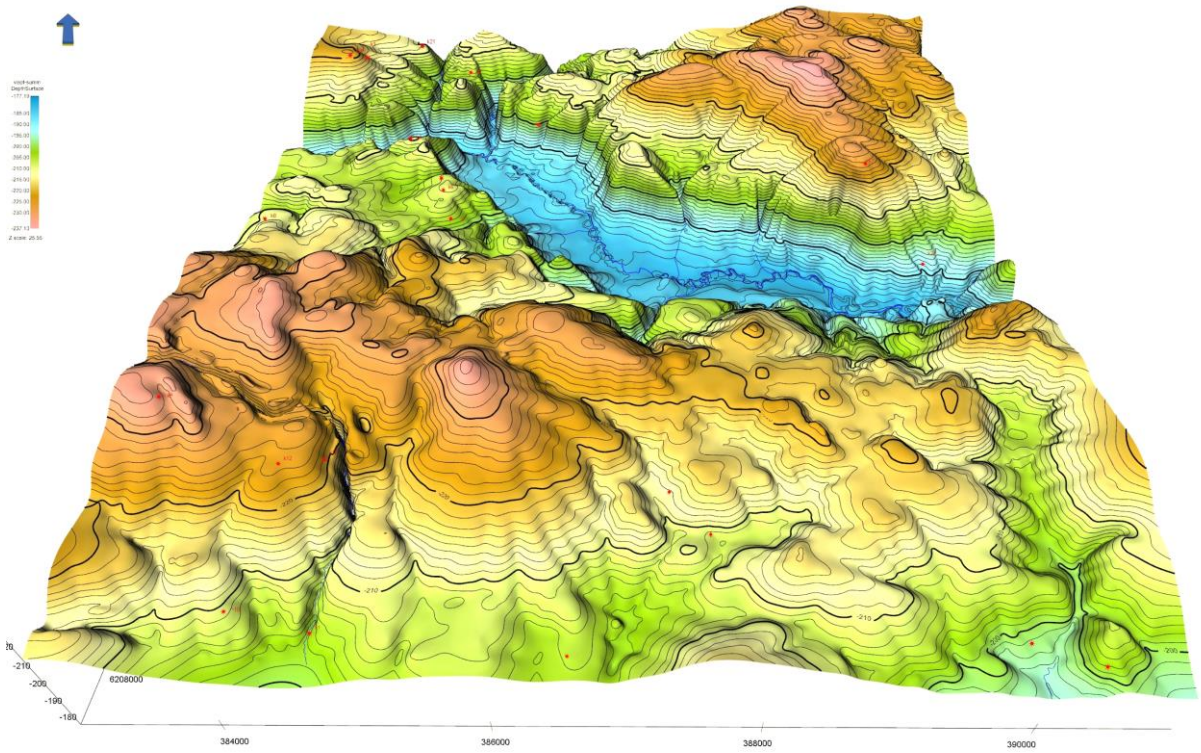


Рис. 75. Общий вид 3D модели района Чашниковской впадины

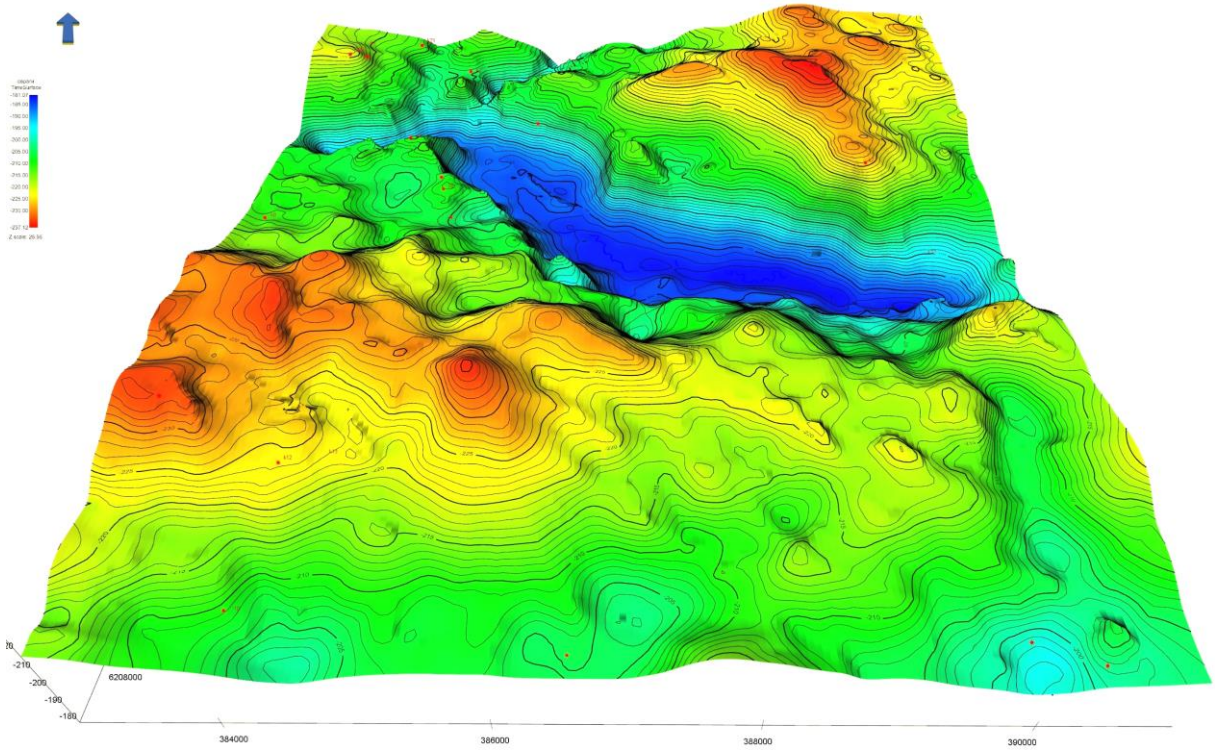


Рис.76. Рельеф дневной поверхности Чашниковской впадины без оврагов

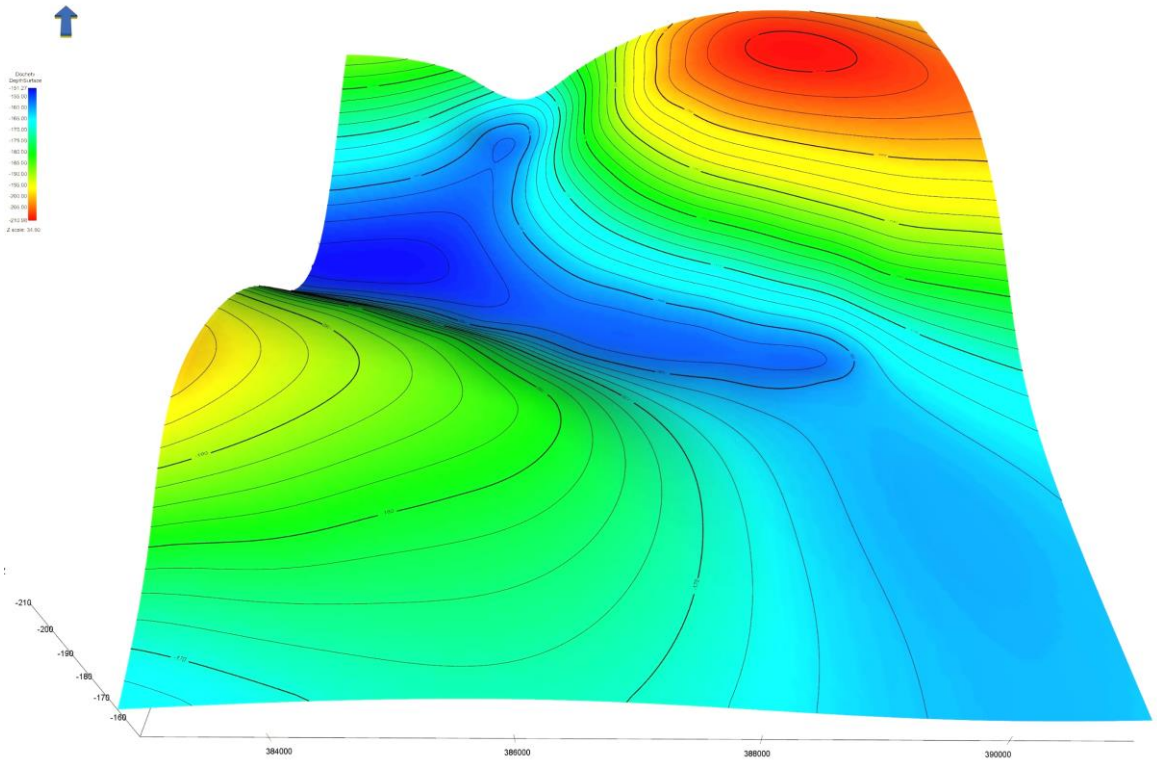


Рис.77. Структурная схема подошвы четвертичных отложений Чашниковской впадины

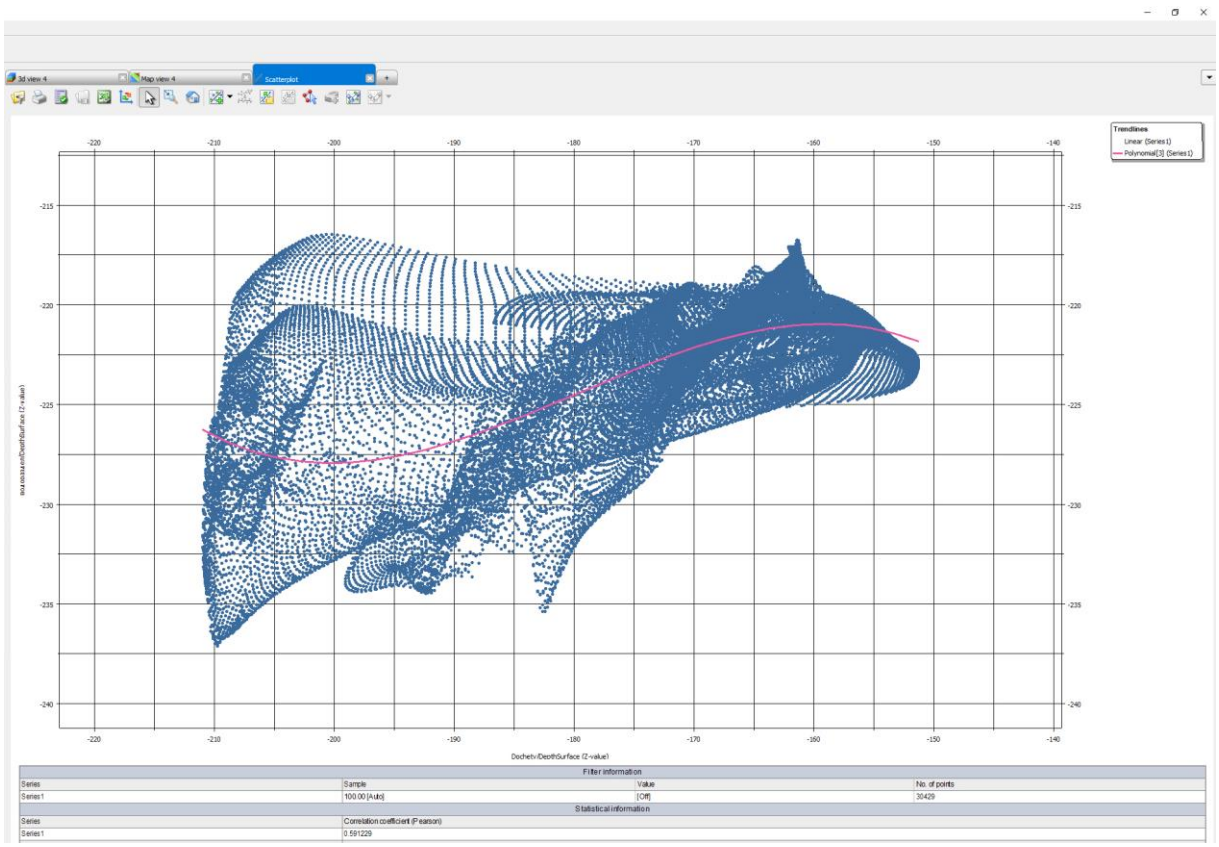


Рис. 78. График корреляции между дневной поверхностью рельефа и подошвой четвертиных отложений. Коэффициент корреляции составил K=0,59

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новейший структурный план древней Восточно-Европейской платформы, формирующийся на крупных, различных в историко-геологическом отношении, структурных элементах: синеклизах (Московская, Прикаспийская), антеклизах (Воронежская, Волго-Уральская), щитах (Украинский, Балтийский), отличается в разных регионах и подчеркивается особенностями современного рельефа. В геоморфологическом отношении Восточно-Европейская платформа соответствует Русской равнине с прямыми, обращенными, и частично унаследованными морфоструктурами, что позволило предшественникам выделить в ее пределах краевую зону с преобладанием прямых морфоструктур и внутреннюю зону, где господствуют обращенные морфоструктуры (Равнины Европейской части СССР, 1974).

