71:05-4/63

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российская Академия наук

На правах рукописи

Николаев Всеволод Алексеевич

МЕТОДИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ ФАКТОРНОГО И КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА (на примере Восточно-Европейской платформы, Паннонского бассейна и Северной Евразии в целом)

25.00.03- геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени доктора

геолого-минералогических наук

Bfuine

Научный консультант:

доктор геол.-мин. наук

А.Ф.Грачев (ИФЗ РАН)

Президиум ВАК России (решение от "<u>18</u> "<u>11</u> 19<u>05</u> присудил ученую степень ДОКТОР ичальных управления ВАК России Москва 2005 год

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОГЛАВЛЕНИЕ
ВВЕДЕНИЕ5
ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ С
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФАКТОРНОГО И КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА11
1.1. Факторный анализ13
1.2. Классификация (анализ групп) 17
1.2.1. Метод К средних 18
1.3. Пример районирования Восточно-Европейской платформы с
использованием факторного и кластерного анализа21
1.4. Выводы
ГЛАВА 2. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НОВЕЙШИХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ 40
2.1. Состояние вопроса
2.1. Состояние вопроса
 2.1. Состояние вопроса
 2.1. Состояние вопроса
 2.1. Состояние вопроса
 2.1. Состояние вопроса
 2.1. Состояние вопроса
 2.1. Состояние вопроса
2.1. Состояние вопроса
2.1. Состояние вопроса
2.1. Состояние вопроса

ГЛАВА 3. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПАННОНСКОГО
БАССЕЙНА
3.1. Основные элементы новейшей структуры Панноно-Карпатского региона
3.2. Новейшая тектоника и строение осадочного чехла
3.3. Геолого-геофизические данные для Паннонского бассейна 100
3.3.1. Факторный и кластерный анализ геолого-геофизических данных
Паннонского бассейна110
3.4. Современные вертикальные движения земной коры Паннонского бассейна
и проблема их интерпретации115
3.4.1. Анализ карт современных вертикальных движений 117
3.5. Геодинамическая классификация Паннонского бассейна 123
3.6. Выводы
ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И
ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ
4.1. Основные характеристики структуры и осадконакопления Восточно-
Европеиской платформы136
4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской
4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы
 4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы
 4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы
 4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы
 4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы 157 4.3. К вопросу об унаследованности в развитии структуры Восточно- Европейской платформы 162 4.4. Связь между температурой в земной коре и тепловым потоком Восточно- Европейской платформы 172
 4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы 157 4.3. К вопросу об унаследованности в развитии структуры Восточно- Европейской платформы 162 4.4. Связь между температурой в земной коре и тепловым потоком Восточно- Европейской платформы 172 4.5. Геодинамическое районирование современной структуры Восточно-
 4.2. Новейшие движения и современная структура Восточно-Европейской платформы 157 4.3. К вопросу об унаследованности в развитии структуры Восточно- Европейской платформы 162 4.4. Связь между температурой в земной коре и тепловым потоком Восточно- Европейской платформы 172 4.5. Геодинамическое районирование современной структуры Восточно- Европейской платформы 175

ГЛАВА 5. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ
СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ
5.1. Исходные данные и их характеристика
5.2. Геодинамическое районирование сейсмоактивных областей
5.3. Геодинамическое районирование асейсмичных стабильных областей 229
5.4. Обсуждение результатов
5.5. Выводы
ГЛАВА 6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАКТОРНОГО И КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНЫХ МАГНИТУД М _{МАХ} (НА ПРИМЕРЕ РОСТОВСКОЙ АЭС)
6.2. Новейшие тектонические движения и их связь с физическими полями и
глубинным строением255
6.2.1. Интенсивность кривизн новейших движений К _{int}
6.2.2. Плотностная модель коры и верхней мантии и ее связь с зонами
тектонических нарушений и напряженным состоянием литосферы260
6.2.3. Расчет изостатических аномалий силы тяжести
6.2.4. Модули горизонтальной составляющей градиентов изостатических
аномалий силы тяжести и их максимальные значения
6.2.5. Напряженное состояние литосферы, обусловленное плотностными
неоднородностями в ней270
6.2.6. Тепловое поле района Ростовской АЭС
6.3. Корреляционный и факторный анализ геолого-геофизических данных
района Ростовской АЭС278
6.4. Оценка максимально возможной магнитуды землетрясений
6.5. Выводы
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
ЛИТЕРАТУРА

введение

Развитие геодинамики за последние десятилетия привело к необходимости составления геодинамических карт. Появились новые современные методы, позволяющие обрабатывать большие массивы информации.

Существует два типа геодинамических карт: аналитические и синтетические. Аналитические карты – это карты, построенные на основании изучения какого-либо одного параметра, например, градиентов новейших движений или скоростей новейших движений. Синтетические геодинамические карты – это карты, построенные на количественной многопараметровой основе.

До настоящего времени таких карт практически не существовало. Однако вообще карты, основанные на синтезе характеристик, есть, видимо, в других областях. Например, геоэкологические карты строят на основе данных о загрязнении воздуха и почвы различными химическими элементами и т.п.

Объективная потребность в комплексном использовании практических данных возникла из-за того, что результатов, получаемых при интерпретации отдельных параметров геофизической среды, оказывается недостаточно. Именно этот аспект и послужил стимулом к созданию и развитию метода геодинамического районирования, основанного на факторном и кластерном анализе исходных данных. Для выявления таких факторов, влияющих на геодинамику, применяется анализ большой совокупности геолого-геофизических данных. Основная цель данной диссертации:

Разработка методики многопараметрового геодинамического районирования на основе факторного и кластерного анализа данных, а также реализация методики на примере конкретных регионов.

Достижение поставленных целей потребовало решения следующих задач:

Предварительный формализованный выбор наиболее информативных геолого-геофизических параметров и анализ их физической сущности.

Факторизация выбранных параметров и картирование полученных факторов. Интерпретация полученных факторов с позиций геодинамики.

Адаптация к многопараметровому анализу геолого-геофизических данных численные методы факторного и кластерного анализа. Методы формализованы, дают устойчивые, воспроизводимые и достоверные результаты.

Разработка и совершенствование геодинамического картирования на основе кластерного анализа выделяемых факторов. Проверка эффективности метода на эталонных, хорошо исследованных объектах.

Создание в различном масштабе геодинамических карт Северной Евразии, Восточно-Европейской платформы и Паннонского бассейна, анализ и геологическая интерпретация результатов.

Разработка и совершенствование метода сейсмического районирования по максимально возможной магнитуде коровых землетрясений на основе геодинамического районирования земной коры.

Направление исследований

Разработка и совершенствование формализованных методов анализа новейших тектонических движений основанных на использовании новых характеристик — кривизн поверхности новейших вертикальных тектонических движений, являющихся показателем напряженного состояния поверхности литосферы.

Определение путей для формализованного анализа геолого-геофизических полей на основе численных математических методов.

Выявление корреляционным и факторным анализом связи геолого-геофизических параметров земной коры и связей, характеризующих геодинамические режимы земной коры.

Разработка методов формализованной классификации геодинамических режимов земной коры на основе кластерного анализа при различных масштабах.

Разработка и совершенствование метода сейсмического районирования по максимально возможной магнитуде землетрясений на основе геодинамичес-кого районирования сейсмоактивных областей земной коры.

Методы исследований, достоверность и обоснованность результатов

В работе использованы эмпирические и теоретические методы исследования. Решения задач базируются на экспериментальных геолого-геофизических данных и известных теоретических положениях теории упругости, дифференциальной геометрии и математической статистики. Достоверность полученных результатов подтверждается корректностью разработанных факторных и классификационных моделей, их адекватностью по критериям оценки изучаемых процессов, использованием известных положений геотектоники и геофизики, сходимостью теоретических результатов с данными эксперимента, а получаемые результаты оказываются воспроизводимыми.

В основу настоящей диссертации положен материал, собранный при составлении карты новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5000000, а также геолого-геофизические данные из базы лаборатории новейшей тектоники и геодинамики ИФЗ РАН, относящиеся к Восточно-Европейской платформе и Паннонскому бассейну, фондовые геолого-геофизические материалы по строению района Ростовской АЭС. Использован также богатый фактический материал, накопленный как отечественными, так и зарубежными исследователями (мощности земной коры, глубина залегания консолидированного фундамента, изостатические аномалии, скорости современных движений земной коры, скорости сейсмических волн на границе Мохо и тепловой поток). Основной фактический материал.

В основу настоящей диссертации положен, главным образом, материал, собранный при составлении карты новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5000000, а так же геолого-геофизические данные из базы данных лаборатории новейшей тектоники и геодинамики ИФЗ РАН, относящиеся к Восточно-Европейской платформе и Паннонскому бассейну, фондовые материалы по строению района Ростовской АЭС. Рассматриваемая в диссертации территория Северной Евразии практически полностью попадает в разряд областей внутриплитной геодинамики, и это делает возможным использовать богатый фактический материал, накопленный как отечественными, так и зарубежными исследователями.

Направление исследований.

Разработка и совершенствование формализованных методов анализа новейших тектонических движений основанных на использовании новых характеристик – кривизн поверхности новейших вертикальных тектонических движений, являющихся показателем напряженного состояния поверхности литосферы.

Определение путей для формализованного анализа геолого-геофизических полей на основе численных математических методов.

Выявление корреляционным и факторным анализом связи геолого-геофизических параметров земной коры и связей, характеризующих геодинамические режимы земной коры.

Разработка методов формализованной классификации геодинамических режимов земной коры на основе кластерного анализа при различных масштабах.

Разработка и совершенствование метода сейсмического районирования по максимально возможной магнитуде землетрясений на основе геодинамичес-кого районирования сейсмоактивных областей земной коры.

На защиту выносятся:

Новая методика геодинамического районирования и картирования, основанная на использовании факторного и кластерного анализа геолого-геофизических данных. Адаптированные к обработке геологической и геофизической информации методы факторного и кластерного анализа.

Обоснование целесообразности использования новых характеристик полей – кривизн новейших движений и других, факт их информационной содержательности. Результаты геодинамического районирования по Северной Евразии, Восточно-Европейской платформе, Паннонскому бассейну, району Ростовской АЭС.

Научная новизна работы определяется следующими положениями:

Разработана методология количественного анализа геолого-геофизических данных, основанная на факторном и кластерном анализе, адаптированная к разным масштабам.

Разработан метод составления геодинамических карт, геодинамического районирования, основанный на количественном анализе геолого-геофизических данных.

Найдены новые информативные параметры новейших вертикальных тектонических движений – кривизны, характеризующие напряженное состояние поверхности литосферы.

Созданные геодинамические карты Северной Евразии, Восточно-Европейской платформы и Паннонского бассейна могут быть использованы при разработке геолого-геофизических моделей коры и верхней мантии, и в формировании общих концепций их геологической эволюции.

Впервые факторный анализ применен к геометрическим характеристикам новейших вертикальных тектонических движений Северной Евразии, выявлены важные закономерности в различных геоструктурных областях.

Впервые применен факторный анализ для исследования закономерностей осадконакопления Восточно-Европейской платформы, выделены различные режимы осадконакопления, которые неоднократно менялись за палеозой–мезозой.

Практическая ценность и реализация работы заключается в следующем:

Важным практическим результатом является предлагаемая автором новая методика геодинамического районирования.

Метод применен к геодинамическому районированию, составлению геодинамических карт Паннонского бассейна, Восточно-Европейской платформы и Северной Евразии, которые могут быть использованы для оценки геодинамической и сейсмической опасности исследованных территорий.

Метод может быть широко использован для геодинамического районирования участков создания особо ответственных объектов АЭС, химических предприятий, мест захоронения ядерных отходов, плотин и др.

Метод может быть применен для уточнения положения и оценки сейсмического потенциала зон ожидаемых землетрясений и сейсмоактивных разломов. Имеющиеся данные, новые методы и подходы обеспечили качественно новый этап исследований, с перспективой включения таких важнейших для науки и народного хозяйства проблем, как связь геодинамики с сейсмичностью.

Эти практические шаги необходимы для перспективного планирования гражданского, промышленного и военного строительства, выбора оптимальных трасс нефте- и газопроводов.

На основании предложенного в работе метода геодинамического районирования была произведена оценка максимально возможных магнитуд землетрясений М_{тах} для района Ростовской АЭС. Аналогичные оценки могут быть получены и для других площадок АЭС и важнейших сооружений.

Структура и объем диссертации

Работа состоит из введения, шести глав и заключения, 318 страниц текста, 88 таблиц, 188 рисунков. Список литературы содержит 240 наименований.

На всех этапах работы автор постоянно пользовался поддержкой А.Ф. Грачева и выражает ему огромную благодарность. Автор выражает искреннюю признательность академику В.А.Магницкому, М.В.Невскому, Ш.А.Мухамадиеву, М.К.Кабану за внимание и поддержку на различных стадиях исследований.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФАКТОРНОГО И КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА

Быстрое развитие вычислительных методов в науках о Земле в последние десятилетия приводит к тому, что появляется большое количество геолого-геофизических данных, в том числе и пространственно распределенных. Особенно много таких данных дают дистанционные методы, а так же расчетные методы и моделирование. В результате часто геолог оказывается перед десятками карт, и какой-либо дальнейший анализ без специальных формализованных методов оказывается просто невозможным.

В этой главе будут рассмотрены несколько численных математических методов, с помощью которых будет решаться главная задача работы, – геодинамическое районирование территории на основе корреляционного, факторного и кластерного анализа геолого-геофизических параметров литосферы, результаты которого должны быть воспроизводимыми.

Составление геодинамических карт получило в последние годы широкое развитие. В большинстве случаев они отражают кинематические построения авторов, связанные с отображением движения отдельных блоков литосферы, на которые накладываются данные по распределению землетрясений и фокальные механизмы. Такие карты носят сильно выраженный субъективный характер.

Предлагаемый в данной работе метод базируется на количественной оценки роли тех геолого-геофизических параметров, на основе которой становится возможным построение карт геодинамического районирования.

Геодинамическое районирование, как один из методов изучения современной и новейшей геодинамики, возник сравнительно недавно, когда появилась возможность обрабатывать большие массивы данных, используя современные математические методы расчетов и анализа [56, 63]. В некоторых работах на примере Восточно-Европейской платформы и Карпато-Балканского региона была показана эффективность таких методов обработки первичных данных как тренд-анализ, факторный и кластерный анализ [51–54]. Было также выяснено, что только комплексный подход, включающий предварительный анализ каждого параметра геолого-геофизической среды, а также выявление корреляционной связи между всеми параметрами позволяет в дальнейшем избежать «шума», который возникает при включении в анализ либо взаимозависимых переменных, либо какого-либо параметра, который априори не имеет значения.

В геологии, как правило, отсутствует возможность непосредственного наблюдения и измерения геологических процессов – факторов. О них можно судить лишь по конечным результатам проявления процессов, отражающимся в значениях различных геологических характеристик среды.

Методы регрессионного анализа и распознавания образов позволяют решать задачу уменьшения исходного признакового пространства путем отбрасывания малоинформативных признаков и использования для дальнейшего анализа лишь наиболее существенных. Однако при подобной минимизации признакового пространства, далеко не всегда можно достичь наглядного представления исходной информации и обеспечить учет ее достоверности. К тому же вне поля зрения оказывается изучение взаимозависимости между переменными, которая является следствием проявления общих причин и может содержать сведения о природных процессах. В этом отношении определенными преимуществами перед упомянутыми выше методами обладают компонентный и факторный анализы. В основе их применения лежит следующая гипотеза: если наблюдаемые переменные коррелируют друг с другом, то это свидетельствует о существовании некоторой величины, которую измерить непосредственно нельзя и которой приписывается роль причины, фактора. Такая причина и определяет значение наблюдаемых переменных. При этом число действующих причин (факторов) должно быть значительно меньше числа наблюдаемых переменных [8, 68].

Методы компонентного (МГК) и факторного анализов (ФА) обеспечивают переход от исходных к новым переменным путем специального преобразования исходных данных. Получаемые при этом новые переменные — факторы (компоненты) обладают рядом замечательных свойств, облегчающих примене-

ние методов многомерного анализа. Изучение структуры факторов позволяет проверять имеющиеся и выдвигать новые гипотезы о причинах, порождающих взаимосвязи между переменными, и тем самым давать причинно-следственную интерпретацию полученных результатов. В силу сказанного обсуждаемые методы могут быть отнесены к числу стимулирующих к появлению новых гипотез и способствующих формализации интуитивных представлений исследователей.

Однако между двумя этими методами существует различие: МГК направлен на объяснение полной дисперсии переменных, ФА — на объяснение корреляционных зависимостей между переменными, на объяснение их логической структуры. Возникновение ФА связано с именем Ч. Спирмена и относится к 1904 г., МГК – с именами К. Пирсона и Г. Хоттелинга и датируется 1933 г.[8, 70].

Структуру корреляционной матрицы данных *m* х *m*, можно представить *m* векторами. Элементы матрицы *m* х *m* могут рассматриваться как точки, определяющие *m*-мерный эллипсоид. Собственные векторы матрицы дают главные оси эллипсоида, а собственные значения – длины этих осей. Метод главных компонент – это алгоритм нахождения этих осей и измерение их длины. Основой метода является линейное преобразование *m* исходных переменных в *m* новых переменных, где каждая новая переменная является линейной комбинацией старых. Этот алгоритм осуществляется так, чтобы каждая новая переменная дала больший вклад в суммарную дисперсию. Выводы о пригодности МГК к конкретной задаче надо делать после его применения, а не на основании теоретических предпосылок [8, 68].

1.1 ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ

Рассматривая конкретные постановки задач, полезно обратить внимание на то, что ни один из факторов не может быть измерен непосредственно. В то же время ясно, что для их выявления и оценки важно изучение не любых показателей, а только тех, которые «реагируют» на их проявление. Отсюда со всей очевидностью вытекает важность грамотной, содержательной постановки задачи по определению перечня геолого-геофизических параметров, в совокупности вовлекаемых в анализ с целью расшифровки геодинамических процессов [8].

Главными целями факторного анализа являются: (1) сокращение числа переменных (редукция данных) и (2) определение структуры взаимосвязей между переменными, т.е. классификация переменных. Поэтому факторный анализ используется или как метод сокращения данных, или как метод классификации, в зависимости от решаемой задачи.

Факторный анализ базируется на предположении о том, что корреляция наблюдаемых переменных объясняется существованием какой-то стоящей за ними общей причины (или нескольких причин). Таким образом, наблюдаемые переменные рассматриваются в качестве косвенных индикаторов так называемых латентных переменных (т.е. переменных, которые непосредственно не измеримы). Факторный анализ позволяет не только получить информацию, помогающую нам идентифицировать латентные переменные, но и дает в руки исследователя способ количественно оценить значение латентной переменной. Латентность означает неявность характеристик, раскрываемых при помощи методов факторного анализа.

В общем случае можно выделить следующие основные этапы факторного анализа:

- Постановка цели анализа.
- Отбор факторов, определяющих исследуемые результативные показатели.
- Классификация и систематизация факторов с целью обеспечения комплексной и физически осмысленной интерпретации.
- Работа с факторной моделью (ее практическое использование, например, для картирования факторов).

В большинстве случаев множество данных нужно преобразовать в стандартную или безразмерную форму с помощью вычитания из каждого наблюдения соответствующего среднего арифметического и деления разности на стандартное отклонение. Это процедура нужна при работе с переменными, выраженными в разных единицах измерения, например, микрогаллы, градусы и метры. Крайне редко встречаются задачи, в которых все параметры имеют одинаковые единицы измерения (например, исследования одних кривизн с размерностью 1/км, или одних только гравитационных наблюдений – аномалии Буге, Фая, мантийный, влияние фундамента, осадочного чехла, изостатических аномалий и др., измеряемых в мГал).

Основой факторного анализа является нахождение собственных векторов ковариационной матрицы, иначе называемых главными компонентами. Они помогают глубже понять структуру матрицы, в ряде случаев их можно интерпретировать и картировать (если исходные данные являются пространственно распределенными, то есть имеют координаты широты и долготы). Практически все схемы факторного анализа используют метод главных компонент в качестве основы.

В факторном анализе предполагается, что связь между m переменными можно считать отражением корреляционной зависимости каждой из переменной с p взаимно некоррелированными факторами. Обычное допущение состоит в том, что p < m. Поэтому дисперсия для m переменных может быть вычислена с помощью дисперсии p факторов плюс вклад, происхождение которого Одинаково для всех m исходных переменных: В факторном анализе p независимых факторов носят название общих факторов, а независимая от них суммарная добавка обычно называется фактором специфичности. Факторную модель можно записать так:

$$X_{ij} = \sum_{r=1}^{P} l_{jr} f_r^i + \varepsilon_j^i,$$

где $f_r - r$ -й общий фактор,

р – число факторов заданное заранее,

 ε_i – случайная компонента, присущая исходной переменной X_i .

Поскольку имеется *m* исходных переменных X_j , то существует и *m* случайных переменных ε_j , а рассматриваемые вместе, они составляют вектор факторов специфичности. Коэффициент l_{jr} – это нагрузка *j*-й переменной на *r*-й фактор. В компонентном анализе этому понятию соответствуют нагрузки или веса на главные компоненты [8, 68]. Например, нагрузка переменной «изостатические аномалии» на первый фактор, означает коэффициент первого собственного вектора при переменной «изостатические аномалии».

Современные аппроксимирующие методы часто предполагают, что первое, приближенное решение уже найдено одним из способов, последующими шагами это решение оптимизируется. Методы отличаются сложностью вычислений. К основным методам относятся:

- метод главных факторов Г. Томсона. Он наиболее близок методу главных компонент, отличие заключается в предположении о том, что часть дисперсии остается нераспознанной [231];
- метод максимального правдоподобия [91], минимальных остатков
 [146], *а*-факторного анализа [205], канонического факторного анализа
 [126], все оптимизирующие. Позволяют последовательно улучшить
 предварительно найденные решения на основе использования статис тических приемов оценивания случайной величины. Наиболее перспек тивным и удобным признается метод максимального правдоподобия [8,
 70, 146].

Если фактор не выделяет дисперсию, эквивалентную, по крайней мере, дисперсии одной переменной (то есть его собственное значение менее 1), то он в дальнейшем не рассматривается. Этот критерий предложен Кайзером, и является наиболее широко используемым [91]. Существует риск того, что ни один из выделенных факторов не подлежит разумной интерпретации. Если данные таковы, что факторный анализ к ним применим, это значит, что наблюдаемые дисперсии возникли благодаря корреляции между переменными и рассматриваемыми факторами, то только некоторые факторы дают большой процентный вклад в суммарную дисперсию и общности имеют высокие значения.

<u>Общности</u>. Если эта модель правильна, то нельзя ожидать, что факторы будут содержать всю дисперсию в переменных; они будут содержать только ту часть, которая принадлежит общим факторам и распределена по нескольким переменным. Доля дисперсии отдельной переменной, принадлежащая общим факторам (и разделяемая с другими переменными) называется общностью. Если использовать все компоненты, то общности будут равны 1.00. Если для того, что бы учесть большую часть исходной дисперсии, требуется сохранение большого числа факторов или если общности нескольких первых факторов низкие, то факторная модель оказывается неподходящей.

Вращение факторов. Уменьшение числа измерений в задаче не достаточно для того, чтобы дать содержательную интерпретацию факторов. Однако для описания наших данных достаточно только *p* факторных осей. Если мы можем исключить из рассмотрения излишние ортогональные оси, то оставшиеся факторные оси можно подвергнуть дополнительному вращению, которое может помочь в нахождении наилучшего их расположения. Самая распространенная схема вращения – варимакс Кайзера, в основе которого итеративное изменение положения факторных осей до тех пор, пока проекции каждой переменной на факторные оси не окажутся близкими либо к нулю, либо к их максимальным значениям *p* [8, 91]. Чаще всего для каждого фактора получается немного высоких значений факторных нагрузок и много незначимых нагрузок, что облегчает интерпретацию.

1.2 КЛАССИФИКАЦИЯ (АНАЛИЗ ГРУПП)

Классификация – это распределение объектов по более или менее однородным группам и установление соотношений между группами – важная завершающая часть работы по выделению различных геотектонических единиц (зон), на основании их характеристик и сходства. В наше время геологов уже не могут удовлетворять субъективные и невоспроизводимые «качественные», «традиционные» методы. Возникает объективная необходимость новых способов классификации (или типизации), которые находятся в соответствии с возможностями современных вычислительных методов.

Впервые в работе [99] был применен кластерный анализ для классификации базальтоидного вулканизма рифтовых областей Земли. В этой работе рассматривалось 11 химических элементов, характеризующих базальтоиды. При применении кластерного анализа, оказалось, что классификацию можно провести всего по пяти элементам – Fe, Ti, Mg, K, P. Похожий подход использовался и в идентификации мантийных плюмов на основе состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик [36].

Методы численной классификации пространственно распределенных данных уже нашли применение в геотектонике, например, при типизации земной коры по отдельным геологическим и геофизическим параметрам, с целью сейсмического районирования [128–130].

Термин кластерный анализ включает в себя набор различных алгоритмов классификации. Проблема состоит в том, как организовать наблюдаемые данные в наглядные структуры, т.е. развернуть таксономии.

Следует понимать, что кластерный анализ определяет "наиболее возможно значимое решение". Поэтому проверка статистической значимости здесь неприменима, даже если известны *p*-уровни (как, например, в методе К-средних) [231].

Классификация, построенная на основе анализа характеристик «близости» или «различия» объектов может заслуживать доверие. Но только в том случае, если ясно, что эта характеристика достаточно точно отражает интуитивные представления о «близости» или «различии» объектов [1].

1.2.1 Метод К средних

Допустим, что у нас есть предположение относительно возможного числа кластеров (по наблюдениям или по переменным). Можно указать программе

создание трех кластеров так, чтобы они были настолько различны, насколько это возможно. Это именно тот тип задач, которые решает алгоритм метода К средних. В общем случае метод К средних строит ровно К различных кластеров, расположенных на возможно больших расстояниях друг от друга.

В примере с геолого-геофизическими полями, у исследователя может быть "подозрение" из своего опыта, что литосфера исследуемого региона в основном делится на три различные категории. Далее он может захотеть узнать, может ли его интуиция быть подтверждена численно, то есть, в самом ли деле кластерный анализ К средних даст три кластера литосферы, как ожидалось? Если это так, то средние различных мер геолого-геофизических параметров для каждого кластера будут давать количественный способ представления гипотез исследователя (например, участки литосферы в кластере 1 имеют высокий нараметр 1, меньший параметр 2 и т.д.).

Вычисления начинаются с К случайно выбранных кластеров, а затем изменяется принадлежность объектов к ним, чтобы: (1) – минимизировать изменчивость внутри кластеров, и (2) – максимизировать изменчивость между кластерами.

Обычно, когда результаты кластерного анализа методом К-средних получены, можно рассчитать средние для каждого кластера по каждому измерению, чтобы оценить, насколько кластеры различаются друг от друга. В результате получатся сильно различающиеся средние значения для большинства измерений, используемых в анализе. Значения *F*-статистики, полученные для каждого измерения, являются другим индикатором того, насколько хорошо соответствующее измерение дискриминирует кластеры.

Эта процедура пытается идентифицировать относительно однородные группы, основываясь на определенных характеристиках.