Согласно нашим исследованиям новейшая структура Восточно-Европейской платформы представляет собой сочетание поднятий и впадин разного ранга, нарушенных малоамплитудными разрывами и слабыми зонами (линеаментами), создающими в рельефе сводово-блоковый стиль дислокаций. Поднятия преобладают, что свидетельствует о вовлечении Восточно-Европейской платформы на новейшем этапе в процесс воздымания. Платформа испытывает на новейшем этапе активизацию, которая выражается в разрастании частных поднятий на фоне сокращения впадин. Примерами являются Окско-Донской прогиб, практически весь «заросший» локальными поднятиями; Прикаспийская впадина, наиболее прогнутая (до 22 км) по фундаменту структура, которая в современном рельефе также осложнена многочисленными с амплитудой от первых метров до 250 м поднятиями. Новейшие поднятия и впадины нарушены малоамплитудными разрывами, зонами трещиноватости, которые скрыты под чехлом четвертичных отложений, и проявляются в рельефе в виде слабых зон или линеаментов. Выявленная регматическая сеть линеаментов группируется, как и везде, в ортогональную и диагональную системы. Эти системы по-разному доминируют в тех или иных районах, отражая степень раздробленности платформенного чехла и структурные неоднородности фундамента. Некоторые слабые зоны фрагментарно наследуют разломы фундамента и подтверждаются газовой эманационной съемкой (гелиевой, радоновой, водородной), результатами космической геодезии, проявлениями сейсмичности, диапиризмом, повышенными значениями теплового потока и др.

Выявленные комплексными структурно-геоморфлогическими исследованиями новейшие поднятия и разделяющие их впадины имеют различную от изометричной до вытянутой в том или ином направлении конфигурацию, которая подчеркивается, как правило, доминирующими простираниями слабых зон (линеаментов). Объединение структур сходной конфигурации и простирания, нарушенных слабыми зонами позволяет выделить субпровинции, что в целом согласуется с картой неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2,5 млн. под ред. Межеловского, год издания 2020 г., и термин «субпровинция» также принадлежит авторам этой карты. Нашими исследованиями уточнены границы этих подразделений, при этом их названия сохранены. Было установлено, что границами субпровинций и зон (более мелких подразделений внутри субпровинций) являются протяженные слабые зоны (линеаменты), хорошо выраженные в рельефе. В пределах изученной нами территории Восточно-Европейской платформы выделены субпровинции, которым дается краткое описание (рис.79).

На севере-западе расположена Псковско-Новгородская субпровинция (1), включающая Ленинградско-Великолугскую и Новгородскую зоны, состоящую, главным образом, из низких впадин. В их пределах выделяются частные

малоамплитудные поднятия (амплитуда до 85 м), нарушенные слабыми зонами доминирующего

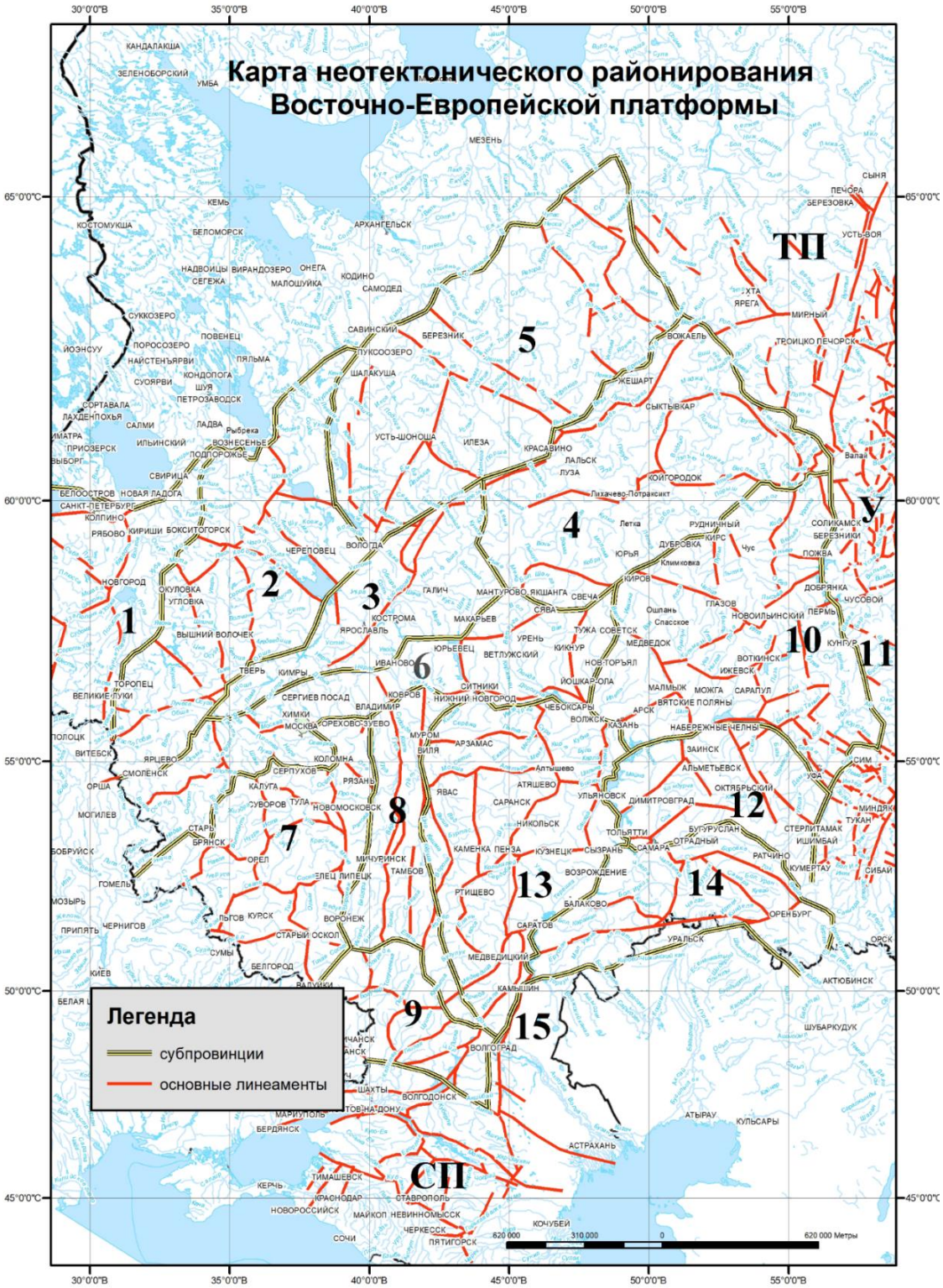


Рис. 79. Карта неотектонического районирования Восточно-Европейской платформы по (Карта неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2,5 млн. под ред. Н.В.Межеловского,2020) с изменениями и дополнениями. Названия субпровинций в тексте. Буквами обозначены: У – Уральское горное сооружение, ТП- Тимано-Печорская платформа (плита), СП – Скифская плита.

ССВ простирания. На востоке к Новгородской зоне примыкает Московская субпровинция (2), объединяющая ряд по-разному ориентированных поднятий. Преобладают структуры, вытянутые в субмеридиональном и север-северо-восточном направлении, осложненные слабыми зонами (линеаментами) ССЗ простирания. Восточнее, кулисообразно к Московской, примыкают структуры Верхневолжской субпровинции (3). Поднятия здесь вытянуты в северо-восточном и северо-западном направлениях и нарушены слабыми зонами аналогичного простирания. К северо-востоку от Верхневолжской расположена Североувалистая провинция (4), граничащая на северо-востоке с Тимано-Печорской плитой. Она объединяет субширотные и вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлении поднятия, осложненные линеаментами северо-восточного и северо-западного простирания.

Северо-западнее расположены структуры Мезенской субпровинции (5), включающей поднятия, вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлении, контролируемые и нарушенные линеаментами такой же ориентировки. Смоленско-Ветлужская субпровинция (6) включает на юго-западе серию субмеридионально вытянутых поднятий, сменяющихся на субширотные (Клинско-Дмитровское или Московское). Здесь преобладают линеаменты северо-восточного простирания. Южнее расположена Среднерусская субпровинция (7), где существенную роль в структуре играют поднятия, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлении, нарушенные северо-восточными и северо-западными линеаментами.

На востоке к субпровинции примыкают субмеридионально вытянутые структуры Окско-Донской субпровинции (8). Доминируют слабые зоны северо-западного простирания. Юго-западнее в Доно-Донецкой субпровинции (9), граничащей на юге со структурами Скифской плиты, тренд поднятий резко меняется на северо-западный, такое же простирание имеют и протяженные линеаменты.