Особенность метода классификации К средних в том что, создавая разбиение на заданное количество классов, сами эти классы оказываются весьма неравномерными по количеству ячеек в них входящих. Поэтому нам так необходима дендрограмма (иерархическое дерево) чтобы можно было обоснованно объединять малочисленные классы с их ближайшими таксономическими соседями.

В процессе наших исследований был разработан алгоритм, показанный на рис.1.1. в виде блок-диаграммы, иллюстрирующей все основные этапы и шаги процедуры геодинамического районирования в рамках факторного и кластерного анализа.



Рис.1.1 Блок-диаграмма основных шагов и этапов процедуры геодинамического районирования в рамках факторного и кластерного анализа

1.3. ПРИМЕР РАЙОНИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОР-МЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФАКТОРНОГО И КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА

Покажем основные шаги и этапы процедуры геодинамического районирования в рамках факторного и кластерного анализа на примере Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а именно геометрических характеристики новейших вертикальных тектонических движений. Этот пример не будет иметь прямого отношения к геодинамическому районированию Восточно-Европейской платформы, которое будет подробно разобрано в главе 5. Следуя первому этапу блок-диаграммы рис.1.1, подготовим цифровые данные.



Рис.1.2 Точки, являющиеся центрами элементарных площадок размером 30' х 20' для которых рассчитаны параметры новейших движений

На карте рис.1.2 показано 4595 точек, в которых у нас есть 9 геометрических характеристик новейших вертикальных тектонических движений, из которых амплитуда новейших движений w – это параметр, взятый с карты новейших движений [75], а остальные величины являются производными от *w*, то есть расчетными.

- w амплитуда новейших движений, км
- Grad градиенты новейших движений, м/км
- К_{min} минимальная кривизна новейших движений, 1/км
- К_{тах} максимальная кривизна новейших движений, 1/км
- К_{mean} средняя кривизна новейших движений, 1/км
- К_{vert} вертикальная кривизна новейших движений, 1/км
- К_{horiz} горизонтальная кривизна новейших движений, 1/км
- К_{int} интенсивность кривизн новейших движений, 1/км
- К_{gauss} гауссова кривизна новейших движений, 1/км²

Все эти параметры показаны в виде карт на рис.1.3а-1.3и.



а) амплитуда w



г) кривизна К_{тах}







д) кривизна К_{mean}







2 8F-004



ж) кривизна K_{vert}

з) интенсивность кривизн К_{int}

и) кривизна Гаусса К_{gaus}

Рис.1.3 Геометрические характеристики новейших вертикальных тектонических движений

Имея один наблюденный параметр и 8 производных от него, попробуем установить есть ли явная или скрытая корреляция между рассматриваемыми параметрами. Второй шаг состоит в проведении корреляционного анализа. Для начала рассмотрим корреляционную матрицу, таб.1.1.

Таблица 1.1

Корреляционная матрица 9 геометрических характеристик новейших движений Восточно-Европейской платформы

	W	Grad	Kgauss	Kvert	Khoriz	K _{mean}	K _{max}	K _{min}	Kint
w	1	-,255	-,085	-,243	-,366	-,373	-,320	-,189	-,117
Grad	-,255	1	-,141	-,089	,000	-,071	,385	-,556	,642
Kgauss	-,085	-,141	1	-,110	,093	-,042	-,334	,326	-,457
Kvert	-,243	-,089	-,110	1	,166	,875	,692	,513	,188
Khoriz	-,366	,000	,093	,166	1	,621	,405	,462	,007
K _{mean}	-,373	-,071	-,042	,875	,621	1	,749	,634	,153
K _{max}	-,320	,385	-,334	,692	,405	,749	1	-,038	,769
K _{min}	-,189	-,556	,326	,513	,462	,634	-,038	1	-,667
<u>K</u> int	-,117	,642	-,457	,188	,007	,153	,769	-,667	1

В этой таблице видно несколько достаточно высоких значений коэффициента корреляции, причем у каждого из параметров есть корреляция с несколькими другими параметрами. Осмыслить такую таблицу чрезвычайно трудно. В ряде случаев, уже на этом шаге можно отсеять часть параметров, например, если они сильно скоррелированы друг с другом и близки по физическому смыслу. Но к шагу отбора самых информативных параметров мы еще вернемся после-

23

шага с факторным анализом. Переходим к следующему шагу, расчету главных компонентов корреляционной матрицы показанным в таб. 1.2.

Таблица 1.2

Главные компоненты корреляционной матрицы 9 параметров Восточно-Европейской платформы

компонента	Собственные	% изменчивости	суммарный %
	значения		
1	3,378	37,529	37,529
2	2,771	30,787	68,316
3	1,203	13,371	81,688
4	,722	8,021	89,709
5	,615	6,835	96,544
6	,309	3,438	99,982
7	1,053E-03	1,170E-02	99,994
8	3,636E-04	4,039E-03	99,998
9	2,176E-04	2,417E-03	100,000

С помощью МГК можно исследовать взаимосвязь между различными параметрами (их 9 в нашем случае) и найти из них наиболее эффективную комбинацию, что означает выделить факторы, дающие наибольший вклад в дисперсию. Метод главных компонент показывает, что существуют 3 компоненты, собственные значения которых превысили 1. В этой факторной модели первые 3 фактора обеспечивают более 81% всей изменчивости.

В факторном анализе в качестве исходной предпосылки обычно предполагается многомерный нормальный закон распределения наблюденных переменных, однако Лоули иМаксвелл[91] показали, что оценки факторных нагрузок, полученные методом максимального правдоподобия, весьма устойчивы даже при существенном отклонении исходного распределения от нормального распределения.

Следующим действием при применении этой модели является оценка общностей для каждой переменной (таб.1.3), т.е. доли дисперсии, которая общая для всех параметров [231].

Таблица 1.3

Общности первых трех факторов для 9 параметров Восточно-Европейской платформы

	inter populat										
	Общности	Общности									
	по всем	первых 3-х									
	компонентам	факторов									
W	1,000	,647									
Grad	1,000	,790									
Kgauss	1,000	,589									
K _{vert}	1,000	,854									
K _{horiz}	1,000	,607									
K _{mean}	1,000	,992									
K _{max}	1,000	,967									
K _{min}	1,000	,964									
K _{int}	1,000	,942									

Общности для модели из трех факторов достаточно высокие, кроме K_{gauss} (0.589), и это является подтверждением того, что факторная модель оказывается подходящей. В таб.1.4 показаны факторные нагрузки на первые 3 фактора.

Таблица 1.4

Факторный анализ 9 параметров Восточно-Европейской платформы. Метод главных компонент

	Компонента											
	1(37,53%)	2(30,79%)	3(13,37%)									
w	-,509	-0,02	-,622									
Grad	,165	-,749	,449									
Kgauss	-,170	,528	,530									
Kvert	,823	,171	-,384									
K _{horiz}	,608	,279	,400									
K _{mean}	,951	,273	-,110									
K _{max}	,886	-,415	-0,09									
K _{min} _	,400	,895	-0,05									
K _{int}	,405	-,881	-0,4									

Для облегчения интерпретации факторов иногда целесообразно прибегнуть к их вращению (таб. 1.5.). Целью вращения является получение факторов, которые ясно отмечены высокими нагрузками для одних переменных, и низкими – для

других. Идею вращения по методу варимакс, описанную выше, можно приме-

нить успешно и к рассматриваемой задаче.

Таблица 1.5

Матрица факторных нагрузок 9 параметров Восточно-Европейской платформы после вращения варимаксом Кайзера, 6 итераций

		Фактор	
	1(37,53%)	2(30,79%)	3(13,37%)
w	-,180	-,184	-,762
Grad	-,138	,828	,291
Kgauss	-,325	-,461	,520
K _{vert}	,922	-0,06	0,04
K _{horiz}	,396	-0,08	,666
K _{mean}	,926	-0,08	,355
K _{max}	,784	,565	,181
K _{min}	,481	-,792	,325
K _{int}	,277	,927	-0,07

Чаще всего для каждого фактора получается немного высоких значений факторных нагрузок и много незначимых нагрузок, что облегчает интерпретацию, например у параметра *w* до вращения были нагрузки {-,509; -0,02; -,622}, а после вращения – {-,180; -,184; -,762}. Из этой матрицы (табл.1.5), следует, что первый фактор отвечает только за вертикальную кривизну K_{vert} и среднюю кривизну K_{mean} и K_{max}, второй отвечает за K_{int}, Grad и K_{min}, а третий фактор отвечает за w, K_{gauss} и K_{horiz}. Далее уберем все те параметры, которые сильно связаны с друг с другом. В первую очередь это K_{max} и K_{vert} из первого фактора, а во вторую – это K_{min} из второго фактора, а так же K_{horiz} из третьего фактора. При отсеивании параметров из рассмотрения в факторном анализе надо руководствоваться пониманием того, что собой представляют сами параметры. Например, К_{mean} это линейная комбинация минимальной и максимальной кривизн. Вертикальная кривизна и горизонтальная кривизна фиксируются в системе координат, которая линейно связана с системой координат, в которых фиксируются минимальная и максимальная кривизны. В тоже время интенсивность кривизн и кривизна Гаусса линейно не связаны с другими видами кривизн. Таким образом, если факторный анализ подсказывает, то из ряда кривизн К_{mean}, K_{min}, K_{max}, K_{vert}, K_{horiz} можно выбрать 1–2 параметра.

Поэтому проведем сокращение параметров, и оставим только 5 – w, Grad, K_{gauss}, K_{mean}, K_{int}. Для этих 5 параметров заново проведем факторный анализ (таб.1.6.):

Таблица 1.6

Собственные значения корреляционной матрицы из 5 параметров Восточно-Европейской платформы. Метод главных компонент

компонент	Собственные	% изменчивости	суммарный %			
	значения					
1	1,931	38,614	38,614			
2	1,335	26,703	65,317			
3	,970	19,409	84,726			
4	,537	10,741	95,467			
5	,227	4,533	100,000			

Заметим, что вклад первого фактора почти не изменился по сравнению с моделью из всех 9 параметров (38%). В таб. 1.7. показаны значения факторных нагрузок без вращения осей.

Таблица 1.7

Факторный анализ 5 параметров Восточно-Европейской платформы, без вращения осей. Выделены первые три фактора

	Фактор											
	1(38.6%)	2(26,7%)	3(19,4%)									
w	-,386	-,760	-,224									
Grad	,786	-,119	,524									
Kgauss	-,536	,414	,622									
K _{mean}	,266	,731	-,508									
K _{int}	,898	-,192	-0,03									

Сделаем попытку «почистить» факторы, полученные для наших данных по 5 параметрам новейших движений, применяя метод вращения катрем оставленным факторам. В табл. 1.8 показаны значения переменных по отношению к

факторным осям после выполнения вращения по методу Кайзера. Изменились значения нагрузок по отношению к факторным осям.

Таблица 1.8

Факторные нагрузки 5 параметров Восточно-Европейской платформы на три фактора. Вращение методом Кайзера, 6 итераций.

		Фактор	
	1(38.6%)	2(26,7%)	3(19,4%)
\mathbf{W}^{2}	-,364	-,741	,310
Grad	,951	-0,009	0,03
Kgauss	-,124	0,01	-,911
K _{mean}	-,149 °	,894	,204
K _{int}	,732	,128	,541

После: вращения: факторов, значения нагрузок максимизировались, что облегчит нам интерпретацию самих факторов. Можно выдвигать новые гипотезы о причинах, порождающих взаимосвязи между переменными, и тем самым давать причинно-следственную интерпретацию полученных результатов.

Дальнейший анализ матрицы факторных нагрузок сводится к классификации факторов в зависимости от их признаковой структуры на общие, с числом значимых нагрузок более двух- в нашем случае это K_{int} {0,732 на 1-й фактор и 0,541 на третий фактор}, генеральные (значимые нагрузки во всех переменных, с некотором приближением это w) и характерные, локальные значимые нагрузки только в одной переменной, в нашем случае это K_{gauss}, K_{mean}, Grad [8]. После шага выбора подходящей факторной модели можно перейти к картированию факторов и анализу полученных карт, показанных на рис. 1.4а–в.

Первый фактор, изображенный на рис 1.4a, обеспечивает 38,6% общей изменчивости и отражает положительно связанные значения градиента новейших движений Grad и интенсивность кривизн К_{int} (модуль полуразности главных кривизн, отражающий интенсивность изгибных деформаций). Наиболее высокие значения этого фактора на южных границах, что вполне логично объясняется более высокими амплитудами новейших движений. Физический смысл этого фактора, вероятно, в интенсивности поверхностных напряжений

при новейших движениях. Второй фактор, изображенный на рис. 46, обеспечивает 26,7% общей изменчивости и связывает положительные значения средней кривизны K_{mean} (средняя кривизна K_{mean} связана с возмущениями средних в плоскости литосферы напряжений) и отрицательные значения амплитуды вертикальных новейших движений *w*. Второй фактор отражает интенсивность новейших движений. Третий фактор, показанный на рис. 1.4в, обеспечивает 19.4% общей изменчивости. В основном этот фактор следует интерпретировать как показатель формы структурных форм, созданных новейшими движениями. Когда K_{gauss}>0 то поверхность эллиптическая, когда K_{gauss}<0 то поверхность гиперболическая. Для ряда геологических задач вполне можно ограничиться этапом выделения поддающихся интерпретации факторов, их картированием, пространственным анализом.