На северо-востоке Восточно-Европейской платформы серия структур Вятско-Камской субпровинции (10), объединяет поднятия разной конфигурации: изометричные, субширотные, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлении. Последние развиты преимущественно на востоке. Наиболее протяженные линеаменты имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Восточнее расположена Предуральская субпровинция (11), граничащая с Уральским горным сооружением по крупному надвигу. Новейшие поднятия этой субпровинции, как правило, субмеридиональны и параллельны уральским структурам. Преобладают линеаменты северо-западного и северо-восточного простирания. Южнее Вятско-Камской, в Татарско-Башкирской субпровинции (12) расположено крупное дугообразное субширотное поднятие (Белебеевское), локальные структуры которого на востоке вытянуты в север-северо-восточном направлении, следуя согласно простиранию крупного, пограничного с платформой надвига Урала. Линеаменты здесь представляет собой комбинацию северо-восточного и северо-западного простирания. На западе к провинции примыкают структуры Приволжской субпровинции (13), сочетающие преимущественно субширотные, иногда изометричные, нарушенные, как правило, линеаментами северо-западного простирания, поднятия. Расположенная восточнее Окраинно-Прикаспийская провинция (14) включает, главным образом, субширотные и вытянутые в северо-западном направлении, а иногда изометричные поднятия, нарушенные линеаментами северо-западного простирания. В Прикаспийской субпровинции (15), примыкающей с юга к Окраинно-Прикаспийской, преобладают малоамплитудные поднятия изометричной формы, на востоке поднятия вытягиваются в северо-западном направлении. Доминируют линеаменты северо-западного

простирания, реже выявлены субширотные, субмеридиональные и северо-восточные простирания.

Таким образом, выявленные структурно-геоморфологическим методом новейшие дислокации как пликативные, так и дизъюнктивные, меняют свое простирание, степень вытянутости, ориентировку, амплитуды конэрозионных поднятий в разных неотектонических субпровинциях и зонах. Границами этих подразделений служат протяженные слабые зоны (линеаменты) северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания.

Особого внимания заслуживает вопрос о соотношении новейших дислокаций, главным образом, слабых зон (линеаментов) Восточно-Европейской платформы и структур фундамента. Сравнение слабых зон (линеаментов) и их простираний с разломами фундаментами показало достаточно хорошую их унаследованность (Рис.48, глава «Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы»).

Следует отметить, что крупные региональные тектонические структуры хорошо отражаются в линия вытянутости эрозионной сети, построенных программой Lessa (Рис. 80).

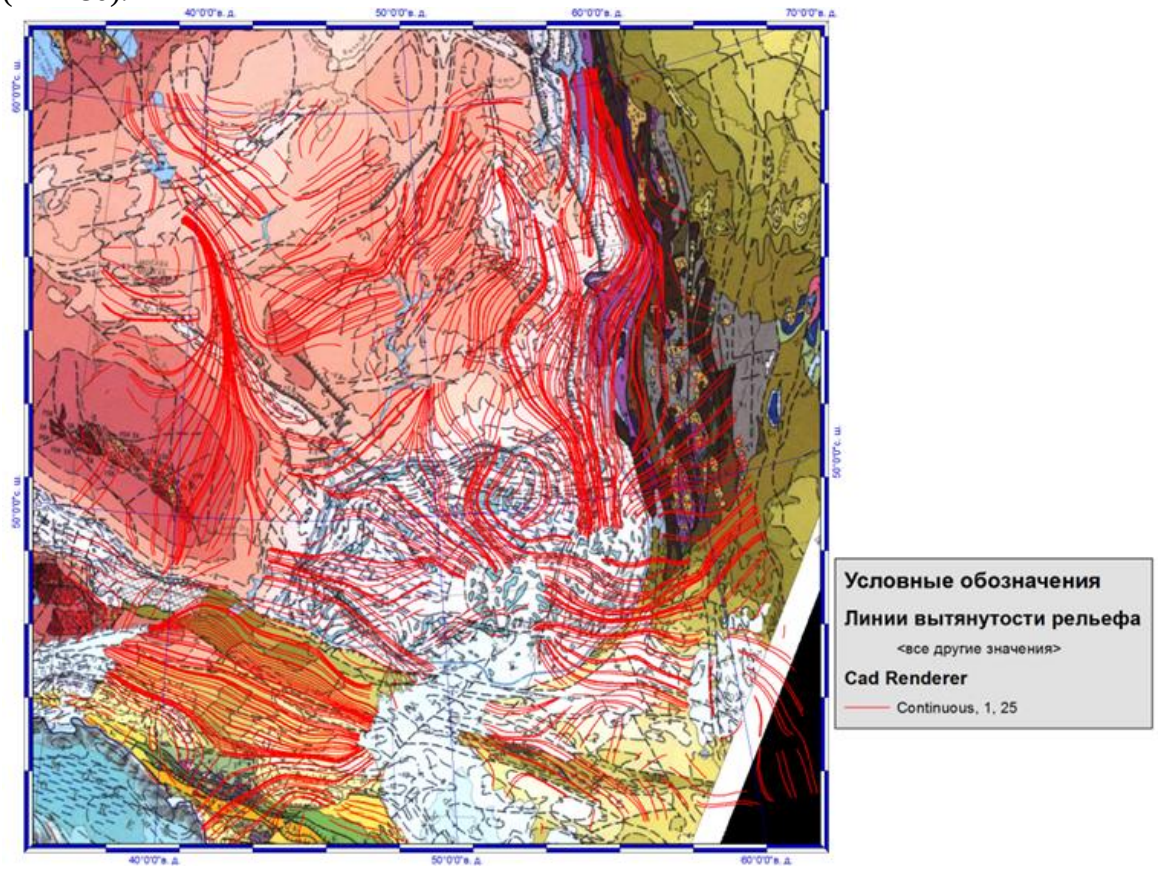


Рис. 80. Фрагмент тектонической карты, совмещенной с линиями вытянутости эрозионной сети (красные линии), построенной программой Lessa.

Новейшие дислокации не копируют глубинные структуры, а часто лишь фрагментарно наследуют их или сохраняют их простирания. Многие дислокации так или иначе коррелируют с глубинными структурами, вплоть до фундамента, что может указывать на его существенную роль в формировании новейшего плана платформы. Особенно это ярко проявляется в областях, расположенных над авлакогенами (например, Пачелмским, Среднерусским, Подмосковным). Авлакогены на новейшем этапе испытывают активизацию, что подтверждается повышенными значениями

эндогенного теплового потока (Ладожский грабен, Галичский и Припятско-Днепрово-Донецкий авлакоген и др.), и что, несомненно, не может не отражается на формах рельефа земной поверхности.

Проведенные на территорию центральной части Восточно-Европейской платформы 3D геодинамическое моделирование подтверждают наши представления о связи структур фундамента с новейшими дислокациями.

На формирование и развитие новейших дислокаций платформы существенное влияние оказывают структуры ее обрамления, что отражается на структурных рисунках, амплитуде растущих поднятий, преобладании простирания структур обрамления. Было установлено, что новейшие структуры Восточно-Европейской платформы, граничащие с Уральским орогеном, Предуральский прогиб, восточная часть Тимано-Печорской плиты находятся под влиянием его деформаций и формируются в едином с ним поле напряжения, т.е. субширотном сжатии. На юге, в области, где Восточно-Европейская платформа граничит со Скифской плитой, новейшие структурные рисунки юго-западной части Прикаспийской и Доно-Донецкой субпровинций сходны, что выражается в ориентировке слабых зон (линеаментов) и поднятий и впадин преимущественно северо-западного и субмеридионального простирания. Источником таких деформаций является ороген Большого Кавказа, который, как и Скифская плита, находится в обстановке субмеридионального сжатия.

Сравнение новейших дислокаций с проявлениями геодинамической активности, в частности сейсмичности, показало, что зафиксированные землетрясения (южная часть Воронежской антеклизы) приурочены к выявленным дислокациям. Эпицентры низкомагнитудных землетрясений в одних случаях тяготеют к границам растущих поднятий (Кочетовского, Оскольского и Белогорско-Калачского), в других - выстраиваются вдоль слабых зон, нарушающих Белогорско-Калачское поднятие. Относительно более высокомагнитудные землетрясения приурочены к узлам пересечения слабых зон. Характерна прямая зависимость между плотностями слабых зон и эпицентрами землетрясений.

Согласно данным космической геодезии, полученным на GPS станциях в пунктах Менделеево, Обнинск, Звенигород за период 1995 – 2003 гг. средняя скорость вертикальных движений составила − 9,584 ±0,54 мм / год, а за 2003 – 2004 гг. она равнялась + 1,066 ± 0,199 мм / год, т. е. происходят знакопеременные движения. За 2000-2012 гг. инструментальные наблюдения на станциях выявили горизонтальные смещения блоков в северо-западном направлении со скоростью 0,6-0,8 мм/год [Адушкин и др., 2014]. За последние 20 лет средние показатели измерения скоростей движений указывают на горизонтальное перемещение на северо-восток со скоростью 25.5 мм/год и поднятии территории от 0,16 до 0,5 мм/год [GNSS Time Series. URL: https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html (date of access 05.14.2024)].

На проявление геодинамической активности Восточно-Европейской платформы указывают и геохимические аномалии водорода и гелия, приуроченные, как правило, к слабым зонам, а также повышенные значения теплового потока, о чем говорилось выше.

Таким образом, применение современных материалов и методик их обработки, на наш взгляд, существенно уточнило новейшее строение Восточно-Европейской платформы.

В этой монографии авторы не касались подробно вопросов геодинамики платформы, а лишь рассмотрели ее новейшее строение и установили некоторые факторы, влияющие на формирование дислокаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Исследование неотектонической активности морфоструктур центральной части Восточно-Европейской платформы с использованием дистанционных методов // Физика Земли. № 2. М., 2014. С.21-28.
2. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.
3. Афанасьев Б.Л. Природа и характер проявления неотектонических движений. Проблема неотектоники и современной динамики литосферы. Таллин, 1982.
4. Бабак В.И., Башилов В.И., Николаев Н.И. Неотектоника как основа геоморфологического районирования Нечерноземья//Природные условия Нечерноземной зоны РСФСР. М.,1982. Вып.1.
5. Башилов В.И. Линеаменты и проблемы нефтегазоносности Восточно-Европейской платформы. // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1981.N 50.
6. Башилов В.И. Разломы фундамента Севера Восточно-Европейской платформы, их тектоническое значение и методы выявления. Геология и геохимия Севера европейской части СССР.М.,1983.
7. Белоусов В.В., Гончаров М.А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 16–20.
8. Былинский Е.Н. Методика и принципы составления карты новейшей тектоники нефтегазоносных областей севера Русской плиты. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей севера Русской плиты. Л., 1973.
9. Вишневский Л.Е., Панина Л.В. Поперечные зоны позднеюрских конседиментационных разломов Центрального Кавказа //Доклады Ан СССР. 1985.Том 284. № 5. С.1183–1185
10. Волож Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника.1999. № 1. М.: Наука. С. 28–44
11. Геология СССР. Т. XXI: Западный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 2 / Ред. акад. А.В. Сидоренко. М.:Недра, 1970. 343 с.
12. Геотермическая карта России. Масштаб 1: 10 000 000 / Под ред. Смыслова А. А. 1995.
13. Данилов И.Д. Происхождение валунных плейстоценовых отложений Печорской низменности и роль ледово-ледникового фактора в их формировании. Изучение географических процессов в ландшафтах. М., 1969.
14. Дедеев В.А., Сафронов П.Н. Методика и результаты структурно-геоморфологического изучения севера Печорской низменности. В кн."Геология Северо-Востока Европейской части СССР". Л.1971.
15. Егорова Т.П., Старостенко В.И. Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: Геокарт, Геос, 2006. С. 600–623
16. Ежова И.Т., Ефременко М.А., Трегуб А.И. Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия геология, №1. 2010, 229-232.
17. Зайцев В.А., Златопольский А.А., Панина Л.В. Современный рельеф Скифской плиты как отражение деформаций фундамента // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2013. № 6. М.: МГУ. С. 13–18