В зависимости от поставленной задачи можно ограничиться этим этапом, или перейти к следующему этапу, к кластерному анализу, или анализу групп. Самым новым и принципиальным моментом тут будет использование в кластерном анализе главных компонент (факторов) вместо исходных данных, что связано со следующими соображениями: факторы позволяют учесть максимально возможное количество информации через синтетическое описание, одновременно минимизируя потери информации и фильтруя шум. Особенно важно, по нашим представлениям, использование факторов при решении задачи классификации в виду взаимной ортогональности и некоррелированности самих факторов, а так же из-за физического смысла, который они в себе несут. Это не простое механическое использование исходных параметров для классификации, без предварительного исследования их коррелированности как, например, было в работах [129, 130]. Если классификацию проводить по большому количеству параметров, часть из которых взаимно коррелирована, то это приведет к искажению классификации в сторону придания излишне больших весов таким скоррелированным параметрам.

На втором этапе используется алгоритм, который может обрабатывать большие массивы информации (десятки тысяч точек наблюдения с несколькими параметрами). Этот алгоритм требует заранее задать число кластеров. Это число мы будем задавать, исходя из следующих соображений. На всей изучаемой площади, на которой у нас 4595 ячеек, при имеющейся точности и детальности данных, существует возможность выделять структуры с характерным размером 100 – 1000 ячеек. В современной тектонической структуре ВЕП выделяют 17 крупных структур, рис. 1.2. Поэтому при первом использовании кластерного анализа, задаем заранее чуть больше – 22 кластера, потом последовательно уменьшаем в каждой итерации число кластеров: 20, 18, 16, 14, 12, 10, 8, 6. Здесь начинается очередной шаг нашего алгоритма – картирование моделей классификаций. Получаемые результаты сравниваем (рис.1.5). Шесть самых больших по площади классов выделены одинаковыми цветами на всех 9-и картах рис.1.5а-1.5и. По мере уменьшения числа выделяемых классов от 22 до 6 вид карты классификации изменяется постепенно, сохраняя основные, самые существенные черты. На рис. 1.6а-1.6и показаны гистограммы количества ячееек в каждом выделенном классе для всех 9 вариантов классификации. Из анализа этих гистограмм видно, что для вариантов от 20 до 6 классов стабильно выделяются два класса, сильно преобладающих по площади над остальными. Это свидетельствует о стабильности классификации в выбранном диапазоне классов, независимо от количества таких классов. Окончательный, выбираемый

нами вариант, оказывается в итоге компромиссом между детальностью и устой-

чивостью.



а) 22 класса

г)16 классов



б) 20 классов



в) 18 классов



- д) 14 классов



 ж) 10 классов
 з) 8 классов
 и) 6 классов
 Рис.1.5. Варианты классификации новейших движений Восточно-Европейской платформы для разного числа заранее заданных классов

В нашем примере, при 22–10 кластерах появлялись отдельные кластеры, состоящие из 1–3 ячеек, которые в дальнейшем можно объединять с ближайшими (таксономически) для них кластерами.



Рис.1.6. Гистограммы количества ячеек в каждом выделенном классе для девяти вариантов классификации Восточно-Европейской платформы

Кроме того, можно заранее указать центры кластеров, вокруг которых будут сгруппированы данные. Для этого можно использовать эталонные тектонические структуры. Есть два метода: только классификация или классификация с итеративным обновлением центров кластеров. Можно получить информацию о принадлежности каждой точки наблюдения к определенному кластеру, информацию о расстоянии от центра кластера и финальные координаты центров кластеров.

На рис. 1.7 показана совокупность исходных точек, разделенных на 6 классов в новой системе координат первых трех факторов. Отчетливо видно пространственное разделение исходных ячеек на 6 пространственно обособленных классов.



Рис. 1.7. Совокупность исходных точек, разделенных на 6 классов, в новой системе координат первых трех факторов Восточно-Европейской платформы

Построение древовидной классификации – это шаг вспомогательный, предположим, что мы располагаем некоторым множеством объектов (выделенные по 3 факторам 16 классов, 4595 объектов), которые желательно иерархически расклассифицировать. Эти объекты обычно называются «операционными таксономическими единицами» или ОТЕ [68]. На каждом объекте мы производим ряд измерений, которые составляют наше множество данных. Если мы имеем *n* (16 классов) объектов и измеряем *m* (3 значения факторов) характеристик, то множество данных образует матрицу порядка *n* х *m* (в нашем примере, 16х3, см. таб. 1.9). Далее между каждой парой объектов вычисляется некоторая мера сходства или подобия. Коэффициенты сходства могут быть разными, как, например, коэффициент корреляции или стандартизованное *m*-мерное евклидово расстояние.

Малое значение этого расстояния указывает на то, что объекты подобны или «близки друг другу», в то время как большое значение указывает на отсутствие подобия. Обычно матрица исходных данных до вычисления расстояний подвергается стандартизации. Это позволяет учитывать каждую переменную с одинаковым весом. В противном случае расстояние определялось бы переменной, имеющей наибольшее значение.

В табл. 1.9 приведена таблица центров 16 выделенных кластеров в координатах 1-го, 2-го и 3-го факторов. Объектами являются классы, а переменными – значения 1-го, 2-ого и 3-го факторов. В этом примере в качестве меры сходства взяты центры кластеров для этих 16-классов.

Таблица 1.9

Финальные центры кластеров для Восточно-Европейской платформы в системах координат трех главных факторов

Факто-								Кл	iacc							
ры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	,16	,36	3,34	1,37	-,3	,19	3,35	1,41	6,7	4,11	,44	2,27	1,34	,047	1.29	-,4
2	07	2,0	1,06	1,26	,38	,84	-1,06	1,21	-,84	1,85	1,54	2.25	,02	-,69	-1.17	-,19
3	,05	,48	1,51	,43	,00	,08	,57	-1,87	,09	-,8	,00,	,32	,37	05	,42	07

Например, в табл. 1.9 представлены 16 классов, из которых самый многочисленный – 16-й (1894 ячеек), а второй по численности класс – 5-й (1127 ячеек). Центр 16-го класса это -0.404 по первому фактору, -0.185 по второму фактору и -0.065 по третьему фактору. Центр 5-го класса это -0.302 по первому фактору, 0.376 по второму фактору и 0.004 по третьему фактору.

Рассмотрим горизонтальную дендрограмму (таб.1.10). Дендрограмма начинается с каждого элементарного класса (в левой части диаграммы). Теперь постепенно (очень малыми шагами) "ослабляем" наш критерий о том, какие объекты являются уникальными, а какие нет. Другими словами, понижаем порог, относящийся к решению об объединении двух или более объектов в один более крупный кластер.

В результате, связываются вместе всё большее и большее число кластеров, состоящих из элементов, различающихся все сильнее. Окончательно, на последнем шаге все кластеры объединяются вместе. На диаграмме таб.1.10 горизонтальная ось представляет расстояние объединения. Так, для каждого узла в графе (там, где формируется новый кластер) можно видеть величину расстояния, для которого соответствующие элементы связываются в новый единственный кластер (таб.1.10). Когда данные имеют ясную "структуру" в терминах кластеров объектов, сходных между собой, тогда эта структура, скорее всего, должна быть отражена в иерархическом дереве различными ветвями. В результате успешного анализа методом объединения появляется возможность обнаружить кластеры (ветви) и интерпретировать их.

На первом шаге, когда каждый объект представляет собой отдельный кластер, расстояния между этими объектами определяются выбранной мерой. Однако когда связываются вместе несколько объектов, возникает вопрос, как следует определить расстояния между кластерами? Другими словами, необходимо правило объединения или связи для двух кластеров. Здесь имеются различные возможности: например, можно связать два кластера вместе, когда любые два объекта в двух кластерах ближе друг к другу, чем соответствующее расстояние связи. Другими словами, используется "правило ближайшего соседа" для определения расстояния между кластерами; этот метод называется методом «одиночной связи». Это правило строит "волокнистые" кластеры, т.е. кластеры, "сцепленные вместе" только отдельными элементами, случайно оказавшимися ближе остальных друг к другу. Как альтернативу, можно использовать соседей в кластерах, которые находятся дальше всех остальных пар объектов друг от друга. Этот метод называется метод «полной связи». Существует также множество других методов объединения кластеров, подобных тем, что были рассмотрены.

В табл. 1.10 показана дендрограмма для 16 классов, выделенных по трем первым факторам для ВЕП. Зная тектоническое строение ВЕП, мы предполагаем различный размер кластеров, поэтому остановимся на методе взвешенного попарного среднего внутри групп.

Таблица 1.10

Дендрограмма 16 классов Восточно-Европейской платформы Расстояние между классами



Здесь можно объединить класс 9, в котором только 1 ячейка и классы 3, 7, 13, в котором уже 99 ячеек, а так же классы 8, 12, 4 и 10 ввиду их таксономического родства. На рис. 1.5и видно пространственное распределение выделенных классов. Естественно, что классы число ячеек, в которых менее 1 %, в данном случае менее 45, следует объединять с более крупными классами, находящимися в непосредственной таксономической близости. Объединение малочисленных классов – это тот шаг, который требует определенной интуиции и хорошего представления об исследуемом регионе. После того как такое объединение проведено, можно создать итоговую карту геодинамической классификации литосферы. Это последний формализованный шаг в нашем алгоритме по
блок-диаграмме из рис.1.1, после которого следует завершающий анализ и интерпретация.



Рис. 1.8. 16 классов Восточно-Европейской платформы из таблицы 1.8. в системе координат трех главных факторов. Оси подписаны в соответствии с физическим смыслом выделенных факторов. Цифры рядом с кружками – номера классов

По вертикальной оси отложен фактор 1, интерпретируемый как интенсивность поверхностных напряжений, по левой горизонтальной оси – фактор 2, интерпретируемый как интенсивность новейших движений, а по правой горизонтальной оси отложен фактор 3, интерпретируемый как форма новейших структур (эллиптическая, гиперболическая или параболическая). Таким образом, например, класс 16 можно охарактеризовать так: низкая интенсивность поверхностных напряжений, низкая интенсивность новейших движений и гиперболическая форма структур: а класс 6-й характеризуется низкой интенсивностью поверхностный напряжений, высокой интенсивностью новейших движений и параболической формой структур (см. таблицы 1.9 и рис.1.8).

Однако полученную карту геодинамической классификации еще можно будет использовать далее в формализованных прикладных задачах, например, в

сейсмическом районировании. В главе 6 мы подробнее остановимся на решении такой задачи.

1.4 ВЫВОДЫ

В первой главе предложен и опробован на конкретных данных алгоритм состоящий из корреляционного, факторного и кластерного анализа. Показано, как надо отбирать необходимые, информативные параметры, как выбирать факторную модель, что бы факторы можно было физически интерпретировать, как картировать сами факторы.

Показана роль факторного анализа в геодинамике, заключающаяся, вопервых, в сокращении числа исходных переменных, во-вторых, в том, что выделяемые факторы обязательно должны поддаваться геофизической интерпретации. Если же факторы не поддаются легкой и понятной интерпретации, то это свидетельствует или о том, что исходные данные плохие или о том, что фактор вскрывает какие-то совершенно новые, ранее не известные данные. Это первая работа, в которой показано применение классификации в геодинамике не по геолого-геофизическим параметрам, а по геофизически осмысленным факторам, полученным из этих данных.

Для геометрических характеристик новейших движений Восточно-Европейской платформы выделено три фактора. Первый фактор, обеспечивает 38,6% общей изменчивости и отражает положительно связанные значения градиента новейших движений Grad и интенсивность кривизн K_{int} (модуль полуразности главных кривизн, отражающий интенсивность изгибных деформаций). Физический смысл этого фактора, вероятно, в интенсивности поверхностных напряжений при новейших движениях. Второй фактор, обеспечивает 26,7% общей изменчивости и связывает положительные значения средней кривизны К_{mean} (средняя кривизна К_{mean} связана с возмущениями средних в плоскости литосферы напряжений) и отрицательные значения амплитуды вертикальных новейших движений *w*. Второй фактор отражает интенсивность новейших движений. Третий фактор обеспечивает 19.4% общей изменчивости. В основном этот фактор следует интерпретировать как показатель формы структурных форм, созданных новейшими движениями. Когда K_{gauss}>0 то поверхность эллиптическая, когда K_{gauss}<0 то поверхность гиперболическая. Для ряда геологических задач вполне можно ограничиться этапом выделения таких поддающихся интерпретации факторов, их картированием, пространственным анализом.

Полученные факторы откартированы, на основании значений этих трех факторов проведена классификация с целью районирования территории. Показана роль использования таксономии для определения степени близости между выделяемыми классами. Показано положение центров выделенных классов в системе координат трех главных факторов. Такое представление позволяет наглядно представлять расстояние между классами и физический смысл самих этих классов. Обсуждены методические вопросы проведения классификации, выбора наиболее подходящей для данной задачи модели.

ГЛАВА 2. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В этом разделе главы на основе данных о новейших вертикальных движениях земной коры (ВДЗК), отображенных на карте новейшей тектоники в масштабе 1:5000000 [75], исследованы геометрические характеристики новейших деформаций поверхности литосферы Северной Евразии.

Данные о вертикальных движениях земной коры (ВДЗК) за новейший этап развития позволяют сделать важные заключения о тектонических особенностях развития исследуемого региона. На основе этих данных недавно в масштабе 1:5000000 была построена карта новейшей тектоники такой обширной территории как Северная Евразия [47, 75, 118]. На этой карте, отражающей вертикальные движения земной коры за новейший тектонический этап, впервые в единой легенде показана новейшая структура материка и прилегающих акваторий. Карта дает представление об интенсивности и направленности ВДЗК (за неоген-четвертичное время) и об их распределении на территории Северной Евразии. На ней показаны материковые и океанические платформы, континентальные и океанические рифты, орогенические области, впадины глубоководных морей и области предрифтового режима, островные дуги, глубоководные желоба и задуговые бассейны [118].

Данные о новейших тектонических движениях, представленные на карте, открывают возможность определить ряд геометрических характеристик деформирования литосферы за изучаемый этап развития. Этому и посвящена настоящая работа: предложены и реализованы алгоритмы расчета величин деформации по данным о новейших ВДЗК, построены карты-схемы характеристик новейших деформаций земной поверхности Северной Евразии и проанализированы закономерности деформирования в областях с различным характером тектонического развития. Кратко обсуждаются принципиальные возможности приложения полученных полей деформации к расчету напряженного состояния. Для иллюстрации типичного поведения изучаемых геометрических характеристик, в работе рассмотрены некоторые модельные примеры поверхностей, для которых рассчитаны градиенты и кривизны.

2.1. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Для анализа напряженно-деформированного состояния литосферы интерес представляют не сами амплитуды ВДЗК, а характеристики их относительного изменения в пространстве. К ним относятся величины модуля градиента амплитуд ВДЗК и кривизны поверхности, созданной ВДЗК.

Анализ средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений ранее использовался для оценки интенсивности новейших тектонических движении [28, 30,115] и напряженного состояния коры [29]. Пространственное распределение отдельных характеристик кривизны поверхности в целях тектонического и геодинамического анализа стало изучаться значительно позднее [33, 37, 41, 43, 57, 180, 212, 222 и др.].

Одной из побудительных причин для исследования характеристик относительного изменения амплитуд ВДЗК явился поиск корреляции между тектоническими движениями и сейсмичностью. Проблема использования данных о ВДЗК для сейсмического районирования и прогноза землетрясений возникла с момента появления первых достаточно надежных наблюденных данных. В течение десятилетий для относительно больших площадей привлекались преимущественно данные о скоростях современных ВДЗК и иногда о пространственных градиентах этих скоростей [97]. В работах [33, 37, 43, 58, 180, 181] изгибные деформации тектонических движений изучались на основе анализа отдельных скалярных характеристик кривизны - средней или гауссовой кривизны.

В дальнейшем усилия были направлены на более полный учет кинематики ВДЗК, что привело к рассмотрению тензорных характеристик изгибаемой при ВДЗК поверхности. Под воздействием пространственно-неоднородных амплитуд ВДЗК *w* локальная кривизна земной поверхности в каждой точке с координатами *x*, *y*, вообще говоря, изменяется. При относительно небольших градиентах ВДЗК, что справедливо, например, для платформенных областей, такие изменения вполне адекватно описываются математически так называемым тензором кривизны-кручения $\nabla \otimes \nabla w$. Это симметричный двумерный тензор второго ранга, матрица компонент которого составлена из вторых пространственных производных амплитуд ВДЗК w(x,y). Собственными значениями тензора кривизны-кручения в линейном приближении являются главные кривизны $K_{max}(x,y)$, $K_{min}(x,y)$ поля вертикальных движений, т.е. те главные кривизны, которые наблюдались бы у первоначально плоской поверхности под воздействием данного поля ВДЗК. Приближенные характеристики современной скорости изменения кривизн и соответствующие скорости за новейший этап развития на основе анализа тензора кривизны-кручения были рассчитаны и закартированы для Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в работах [43,58].

Определение деформационных характеристик, вызванных ВДЗК, представляет интерес для многих геодинамических и сейсмологических приложений: для определения напряженного состояния литосферы, для выявления закономерностей пространственного распределения сейсмичности, для проблемы сокращения земной коры и т.д. Кривизны изгибаемой литосферы выгодно отличаются от амплитуд и градиентов ВДЗК тем, что они инвариантны по отношению к движению изучаемого блока литосферы как жесткого целого, и поэтому, в частности, могут быть связаны в рамках корректных геодинамических моделей с действующими тектоническими напряжениями.

Если для деформирования литосферы принять модель изгиба тонкой пластины, то на формирование напряженного состояния оказывают влияние все компоненты тензора $\nabla \otimes \nabla w$. Они определяют тензорные характеристики изгибных деформаций и, следовательно, отражают региональные и локальные искажения глобального поля напряжений в литосфере, передающегося от краев литосферных плит. Так, например, в рамках модели малых упругих изгибных деформаций изотропной литосферы тензор кривизны-кручения соосен с тензором изгибающих моментов. Средняя кривизна K_{mean} связана с возмущениями сред-

42

них в плоскости литосферы напряжений. Интенсивность изгибных деформаций, определяемая как $h(K_{max}-K_{min})/2$ (h - мощность литосферы), влияет на изменение интенсивности сдвиговых деформаций и, в конечном счете, на возмущение максимального касательного напряжения [101]. Для моделей изгиба, учитывающих неупругость процессов деформирования, анизотропию и слоистое строение литосферы, характер взаимосвязи кинематики деформирования и напряжений усложняется, но в качественном отношении принципиально не изменяется.

Отмеченные особенности инвариантов тензора $\nabla \otimes \nabla w$ позволили [42], рассчитав пространственное распределение интенсивности изгибных деформаций, оценить для Восточно-Европейской платформы скорость изменения интенсивности сдвиговых деформаций и сравнить ее со скоростью накопления сейсмического момента землетрясений. На этой основе была построена расчетная карта-схема максимально возможных магнитуд землетрясений M_{max} . Результаты определения лишь средней кривизны $K=(K_{\text{max}}+K_{\text{min}})/2$ изгибаемой поверхности оказались бы недостаточными в рамках отмеченного подхода для решения проблемы связи кривизн с особенностями пространственного распределения сейсмичности, а, следовательно, и напряженного состояния литосферы.

2.2. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

В настоящей работе градиенты ВДЗК и характеристики кривизны были рассчитаны для всей территории Северной Евразии. Расчеты проводились на основе оцифрованного материала по карте новейшей тектоники Северной Евразии [75]. На исследуемой территории характеристики кривизн вычислялись по точным формулам (см.2.1-2.4), а не на основе собственных значений линеаризованного тензора $\nabla \otimes \nabla w$, как это ранее было сделано для Восточно-Европейской платформы [33, 43].

Анализ особенностей деформирования литосферы Северной Евразии проведен для основных геоструктурных областей, показанных на карте новейшей тектоники [75]. К числу этих областей относятся (рис.2.1):

- платформы,
- области предрифтового режима,
- впадины глубоководных морей,
- области материкового рифтогенеза,
- островные дуги, глубоководные желоба и задуговые бассейны,
- орогенические области,
- океанические платформы,
- океанические рифтовые зоны.



Рис. 2.1. Схема новейших геоструктурных областей Северной Евразии: I орогенические области: 1-Карпаты, 2-Кавказ, 3-Копетдаг, 4-Памиро-Алай, 5-Южный Тянь-Шань, 6-Северный Тянь-Шань, 7-Таримский бассейн, 8-Джунгария, 9-Алтае-Саяно-Монгольская, 10-Монголо-Охотская, 11-Верхояно-Колымская, 12-Чукотская, 13-Сахалинская, 14-Урал; II - платформенные области: 15-Восточно-Европейская, 16-Туранская плита, 17-Казахский щит, 18-Западно-Сибирская плита, 19-Сибирская платформа, 20-Зейско-Буреинская и Гобийско-Хинганская, 21-Восточно-Сибирско-Чукотская плита, 22-Берингова плита; III - области предрифтового режима: 23-Восточно-Саянский, 24-Витимо-Становой, 25-Северо-восточная Китайская; IV - материковые рифты: 26-Паннонский, 27-Байкальский, 28-Восточно-Азиатский, 29-Момский; V - впадины глубоких морей: 30-Черноморская, 31-Южно-Каспийская, 32-Беринговоморская, 33-Командорская котловина, 34-Охотская, 35-Японская; VI - океанические платформы: 36-Евразийская плита, 36а-Амеразийская плита, 37-Тихоокеанская платформа; VII - океанические рифты: 38; VIII - островные дуги: 39 - Курило-Камчатский глубоководный желоб, 40-островная дуга, 41-задуговой бассейн

Для более детальной характеристики и выявления региональных различий в пределах этих областей в настоящей работе были выделены 42 региона (рис. 2.1, табл. 2.1).

Таблица 2.1

Средние значения и дисперсия амплитуд, градиентов, максимальной, минимальной и средней кривизны и интенсивности кривизн новейших тектонических движений Северной Евразии

	Амнл	ery,1a	Гразие	ĦT	Максима крявы	льная Эна	Минима криви	льная зна	Средня кривиза	9 M Hai	Иатенси крива	вностъ Изн
	w. km	σ	Grad, km/km	σ	Kmaaa 1/km	σ	K _{mm} , 1/km		Kmess, 1/km	σ	Kaat . 1/km	σ
Орогенические	0,57	1,17	0.0100	1.2E-02	2,0E-04	4,1E-04	-2,3E-04	4,2E-04	1,2E-05 ;	3.2E-04	2.0E-04	2.2E-04
области в целом												
Карналы	0,01	0,73	0,0110	7,7E-03	3.0E-04	4,6E-01	-3,2E-04	4,7E-04	-9,0E-0%	4.0E-04	3,1E-04	2.0E-04
Канказ	0,70	1,95	0.0210	2.0E-02	3.6E-04	6,3E-04	-4,3E-04	6,1E-04	-3,5E-05	5.0E-04	4.08-04	2.2E-04
Konergar	0,29	1,84	0,0250	2.2E-02	4,1E-04	5,3E-04	= \$,2E-04	7,6E-04	-5.5E-05	5.0E-04	5,7E-04	2,3E-04
Южный Тянь-Шарь	1,27	2,01	0.0330	2,2E-02	6,3E-04	1,1E-03	-8,4F-04	8,5E-04	-1.0E-04	8.0F-04	7,0E-04	4.0E-04
Памиро-Алая	2,54	2,50	0.0270	2.0E-02	5,4E-04	8.0E-04	-5,5E-04	8,4E-04	- -7,7E-0 6	7.0E-04	5,5E-04	4.01:-04
Северный Тянь-Шань	1,57	1,43	0.0250	1,6E-02	5,7E-04	9,2E-04	-7,36-04	8,9E-04	-8,0E-05	7.6E-04	6,5E,04	4.1E-04
Джушарыя	0,36	1,09	0,0134	1,2E-02	3,0E-04	5,2E-04	-2,7E-04	4,3E-04	1,3E-05	4.0E-04	3.0E-04	2.1E-64
A.mae-Casmo-	1,13	0,61	0,0067	4.8E-03	1,6E-04	2,4E-04	-1,7E-04	2,5E-04	-2,5E-06	2.0E-04	1,7E-04	1.2E-04
Монгольская												
Охотско-Монгольская	0,66	0,35	0,0036	3,3E-03	7,9E-05	1.3E-04	-8,8E-05	1,4E-04	-4,5E-06	1,0E-04	9.0E 05	6.0E-05
Верхонно-Колымская	0,92	0,51	0,0075	5,5E-03	1,4E-04	2.0E-04	-1,9E-04	2,5E-04	-2,3E-05	1,9E-01	1.96-04	1.1E-04
TIVKOTCKAN	0,25	0,61	0,0069	6,3E-03	1,65-04	3.0E-04	~1,8E-04	2,9E-04	-6,5E-06	2.0E-04	1.5E-04	1.3E-04
CANAL IMPECTAN	-0,55	0,64	0.01.0	7,0E-03	3,6[-01	5.01-04	-3,7E-04	4,6E-04	-2,4Fr(6)	4.0E-04	3.5E-01	1. E-04
YING	0,32	0,29	0.0056	4,2E-03	1.0E-04	1.5E-04	-1,6F-04	2,3E-04	-3,2E-05	1.6E-04	- 1,3E-04	1.0E-04
Таримский бассейн	-1,83	1,83	0,0240	2,0E-02	4,7E-04	7.0E-04	-2,9E-04	7,0E-04	8,6E-05	5,48-04	3.8E-04	3. E-64
Островные дуги	-0.30	0,73	0.0084	4.0E-03	1.8E-04	2.6E-04	-2,0E-04	2,4E-04	-1,2E-05	2,2E-04	1,9E-04	1.1E-04
Глубовонодные желоба	-0,42	0,52	0,00×0	5.6E-03	2,7E-04	3,4E-04	-1,9E-04	2,8E-04	4,0E-05	2.6E-04	2 3E-04	1. E-04
Остронные доти	0,03	0,45	0,0078	4.3E-03	1,2E-04	2.0E-04	-2,3F-04	2.2E-04	-5,7E-05	1.8E-04	1.7E-04	1.012-04
Залуговый бассеби	-1,60	0,48	0.0110	5,8E-03	3.0E-04	2.7E-01	-9,2E-05	2,3E-04	1,05-04	2,2E-01	2.0E-04	1,1E-04
Глубоководные моря	-1.29	1,47	0,0090	1.0E-03	2,1E-04	3.3E-04	-1,3E-04	2,7E-04	4.0E-05	2,0E-04	1,7E-04	1.6E-04
Южно-Касцийская	-6,96	2,31	0.0340	2,1E-02	7,7E-04	6.2E-04	-1,8E-05	3.2E-04	3,7E-04	4.0E-01	3.9E-04	2.0E-C1
вла, рина												
Ч, рноморская внадшна	-0.52	0,22	0,0043	4.3E-03	1,46-04	1,815-04	-2.4E-05	8,4E-05	5,8E-05	10E-04	8,0E,05	7.0E-05
Берниговоморская	-0,74	0.28	0.0047	3,5E-03	1.1E-04	1,8E-04	- 8,8E-05	1,3E-04	1,0E-C3	1.0E 04	1.05.01	7.0E C5
BIATIMA												
Командорская котловина	-1.10	0.61	0.0120	9.0E-03	3.3E-04	3.7E-04	- 2,0E-04	3.5E-04	6, E-05	3.0E-04	27E-04	1.7E-04
Охотское море	-1.15	0,78	0,0089	×.0E-03	1.9E-04	3.2E-04	-1.5E-04	3,0E-04	2.0E-03	2.4E-04	1,7E (H	1.515-04
Японское море	-1.13	0,69	0.0090	1.4E-03	2.0E-04	2.0E-04	-1,4E-04	2,0E-04	2,1E-05	1.8E-04	L6E (H	L1E (4