18. Зайцев В.А., Панина Л.В. Использование дистанционных космических методов в комплексе с изучением эманаций водорода для выявления степени тектонической нарушенности Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения. В сборнике «Аэрокосмические технологии в нефтегазовом комплексе». Международная научно-техническая конференция, место издания РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина Москва,2009. с. 97-99

19. Зайцев В.А., Панина Л.В. Неотектоника Западного Татарстана. В сборнике «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Материалы XVI международной конференции. 20-24 сентября 2010 года. Воронеж: Научная книга. С. 268-272

20. Зайцев В.А., Панина Л.В. Неотектоника и геодинамика Скифской плиты//Вестник Моск.ун-та. Серия 4. Геология. 2011 № 1, с. 3-7

21. Зайцев В.А., Панина Л.В. Роль деформаций фундамента в формировании новейшей структуры чехла осадочных бассейнов юго-востока Европейской части России. //Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. М.: ГЕОС. 2012. С. 147-151

22. Зеленин Е., Бахманов Д., Гарипова С., Трифонов В. и Кожурин А.: База данных активных разломов Евразии (AFEAD): онтология и дизайн набора данных континентального масштаба, Earth Syst. наук. Данные, 14, 4489–4503, https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022, 2022.

23. Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. №3. М.: ИКИ. С.38–46.

24. Златопольский А.А. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно- геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С.14-

25. Иванов И.И. Новейшая геодинамика района Смоленской атомной электростанции / Материалы всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 75-летию со дня рождения Е.А. Рогожина (1947–2021) и 115-летию со дня рождения В.В. Белоусова (1907–1990). М.: Издательство «Перо», 2022, 276-282.

26. Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала. Под редакцией Ю.Г. Леонова и М.Л. Коппа. М.: 2014.

27. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука,1988. 240 с.

28. Карта геоморфолого – неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР. Масштаб 1: 1 500 000 / Гл. редактор В.И. Бабак. М.: ГУГК СССР,1980.

29. Карта неотектонического районирования территории Российской Федерации 1:2,5 млн. масштаба под ред. Н.В. Межеловского, 2020 г.

30. Карта новейшей тектоники Северной Евразии Масштаб 1: 5 000 000 /Редактор А.Ф. Грачев. М.: ОИФЗ РАН,1996. 7. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1: 5 000 000 / Гл. ред. Н.И. Николаев. М.: Мингео СССР, 1979.

31. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей Масштаб 1: 5 000 000 / Гл. редактор Н.И. Николаев. М.: Мин Гео СССР, 1979.

32. Каталог землетрясений Международного сейсмологического центра 1964 – 2008. [Электронный ресурс] Режим доступа: URL: http://zeus.wdcb.ru/sep/hp/seismology.ru/hypocenter data ru.shtm/ (дата обращения: 10.08.2009)

33. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. М.: Наука. С.26–41

34. Короновский Н.В., Зайцев В.А., Панина Л.В.Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования в сборнике Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: "Геос"Т. 1. С. 372-376

35. Короновский Н.В., Панина Л.В. Формирование структуры Предгорного Дагестана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.1995. № 4. М.: МГУ. С. 45–57.

36. Короновский Н.В., Сим Л.А., Зайцев В.А. Новейшая тектоника и поля напряжений Европейского Севера России. В кн.: Геология. Ч.1. Программа "Университеты России". М. Изд-во Моск. ун-та, 1993.

37. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999.384 с.

38. Костенко Н.П., Панина Л.В. Позднеорогенная структура Предкавказья // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 1. М.: МГУ. С.11–20

39. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. М.: РАН. С. 63–75.

40. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 13 (специальный), 1996. С. 53-60.

41. Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб – неотектоническая активная зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3-13.

42. Мануилова Е.А. Структурно-геоморфологический анализ центральной части Московско-Дмитровского поднятия // Структурно-геоморфологические исследования для решения задач неотектоники и геодинамики. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Н. П. Костенко (1915-2005). М.: МГУ, 2015 г. С. 26-28

43. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2500000 / Ред. В.Е. Хаин,Н.А. Богданов. М.: Институт Литосферы окраинных и внутренних морей, 2003.

44. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука,1965. 390 с.

45. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра,1968. 483 с.

46. Наумов А.Д. Пенеплены. Их геологическое значение как особой генетической категории рельефа материков. Саратов: Саратовский университет, 1981. 404 с.

47. Несмеянов Д.В., Захарова Л.Я., Тарсис А.Д., Шумова Т.Ф. Сопоставление результатов структурно-геоморфологических исследований и сейсморазведки для территории Терско-Кумского междуречья //Структурно-геоморфологические иссследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. М.,1967. С. 164–169.

48. Никитин М.Ю. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. 1987. М.: Наука. С. 221–238

49. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988, 491с.

50. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992, 295с.

51. Николаев П.Н., Зайцев В.А. Комплексирование неотектонических критериев нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты. В сб. "Комплексирование

аэрокосмических, сейсмических, геохимических и скважинных геофизических методов при поиске и разведке нефти и газа". М. 1986.

52. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. / В.И. Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмеянов и др. М.: Наука, 2006. 206 с.