	Амплитуда		Гразнент Максимал криена		альная Сня	њиал Минимальная на кривенна		Средния крнинона		Интенсивность кривнзи		
	w, km	9	Gead, km/km	σ	Kmar, 1/km	•	K _{maa} , 1/km	σ	Kmean I/km	1	Kine, 17km	u 17
Платформы	0.01	0,31	0,0280	6.9E-03	8,2E-05	4,3E-04	-1,0E-04	6.0E-04	-1,1E-05	3.6E-04	9.0E-05	3.0E-04
Восточно-Европейская	-0,04	0,24	0,0025	5.2E-03	6,9E-05	2,9E-04	-8.5E-05	1.8E-01	-7.6E 06	2.0E-04	N.OE. 05	2.4E-04
Западно-Свбирская плита	0.06	0.12	0.0010	9,7E-04	2,7E-05	5.0E-05	-1,9E-05	3.8E-05	3,8E-06	3 OE-05	1.11-05	2.5E-05
Казахский щит	0,32	0,23	0,0020	2,1E-03	3,5E-05	7.9E-05	-3.3E-05	7,7E-05	1,2E-06	5.6F-05	1.16-05	4.1E-05
і уранская плита	-0,03	0,38	0,0045	5,5E-03	7,6E-05	1.5E-04	-9.2E-05	2.1E-04	-7, 6E-06	1.46-04	N.0E.05	1.0104
Сибирская платформа	0,19	0,28	0.0028	5.8E-03	6.9E-05	2,6E-04	-9.4E-05	3,8E-04	-1.3E-05	2.2E-04	NOE 05	2.15.01
Зейско-Бурениская	0,49	0,27	0.0018	1.1E-03	4.2E-05	4.9E-05	-3.6E-05	5.5E-05	3.0E-06	4,0E-05	3.9E-05	2.5E-65
и Гобайско-Ханганская												
Ногточно-Сабаргдал	-0.24	0,30	0.0050	1,3E-02	2.01-04	9,45-04	-2.7E-04	1.3E-03	-4,0F-05	2.01-04	2.45-04	6.6 -64
Чукотская плита												
Берингова плита	-0.62	0,49	0,0062	5.1E-03	1,5E-04	2,0E-04	-9.0E-05	1.6E-04	3.0E-05	1.3E-04	1.2E-04	8.0E-05
Области материкового	0,14	0.80	0,0080	9.0E-03	2.3E-04	5.0E-04	-2.1E-04	4,0E-04	8.6E-06	3.4E-04	2.0E-04	2.7E-04
purprocessa -												
райкальский рифт	0,43	1,38	0,0160	1.66-02	6.0E-04	1.05-03	-5.0E-04	7.6E-04	3,0E-05	7.01:-04	6.0E.(M	4.01-04
Момский рифт	0.11	0,53	0.0054	6.7E-03	2.0E-04	4,0E-04	-1.7E-04	3,2E-04	1.6E-06	2.6E-04	1.×E: 04	2.01.04
Восточно-Азиатский рифт	0.09	0.67	0.0074	5.3E-03	1.2E-04	2.0E-04	-1,3E-04	1.5E-04	-4,0E-07	1,5E-04	1.3E-04	7.0E-05
Панионский рифт	-0,50	0,73	0.0126	5,7E-03	4.0E-04	3.8E-04	-1.3E-04	3,2E-04	1,3E-04	3.0E-04	2.5E-04	1.2E-04
Области предрифтового	0.67	0,57	0.0038	3,3E-03	7,0E-05	1.1E-04	-8.6E-05	1.4E-04	-8.7E-06	1,0E-04	7.5E-05	6.0E-05
режима												
С В Китайская предрифтовая	0,43	0.38	0,0030	2.7E-03	5.0E-05	7.6E-05	-6,5E-05	1,1E-04	7.4E-06	7.4E-05	6.0E-05	1.0E 05
Вигимо-Становая	0,81	0,25	0.0034	2.8E-03	6.3E-05	1.1E-04	-1.0E-04	1,5E-04	-2.0E-05	1.0E-04	8.0E-05	5.0E-05
предрифтовая												
Восточно-Саянская	1,53	0,47	0.0066	4.2E-03	1.5E-04	2.0E-04	-1.66-04	2.1E-04	-6,01-06	1.7E-04	1.6E-04	1.05-04
предрифтовая												
Океанические платформы												
Амеразийская плита	-2.70	1,63	0.0270	2,5E-02	1.0E-03	1.7E-03	-5,4E-04	1.3E-03	2,5E-04	1.2E-03	× 0E-04	7.0E-04
Свразийская плити	-1.73	1,04	0,0255	2.0E-02	1.36-03	2.5E-03	-6,4E-04	1.8E-03	3,1E-04	1.68-03	9.5E-04	1.0E-03
Тихоокеанская платформа	-0.82	0.41	0.0080	1.5E-03	2.4E-04	2,4E-04	-1.6E-04	2.6E-04	3.6E-05	2.0E-04	2.0E 04	9.0F 05
Океанические рифты												
Октанические рифтовые зопы	0,0004	0,46	0.0166	1,8E-02	8.0E-04	2.2E-03	-1.3E-03	2,3E-03	-2,1E-01	1,7E 01	115-04	2.9E-03

Предполагая донеогеновую поверхность изучаемой территории достаточно выровненной, назовем поверхностью ВДЗК ту поверхность z=w(x,y), абсолютные отметки z которой совпадают с амплитудами w новейших ВДЗК в соответствующих географических точках с координатами x, y. По данным об амплитудах, заданных в узлах сетки с шагом 20' по широте и 30' по долготе, для территории Северной Евразии были рассчитаны и построены карты-схемы различных геометрических характеристик этой поверхности. Это карты модуля градиента Grad(x, y), максимальной $K_{\max(x,y)}$ и минимальной $K_{\min(x,y)}$ главных кривизн, средней кривизны $K_{\text{mean}(x,y)}=(K_{\max}+K_{\min})/2$ и интенсивности кривизны $K_{int(x,y)}=(K_{\max}-K_{\min})/2$, а также гауссовой (полной) кривизны $H(x,y)=K_{\max}K_{\min}$. Главные кривизны вычислялись по формулам (2.1-2.4). В силу локальности рассчитываемых характеристик, в каждой точке географические координаты локально заменялись декартовыми. Ось х направлялась на восток, а ось у направлялась на север. Были использованы следующие формулы аппроксимации частных производных [144]:

$$\left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_{ij} = \frac{w_{i+1,j+1} - w_{i-1,j+1} + w_{i+1,j-1} - w_{i-1,j-1}}{4h_1}$$
2.1

$$\left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)_{ij} = \frac{w_{i+1,j+1} - w_{i+1,j-1} + w_{i-1,j+1} - w_{i-1,j-1}}{4h_2}$$
2.2

$$\left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y}\right)_{ij} = \frac{w_{i+1,j+1} - w_{i+1,j-1} - w_{i-1,j+1} + w_{i-1,j-1}}{4h_1 h_2}$$

$$\left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2}\right)_{ij} =$$
2.3

$$\frac{1}{3h_1^2}(w_{i+1,j+1} - 2w_{i,j+1} + w_{i-1,j+1} + w_{i+1,j} - 2.4)$$

$$2w_{i,j} + w_{i-1,j} + w_{i+1,j-1} + w_{i-1,j-1}$$

$$\left(\frac{\partial^2 w}{\partial y^2}\right)_{ij} = \frac{1}{3h_2^2} (w_{i+1,j+1} - 2w_{i+1,j} + w_{i+1,j-1} + w_{i,j+1} - 2w_{i,j} + w_{i,j-1} + w_{i-1,j+1} - 2w_{i-1,j} + w_{i-1,j-1} - 2w_{i,j} + w_{i,j-1} + w_{i-1,j-1} - 2w_{i-1,j} + w_{i-1,j-1} - 2w_{i-1,j} + w_{i-1,j-1} - 2w_{i-1,j} + w_{i-1,j-1} - 2w_{i-1,j} -$$

Значения амплитуды *w*, снабженные индексами *i*, *j*, вычисляются в узле (x_i, v_j) . 2.2.1. Примеры геометрических характеристик для модельных поверхностей

Для иллюстрации качественного поведения изучаемых геометрических характеристик поверхности в различных ситуациях рассмотрим три модельных примера поверхностей, заданных в декартовых координатах x, y, z уравнением z=w(x, y). В этих примерах w(x, y) является аналитической функцией своих координат. В том или ином виде рассматриваемые ситуации встречаются при изучении геометрических характеристик поверхности ВДЗК на территории Северной Евразии.

В первом примере, приведенном на рис.2.2, уравнение поверхности имеет вид w(x,y)= sin x. Такой тип поверхности может моделировать совокупность чередующихся линейных поднятий и прогибов, вытянутых в горизонтальном направлении y. Заметим, что в рассматриваемом примере, как и в последующих двух, отношение амплитуды w к характерному линейному горизонтальному размеру существенно превышает соответствующее отношение для реальных амплитуд ВДЗК.

Это сделано для того, чтобы выделить общие тенденции в поведении геометрических характеристик для разных типов поверхностей - тенденции, не связанные жестким образом с пространственными масштабами тектонических движений. Поверхность w= sin x является цилиндрической с образующей, параллельной оси y. В этом направлении одна из главных кривизн равна нулю и, следовательно, равна нулю гауссова кривизна *H*.



модуль градиента Grad

 $M(K_{min}) = -0.221$

минимальная кривизна K_{min}



змплитуда w



максимальная кривизна Ктах



средняя кривизна Ктел

интенсивность кривизны Kint

Рис. 2.2. Модуль градиента и характеристики кривизны поверхности, заданной уравнением w= sin x при $|x| \leq 2\pi$. Все точки поверхности параболические [57]

Все точки этой поверхности являются параболическими, а сама поверхность изометрично (без изменения длины любой линии) может быть развернута на плоскость. Качественные связи между приведенными на рис.2.2

графиками геометрических характеристик усматриваются непосредственно. Количественно эти связи отражаются коэффициентами корреляции (таб. 2.2).

Таблица 2.2

	ω	Grad	Kmax	K_{\min}	K_{mean}	K_{int}
พ	1	0	-0,832	-0,832	-0,97	0
Grad	0	1.	-0,511	0,511	0	-0,996
K_{\max}	-0,832	-0,511	1	0,472	0,858	0,514
K_{\min}	-0,832	0,511	0,472	1	0,858	-0,514
$K_{ m mean}$	0,97	0	0,858	0,858	1	0
$K_{ t int}$	0	-0,996	0,514	-0,514	0	1

Корреляционная матрица для модельного примера параболической поверхности, приведенного на рис. 2.2

Между амплитудой *w* и средней кривизной K_{mean} существует отрицательная корреляция - увеличению значений одной функции в том же месте и в том же направлении соответствует уменьшение значений другой. В данном конкретном случае коэффициент корреляции *r* равен -0,97, а при уменьшении амплитуды синусоидальной волны этот коэффициент стремится к -1. Отрицательная корреляция наблюдается и между модулем градиента *Grad* и интенсивностью кривизны K_{int} (*r*=-0,996), однако эта корреляция превращается в положительную при сдвиге графиков на $\pi/2$ по оси *x*. При сдвиге по *x* на π отрицательная корреляция возникает для главных кривизн K_{max} и K_{min} , которые в исходном состоянии коррелируют слабо (*r*=0,472). Заметим, что значения средней кривизны (по модулю) и значения интенсивности кривизны изменяются приблизительно в одинаковом интервале. Однако среднее по области значение $M(K_{\text{mean}})$ средней кривизны равно 0, в то время как $M(K_{\text{int}})=0,221$.

Последняя величина совпадает со средним значением для максимальной кривизны и взятому с обратным знаком среднему значению - для минимальной.

Что касается средней кривизны, то выборка значений этой величины будет характеризоваться чрезвычайно большим коэффициентом вариации $d=\sigma/|$ M|, равным отношению стандартного отклонения $\sigma(K_{\text{mean}})$ к абсолютной величине среднего значения M (K_{mean}).



Рис. 2.3. Модуль градиента и характеристики кривизны поверхности, заданной уравнением w=- $(1-x^2-y^2)/2$ при |x|<= $2^{-1/2}$, |y|<= $2^{-1/2}$. Все точки поверхности эллиптические [57]

Рассмотрим геометрические характеристики поверхности, заданной уравнением $w(x, y) = -(1 - x^2 - y^2)/2$ (рис.2.3). Все точки этой поверхности являются эллиптическими, т.к. главные кривизны имеют один и тот же знак (в данном случае - положительный). Поверхность представляет собой изометричную впадину. Центральная точка поверхности является омбилической (шаровой), в ней *K*_{max}=*K*_{min} и любое направление является главным.

Таблица 2.3

	ω	Grad	Kmax	K_{\min}	K_{mean}	$K_{ m int}$	H
w	1	0,975	-0,991	-0,975	-0,981	0,957	-0,965
Grad	0,975	1	-0,994	-0,998	-0,998	0,995	-0,997
K_{\max}	-0,991	-0,994	1	0,996	0,998	-0,998	0,992
K_{\min}	-0,975	-0,998	0,996	1	1	-0,998	0,999
Kmean	-0,981	-0,998	0,998	1	1	-0,995	0,998
K_{int}	0,957	0,995	-0,998	-0,998	-0,995	1	-1
H	-0,965	-0,997	0,992	0,999	0,998	-1	1

Корреляционная матрица для модельного примера эллиптической поверхности, приведенного на рис. 2.3

Представленные графики геометрических характеристик качественно, а данные табл.2.3. – количественно демонстрируют четкую положительную корреляцию между главными кривизнами и средней кривизной. Причем все три графика этих величин близки между собой не только по форме, но и по величине. В частности, коэффициент корреляции между K_{max} и K_{min} достигает значения г=0,996, а средние значения М (K_{mean}), М (K_{max}) и М (K_{min}) различаются несущественно. В то же время между этими характеристиками, с одной стороны, и величинами амплитуд *w*, модуля градиента *Grad* и интенсивностью кривизны K_{int} – с другой, наблюдается отрицательная корреляция. Вообще, в данном конкретном примере коэффициенты корреляции между любыми двумя геометрическими характеристиками превышают по абсолютной величине 0,95. Заметим, что K_{int} принимает значения, существенно меньшие, чем все остальные характеристики кривизны.