53. Панина Л.В. Новейший структурный рисунок Скифской плиты// Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология, 2009. № 1.С. 23-31

54. Панина Л.В. Позднеорогенные деформации на юге Скифской плиты. В сборнике Проблемы геологии и освоения недр юга России. Материалы международной конференции. Ростов-на-Дону, 2006. С. 60-63

55. Панина Л.В. Структурно-геоморфологический и back-stripping методы при изучении новейших деформаций равнинных областей (на примере Скифской плиты). В сборнике Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы международной конференции. Том 2,2006. Воронеж. С. 59-64

56. Панина Л.В. Формирование структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба (Терско-Сунженская нефтегазоносная область) // Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 58—78.

57. Панина Л.В., Зайцев В. А. Новейшая тектоника Прикаспия. // Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4. Геология. 2014. № 1, с. 17-23

58. Панина Л.В., Зайцев В.А. Влияние фундамента на формирование новейшей структуры Восточно-Европейской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. №3. С.13-20.Из-во МГУ.

59. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника восточной части Воронежской антеклизы // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Воронеж: Издательско-полиграфический центр "Научная книга, 2012. С. 256-260

60. Панина Л.В., Зайцев В.А. Рельеф северного Прикаспия как отражение деформаций фундамента // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: Материалы XXXI пленума геоморфологической комиссии РАН (5—9 октября 2011 г.). Астрахань: Техноград, 2011.С. 41—45.

61. Панина Л.В., Зайцев В.А. Сравнительная неотектоника юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и юго-западной части Западно-Сибирской плиты. Материалы всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 75-летию со дня рождения Е.А. Рогожина(1947–2021) и 115-летию со дня рождения В.В. Белоусова (1907–1990). М.: Перо, 2022. С.119-126.

62. Панина Л.В., Зайцев В.А. Структурно-геоморфологический анализ зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. // Электронный научно-образовательный журнал "Динамическая геология". 2023. № 1, с. 3-7

63. Панина Л.В., Зайцев В.А. Структурно-геоморфологический анализ Урала и прилегающих областей. Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270- летию МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе. 2023. Из-во Перо. С. 234-238

64. Панина Л.В., Зайцев, В.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. 2016. Т. 91, № 4-5. С. 51-60.6.

65. Панина Л.В., Костенко Н.П. Новейшие деформации на востоке Скифской плиты// Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 2005. № 3.С.5-12

66. Панина Л.В. Зайцев В.А. Новейшая геодинамика Скифской плиты // *Электронное научное издание Альманах Пространство и Время — Стационарный сетевой адрес: 2227-9490e-aprovr_e-ast11-1.2016.11*, том 11, № 1, с. 1-165.

67. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион, Скифско-Туранская плита и др.). М.: Научный мир, 2001

68. Равнины Европейской части СССР. Изд-во: М.: Наука,1974. 255 с.

69. Рыжов И.Н. Неотектоника Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1988. 93с.

70. Сенцов А.А. Сейсмотектоника опасных областей Восточно-Европейской платформы: дисс. … канд. геол.-мин. наук. М.: Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, 2022, 113 с.

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

72. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб: 1:5000000 / Главные редакторы: В.В. Семенович, Л.И. Ровнин, Н.В. Неволин, В.Ю. Зайченко, Е.В. Каркус, Г.А. Габриэлянц, К.А. Савинский. Министерство геологии СССР, 1982

73. Схема проницаемости земной коры Европейской части СССР по данным гелиевых исследований. Масштаб 1: 2 500 000 / Под ред. Еремеева А. Н., 1983.

74. Сывороткин В.Л., Зайцев В.А.О некоторых результатах водородной съемки Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения // Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа. 4-е Кудрявцевские чтения. М.: ЦГЭ,2015. - С.101-105.

75. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Труды НИИГеологии Воронежского гос. ун-т. Вып. 9. Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2002. 220 с.

76. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное поле – Воронеж). // Литосфера. 2006. №2. С. 65-94.

77. Хисамов Р.С., Файзуллин И.Н., Шарадутдинов В.Ф. и др. Геологическое строение Абдрахмановской площади по данным дистанционных космических методов и полевой эманационной съемки // Нефтяное хозяйство. № 7. М., 2004.С. 40-43

78. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974.

79. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе ─ Армавир // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. 2001.Том 2. М.: ГЕОС. С.316–320

80. 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.

81. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли.1996. № 12. М.: Наука. С. 37–58.

82. Cloetingh S. A. P. L., Kooi H. Tectonics of sedimentary basins. Practical course. Amsterdam: Vrije Universiteit, Department of Sedimentary Geology, 1990. 25 p.

83. Cook H.E., Zhemchuzinikov V.G., Buvtyshkin V.M., Golub L.Y., Gatovsky Y.A., Zorin A.Y. "Devonian and Carboniferous Passive-Margin Carbonate Platforms of Southern Kazakhstan: Summary of Depositional and Stratigraphic Models to Assist in the Exploration

and Production of Coeval Giant Carbonate Platform Oil and Gas Fields in the North Caspian Basin, Western Kazakhstan." Pangea: Global Environments and Resources, Canadian Society of Petroleum Geologists,Memoir 17. Eds. B. Beauchamp and A. Embry. Calgary, Alberta, Canada: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1994, pp. 363—381.

84. Pollack H.N., Hurter S.J., and Johnson J.R. The New Global Heat Flow Compilation. Department of Geological Sciences. Michigan: University of Michigan, U.S.A., March, 1991.

85. GNSS Time Series. URL: https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html (date of access 05.14.2024)

9 785002 447732



Л.В. Панина



В.А. Зайцев

Коллектив авторов:
Людмила Викторовна Панина и Владимир Александрович Зайцев

Неотектоника Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 21.08.2024.
Объем Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 844.