На рис.2.4. представлены результаты расчета геометрических характеристик для третьего типа поверхности, которая задана уравнением $w(x,y)=(x^2-y^2)/2$. Всюду в области определения $K_{max}>0$ и $K_{min}<0$ и поэтому все точки поверхности являются гиперболическими (такой поверхности в структурной геологии соответствует седловидная складка, а в рельефе – впадина вдоль шарнира антиклинали).



Рис. 2.4. Модуль градиента и характеристики кривизны поверхности, заданной уравнением w=(x^2-y^2)/2 в области |x| <=1, |y|<=1. Все точки поверхности гиперболические [57]

Поверхность максимальной кривизны K_{max} проявляет положительную корреляцию с поверхностью интенсивности кривизны K_{int} (r=0,872) и слабую отрицательную – с поверхностью K_{min} (r= – 0,552) (см. табл.2.4.).

พ	Grad	Kmax	K_{\min}	Kmean	$K_{ m int}$	H
1	0	-0,475	-0,475	-0,972	0	0
0	1	-0,87	0,87	0	-0,997	0,982
-0,475	-0,87	1	-0,552	0,489	0,872	-0,863
-0,475	0,87	-0,522	1	0,489	-0,872	0,863
-0,972	0	0,489	0,489	1	0	0
0.	-0,997	0,872	-0,872	0	1	-0,989
0	0,982	-0,863	0,863	0	-0,989	1
	1 0 -0,475 -0,475 -0,972 0 0	ω Grad 1 0 0 1 -0,475 -0,87 -0,972 0 0 -0,997 0 0,982	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $

Корреляционная матрица для модельного примера гиперболической поверхности, приведенного на рис. 2.4

Поверхность K_{\min} , в свою очередь, прямо коррелирует с модулем градиента *Grad* (r=0,87). Однако все корреляции выражены не столь четко как, скажем, для эллиптической поверхности, представленной на рис. 2.3. В отличие от нее для рассматриваемой гиперболической поверхности значения средней кривизны существенно ниже, чем значения интенсивности кривизны. Отметим, что, несмотря на принципиальную разницу между эллиптической и гиперболической поверхностями, показанными, соответственно, на рис. 2.3 и рис. 2.4, графики модуля градиента *Grad* для обеих проявляют удивительное сходство.



Рис. 2.5. Поверхности гауссовой кривизны для модельных примеров: а) – для параболической поверхности, показанной на рис. 2.2; б) – для эллиптической поверхности, показанной на рис. 2.3; в) – для гиперболической поверхности, показанной на рис. 2.4 [57]

На рис. 2.5 для рассмотренных на рис. 2.2 – 2.4 модельных поверхностей построены графики гауссовой кривизны *H*. Так как для параболической поверхности *H*=0 (рис. 2.5а), то в корреляционной матрице, представленной в табл. 2.2, эта величина, естественным образом, отсутствует. Для эллиптической

поверхности H обладает высокой положительной связью с K_{max} , K_{min} , K_{mean} и сильной отрицательной связью с w, Grad и K_{int} (табл. 2.3). В то же время для гиперболической поверхности (табл. 2.4) H не коррелирует с w и K_{mean} , имеет высокую положительную корреляцию с Grad и K_{min} и большие по абсолютной величине отрицательные коэффициенты корреляции с K_{max} и K_{int} .

Резюмируя приведенные модельные примеры, отметим что, несмотря на конкретный вид выбранных в настоящем разделе зависимостей и полученных численных результатов, важные для настоящей работы характерные свойства параболических, эллиптических и гиперболических поверхностей остаются в силе и в общем случае.

Сопоставляя полученные результаты с реальной поверхностью ВДЗК, отметим следующее. Протяженным положительным формам рельефа поверхности (линейным антиклинальным складкам основания) соответствуют малые по абсолютной величине значения K_{max} , относительно большие по абсолютной величине отрицательные значения K_{min} , и, следовательно, отрицательные значения K_{mean} . Величины K_{mean} и K_{int} (с точностью до знака) близки к величине K_{min} . В то же время протяженным отрицательным формам (линейным синклинальным складкам основания) соответствуют повышенные положительные значения K_{max} и пониженные по абсолютной величине значения K_{min} . Средняя кривизна в этом случае положительна, значения K_{mean} и K_{int} близки к величине K_{max} . Изометричным по форме впадинам соответствуют повышенные положительные значения K_{max} , K_{min} , K_{mean} и малые значения K_{int} . Наоборот, положительные куполообразные формы (своды) характеризуются повышенными по абсолютной величине отрицательными значения K_{max} , K_{min} , K_{mean} и, также как и в предыдущем случае, относительно малыми значения K_{int} .

2.2.2. Квадратичные формы и главные кривизны поверхности

Свойства поверхностей изучаются в курсе дифференциальной геометрии (см., например, [124, 235]). Поверхность – это образ двумерного открытого мно-

жества W, точками которого являются числа *и* и *v*, в трехмерное евклидово пространство **E**. Отображение задается векторнозначной функцией

$$\Phi: \mathbf{r} = \mathbf{r} (\mathbf{u}, \mathbf{v}) \tag{2.5}$$

Параметры u и v называют криволинейными координатами на поверхности. Отношение их приращений du/dv определяет некоторое направление на поверхности Φ [57].

В настоящей работе рассматриваются лишь гладкие отображения (формула 2.5). Поверхность Φ в (2.5) называется регулярной поверхностью, если для любой точки (*u*, *v*) векторы

$$\mathbf{r}_{\mathbf{u}} = \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \mathbf{u}} \mathbf{H} \mathbf{r}_{\mathbf{v}} = \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \mathbf{v}}$$
(2.6)

являются линейно независимыми. Поверхность (формула 2.5) имеет в каждой точке единственную касательную плоскость, определяемую единичным вектором нормали *n*. В каждой данной точке эта плоскость параллельна векторам (формула 2.6). Естественно, что параметризация поверхности (формула 2.5) не единственна – ее всегда можно перепараметризовать (не меняя, конечно, самой поверхности), например, выбрав какие-либо гладкие функции $u=u(u_1, v_1)$, $v=v(u_1, v_1)$, подставив их в (2.5) и выразив *r* уже как функцию этих новых переменных u_1, v_1 .

На основе дифференциала вектора (2.5)

$$d\mathbf{r} = \mathbf{r}_{\mathbf{u}} du + \mathbf{r}_{\mathbf{v}} dv \tag{2.7}$$

записывается первая квадратичная форма поверхности *I*, определяемая как скалярное произведение вектора *d* **r** на себя

$$I = d\mathbf{r} * d\mathbf{r} = Edu^{2} + 2Fdudv + Gdv^{2}$$
(2.8)

Форма *I* задает метрику поверхности: через нее выражаются длины дуг на поверхности, углы между кривыми на поверхности, площади на поверхности и т.д. [57].

Вторая квадратичная форма поверхности *II* зависит от изменения вектора единичной нормали *n* вдоль поверхности

$$d\mathbf{n} = \mathbf{n}_{\mathbf{u}} d\dot{u} + \mathbf{n}_{\mathbf{v}} dv \left(\mathbf{n}_{\mathbf{u}} = \frac{\partial \mathbf{n}}{\partial u}, \mathbf{n}_{\mathbf{v}} = \frac{\partial \mathbf{n}}{\partial v} \right)$$
(2.9)

и определяется как

$$II = -d\mathbf{n} * d\mathbf{r} = Ldu^2 + 2Mdudv + Ndv^2 \qquad (2.10)$$

Значения первой и второй квадратичных форм зависят в каждой точке от выбранного направления *duldv*.

Важные свойства поверхности задаются характеристиками ее кривизны. В конечном счете понятие кривизны поверхности восходит к понятию кривизны кривой, которая определяется как предел отношения угла между касательными в точках А и В кривой к длине отрезка дуги АВ при стремлении длины отрезка к нулю. Нормальная кривизна поверхности в данном направлении *du/dv* с точностью до знака равна кривизне кривой, которая получается в сечении поверхности с плоскостью, перпендикулярной касательной плоскости и содержащей данное направление *du/dv*. В дифференциальной геометрии установлено, что нормальная кривизна поверхности в некотором направлении *du/dv* равна отношению квадратичных форм *II/I*, вычисленному для этого направления. Таким образом, каждая точка поверхности характеризуется бесконечным множеством нормальных кривизн [57].

В каждой точке поверхности существует два взаимно-перпендикулярных направления (1) и (2), при дифференцировании по которым приращение *d* **n** вектора нормали пропорционально приращению *d* **r**

$$d\mathbf{n}_{(1)} = -K_1 d\mathbf{r}_{(1)}, d\mathbf{n}_2 = -K_2 d\mathbf{r}_{(2)}$$
(2.11)

Эти направления называются главными, а соответствующие коэффициенты пропорциональности K_1 и K_2 в (2.11) называются главными кривизнами. В шаровой точке ($K_1 = K_2$) и в точке уплощения ($K_1 = K_2 = 0$) любое направление является главным. Главные кривизны совпадают с экстремальными значениями множества нормальных кривизн поверхности в данной точке. Полусумма главных кривизн

$$K_{\text{mean}} = \frac{1}{2} \left(K_1 + K_2 \right) \tag{2.12}$$

называется средней кривизной поверхности, а их произведение

$$H = K_1 K_2 \tag{2.13}$$

определяет гауссову (полную) кривизну. Модуль полуразности главных кривизн

$$K_{\rm int} = \frac{1}{2} \left| K_1 - K_2 \right| \tag{2.14}$$

мы называем интенсивностью кривизны. Существует следующая классификация точек поверхности: точка является

K=0 – при $k_{min}^2 + k_{max}^2 > 0$ – параболические (цилиндр), (рис. 2.2) K=0 – при $k_{min}^2 + k_{max}^2 = 0$ – точки уплощения (плоскость). эллиптической, если H>0 (рис. 2.3), гиперболической, если H<0 (рис. 2.4).

Классификация основана на типе параболоида, соприкасающегося с поверхностью в данной точке. Если все точки поверхности являются точками одного типа, то в тексте настоящей работы иногда название типа точки переносится на поверхность, т.е. поверхность может быть названа параболической, эллиптической или гиперболической.

Главные кривизны K₁ и K₂ являются корнями квадратного уравнения

$$K_{2}(EG - F^{2}) - K(LG - 2MF + NE) + (2.15)$$
$$(LN - M^{2}) = 0$$

коэффициенты которого выражаются через коэффициенты первой (формула 2.8) и второй (формула 2.10) квадратичных форм. Если поверхность задана в декартовой системе координат *x*, *y*, *z* уравнением

$$z = w(x, y) \tag{2.16}$$

то коэффициенты квадратичных форм вычисляются по формулам

$$E = 1 + \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)^{2}, F = \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial x}$$

$$G = 1 + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)^{2}$$

$$L = \frac{\frac{\partial^{2} w}{\partial x^{2}}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)^{2} + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)^{2}}},$$

$$M = \frac{\frac{\partial^{2} w}{\partial x \partial y}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)^{2} + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)^{2}}},$$

$$N = \frac{\frac{\partial^{2} w}{\partial y^{2}}}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)^{2} + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)^{2}}}$$
(2.17)

В случае пологой поверхности, когда квадратами первых производных от функции w(x, y) можно пренебречь по сравнению с единицей, приведенные формулы для расчета главных кривизн совпадают с формулами для нахождения собственных значений тензора кривизны-кручения $\nabla \otimes \nabla w$. В тексте настоящей работы максимальная из главных кривизн обозначается через K_{max} , а минимальная – через K_{min} .

<u>Отображение поверхностей</u>. Пусть Φ_1 и Φ_2 – регулярные поверхности. Топологическое отображение Φ_1 на Φ_2 называется конформным, если оно сохраняет углы между кривыми в том смысле, что соответствующие кривые на этих поверхностях пересекаются под одинаковыми углами. Для конформности отображения Φ_1 на Φ_2 необходимо и достаточно пропорциональности их первых квадратичных форм (при соответствующей параметризации и при сопоставлении точек с одинаковыми координатами) [57]. Поверхности Φ_1 и Φ_2 называются изометричными, если существует взаимно-однозначное отображение Φ_1 на Φ_2 , при котором соответствующие кривые на этих поверхностях имеют одинаковые длины. Если регулярные поверхности Φ_1 и Φ_2 можно параметризовать так, что их первые квадратичные формы будут совпадать, то поверхности изометричны. Обратно, если поверхности Φ_1 и Φ_2 изометричны, то они могут быть параметризованы так, что их первые квадратичные формы будут одинаковыми.

Отображение одной поверхности на другую называется эквиареальным, если соответствующие при этом отображении области имеют одинаковую площадь.

При изометричном отображении сохраняются углы между кривыми и площади (т.е. изометричное отображение является одновременно конформным и эквиареальным). Обратное также верно: если отображение одной поверхности на другую конформно и эквиареально, то оно изометрично. Представив поверхность выполненной из гибкого, но нерастяжимого материала и произвольно изгибая ее, мы не изменим длин лежащих на них кривых и, следовательно, получим изометричную поверхность. Основываясь на этом, математики XIX века стали называть изометрии изгибаниями.

Согласно теореме Гаусса (theorema egrerium) гауссова кривизна *H* поверхности не меняется при изгибаниях (изометриях), т.е. изометричные поверхности в соответствующих друг другу точках имеют одинаковую гауссову кривизну. Отсюда, в частности, следует, что никакую сколь угодно малую часть сферы нельзя изогнуть на плоскость. Изометрично изгибаемые (развертывающиеся) на плоскость поверхности должны обладать нулевой, полной кривизной. Хорошо известными примерами развертывающихся поверхностей являются цилиндр и конус, принадлежащих к так называемому классу линейчатых поверхностей.

Таким образом, кривизна поверхности в точке характеризуется двумя значениями кривизны лежащих на ней (взаимно перпендикулярных в этой точке) кривых – нормальных сечений. Одним значением кривизны кривой нельзя описать кривизну поверхности. Поэтому имеют смысл введенные Гауссом понятия выпукло-выпуклой, вогнуто-вогнутой и выпукло-вогнутой поверхностей. Главные нормальные сечения более информативны, чем иные, и *К* больше характеризует поверхность чем *H*.

2.3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗ

Исходная карта амплитуд новейших ВДЗК показана на рис. 2.6, а результаты расчетов геометрических характеристик поверхности ВДЗК представлены в виде карт-схем на рис. 2.7 - 2.8: карта модуля градиента *Grad* – на рис. 2.7; экспозиции поверхности ВДЗК – на рис. 2.8; максимальной кривизны K_{max} – на рис. 2.9; минимальной кривизны K_{min} – на рис. 2.10; средней кривизны K_{mean} – на рис. 2.11; интенсивности кривизны K_{int} – на рис. 2.12; гауссовой кривизны H – на рис. 2.13. Отдельного комментария требует рис. 2.8, на котором изображена ориентация наклонов поверхности ВДЗК, представленная с непрерывной раскраской с четырьмя точками перелома цветов 0°, 90°, 180°, 270°.



Рис. 2.6. Карта амплитуд новейших движений для территории Северной Евразии, км



Рис. 2.7. Карта модуля градиента новейших движений для территории Северной Евразии, м/км [57]



Рис. 2.8. Экспозиция поверхности новейших движений для территории Северной Евразии [57]

61



Рис. 2.9. Карта максимальной кривизны новейших движений для территории Северной Евразии 1/км [57]



Рис. 2.10. Карта минимальной кривизны новейших движений для территории Северной Евразии, 1/км [57]



Рис. 2.11. Карта средней кривизны новейших движений для территории Северной Евразии, 1/км [57]



Рис. 2.12. Карта интенсивности кривизн новейших движений для территории Северной Евразии, 1/км [57]



Рис. 2.13. Карта гауссовой кривизны новейших движений для территории Северной Евразии. 1/км² [57]

Исходная карта амплитуд новейших ВДЗК показана на рис.2.2, а результаты расчетов геометрических характеристик поверхности ВДЗК представлены в виде карт-схем на рис. 2.7 – 2.8: карта модуля градиента Grad – на рис. 2.7; экспозиции поверхности ВДЗК – на рис. 2.8; максимальной кривизны K_{max} – на рис. 2.9; минимальной кривизны K_{min} – на рис. 2.10; средней кривизны K_{mean} – на рис. 2.11; интенсивности кривизны K_{int} – на рис. 2.12; гауссовой кривизны H- на рис. 2.13. Отдельного комментария требует рис. 2.8, на котором изображена ориентация наклонов поверхности ВДЗК, представленная с непрерывной раскраской с четырьмя точками перелома цветов 0°, 90°, 180°, 270°. Пространственное распределение этой величины дополняет в некотором смысле карту модуля градиента Grad, давая грубое представление о направлении вектораградиента поверхности ВДЗК. Карта ориентации хорошо демонстрирует простирание и линейные размеры новейших структур независимо от их амплитуд. Заметим, что линейные границы участков с различными азимутами соответствуют осевым линиям положительных и отрицательных новейших структурных форм.

Визуальный анализ представленных карт позволяет сделать следующие выводы.

На картах модуля *Grad* и на картах различных характеристик кривизны поверхности ВДЗК (рис. 2.9–2.13) достаточно надежно выделяются устойчивые площади (материковые платформы) и подвижные пояса (рифтовые и орогенические зоны). В частности, на всех упомянутых картах (кроме карты K_{max}) хорошо прослеживается Урал. В то же время Байкальский рифт надежно выделяется по всей своей площади лишь на картах интенсивности кривизны K_{int} и минимальной кривизны K_{min} и мало заметен на картах других характеристик кривизны и на карте *Grad*.

На карте интенсивности кривизны повышенные значения K_{int} реализуются для орогенических и некоторых рифтовых областей. Для впадин глубоководных морей повышенные значения K_{int} не характерны (кроме некоторых периферийных участков Южно-Каспийской впадины и Командорской котловины). В орогенических областях Центральной Азии повышенные значения K_{int} , K_{min} и *Grad* образуют, в основном, вытянутые субширотные зоны. На Кавказе такие зоны имеют СЗС простирание. На картах K_{max} и K_{mean} упомянутые зоны выделяются гораздо менее уверенно (за исключением K_{mean} на Кавказе), а на карте гауссовой кривизны H такая структурированность орогенических областей пропадает совсем [57, 102].

Из карты гауссовой кривизны H следует, что большая часть территории Северной Евразии характеризуется отрицательными значениями H, причем в платформенных областях, глубоководных морях и части областей предрифтового режима эти значения понижены по абсолютной величине, в то время как в орогенических и рифтовых областях – повышены. Зоны положительного значения гауссовой кривизны представляют собой изометричные по форме области относительно небольшого размера, более или менее равномерно распределенные по изучаемой территории. Интересно отметить, что густота расположения зон H>0 почти не зависит от типа геоструктурной области.

2.3.1. Корреляционный и факторный анализ для территории Северной Евразии в целом

Для количественной характеристики связей был проведен корреляционный и факторный анализ семи параметров (46000 точек для всей территории Северной Евразии): амплитуды *w*, градиента *Grad*, максимальной *K*_{max}, минимальной *K*_{min}, средней *K*_{mean} и гауссовой *H* кривизн, а также интенсивности кривизны *K*_{int}. Результаты анализа представлены в табл. 2.5, 2.6. Из данных табл. 2.5 следует, что в целом для Северной Евразии корреляция амплитуд ВДЗК с другими параметрами отсутствует.

Таблица 2.5

Матрица коэффициентов корреляции между амплитудами w, градиентом Grad и кривизнами K_{max}, K_{min}, K_{mean}, K_{int}, H

	พ	Grad	Kmax	K_{\min}	Kmean	Kint	H
w	1,000	-,273	-,312	-,045	-,254	-,191	,007
Grad	-,273	1,000	,458	-,453	,008	,644	-,141
K_{\max}	-,312	,458	1,000	,000	,713	,713	-,119
K_{\min}	-,045	-,453	,000	1,000	,701	-,701	,187
K_{mean}	-,254	,008	,713	,701	1,000	,016	,046
Kint	-,191	,644	,713	-,701	,016	1,000	-,216
H	,007	-,141	-,119	,187	,046	-,216	1,000

Градиент поверхности ВДЗК *Grad* имеет достаточно высокую положительную (r=0,644) связь с интенсивностью кривизны K_{int} , что характерно для эллиптической поверхности (см. табл. 2.3), и не имеет связи (r=0,008) со средней кривизной K_{mean} , что характерно для параболической (табл. 2.2) и гиперболической (табл. 2.4) поверхностей. Интенсивность кривизны K_{int} имеет высокую положительную корреляцию (r=0,713) с максимальной кривизной K_{max} и отрицательную (r= -0,701) – с минимальной кривизной K_{min} . Это обстоятельство (почти с точностью до величин коэффициентов корреляции) повторяет ситуацию с модельной гиперболической поверхностью (см. табл. 2.4). Обратимся теперь к средней кривизне K_{mean} . Она также сильно связана с K_{max} (r=0,713) и K_{min} (r=0,701), однако в отличие от K_{int} связь средней кривизны с обеими главными кривизнами положительна. Эта ситуация уже характерна для эллиптической и гиперболической поверхностей (см. табл. 2.2, 2.3). Гауссова кривизна слабо связана с остальными геометрическими характеристиками, что не дает возможности сопоставления с каким-либо типом поверхности по этому признаку.

Таким образом, изучение табл. 2.5 позволяет сделать вывод о поверхности ВДЗК Северной Евразии в целом как о своеобразной смеси различных типов поверхностей, изученных на модельных примерах. Весьма забавным доводом в пользу этого служит то, что, как следует из табл. 2.5, K_{max} и K_{min} никак не связаны друг с другом (r=0). Такой результат является как бы средним арифметическим из положительной корреляции этих главных кривизн для параболической (табл. 2.2) и эллиптической (табл. 2.3) поверхностей и из отрицательной корреляции K_{max} и K_{min} – для гиперболической поверхности (табл. 2.4).

Таблица 2.6

Результаты использования метода главных компонент по 46000 точкам на территории Северной Евразии для семи параметров: амплитуд *w*, градиента Grad и кривизн *K*_{max}, *K*_{min}, *K*_{mean}, *K*_{int}, *H*

	Компоне	нты	Co	обственны	re	% вк.	пад.
		1		значения			
	1			2,69	8	38,543	
	2			2,10	29,	997	
(a)	3			,94	13,	551	
	4		,817			11,	677
	5			,43	6,	232	
	6			0,9E-0	2,7E-08		
	7			-1,6E-1	5	-2,3E	-14
				Факторы			
		1(39%	6)	2(30%)	3	(14%)	
	พ	-,3	63	-,399		-,337	
(Რ)	Grad	,8	24	0,06		0,01	
(0)	K_{\max}	,6	07	,736		-,109	
	K_{\min}	-,7	22	,658		,119	
	K_{mean}	-0,	07	,986		0,005	
	$K_{ ext{int}}$,9	39	0,06	-,161		
	H	-,1	52	-0,02		,925	
		·					

Некоторые более точные выводы относительно свойств поверхности ВДЗК Северной Евразии можно сделать с помощью факторного анализа, в частности, понять, какой тип поверхности превалирует.

Результаты факторного анализа (табл. 2.6) показывают, что в первый фактор с весом более 38% входят градиент, интенсивность кривизны, максимальная кривизна и минимальная кривизна с обратным знаком. Второй фактор связывает среднюю кривизну, максимальную кривизну, минимальную кривизну. Третий фактор отражает в основном гауссову кривизну. Следует отметить, что амплитуда новейших движений имеет примерно равные нагрузки на все три фактора и во всех случаях с обратным знаком. Нагрузка эта относительно невелика, что указывает на независимость поведения изучаемых геометрических характеристик (градиента и кривизн) от амплитуд ВДЗК [57].

Наибольший вклад в 1 фактор вносит интенсивность кривизны K_{int} , следующими параметрами по убыванию величины идут *Grad*, K_{min} , K_{max} . Поведение факторных нагрузок, в частности, высокое значение K_{int} вместе с большим положительным значением K_{max} и большим (по абсолютной величине) отрицательным значением K_{min} позволяют отнести 1 фактор за счет влияния гиперболического типа поверхности (см. рис. 2.4 и табл. 2.4). Следует отметить в этой связи и чрезвычайно малое значение K_{mean} , характерное для гиперболической поверхности.

Обратимся к фактору 2. Здесь следует отметить, что веса четырех параметров, которые входят во второй фактор, удивительным образом соответствуют модельному примеру эллиптической поверхности, рассмотренному на рис. 2.3. Действительно, в этом случае довольно высокие значения средней кривизны K_{mean} коррелируют с главными кривизнами K_{max} , K_{min} и, в то же время наблюдается их отрицательная корреляция с амплитудой *w*.

Заканчивая анализ общих для всей Северной Евразии связей между изучаемыми параметрами, следует отметить, что они носят общий для изучаемой территории характер и не выявляют особенностей, характерных для регионов с различным типом тектонического развития. Для получения более детальных результатов проведен факторный анализ для отдельных геоструктурных областей.

2.3.2. Корреляционный и факторный анализ для отдельных геоструктурных областей

Корреляционный и факторный анализ всех параметров был проведен для геоструктурных областей каждого типа. В таб.2.7 показаны результаты для платформенных областей. В таб.2.8 показаны результаты для орогенных областей.

Таблица 2.7

Корреляционная матрица (а) и матрица факторных нагрузок для платформенных областей. Рассчитаны по 24796 точкам. На врезке (в) показана исследуемая территория

	T	T			T		
	æ	Grad	$K_{\rm max}$	K_{\min}	$K_{ m mean}$	$K_{\rm int}$	H
u'	1.000	-,213	-,278	.029	142	-,183	.013
Grad	-,213	1,000	,376	-,605	-,276	,697	-,264
$K_{\rm max}$	-,278	,376	1,000	043	,563	,608	,355
K_{\min}	.029	-,605	-,043	1,000	.802	-,819	.062
$K_{ m mean}$,142	,276	,563	,802	000.1	-,314	-, 1 61
$\kappa_{\rm int}$	-,183	,697	,608	-,819	314	1,000	-,253
Ħ	,013	-,264	-,355	,062	161	-,253	1,000

(6)

	Факторы						
	1(43%)	2(30%)	3(14%)				
w	0.07	0.001	898				
Grad	-,745	,333	.209				
Kmax	105	.821	,445				
K_{\min}	0,981	0,02	0,05				
Kmean	,750	,560	.305				
K_{int}	840	.405	.218				
H	,121	771	.267				



Корреляционная матрица (а) и матрица факторных нагрузок (б) для орогенических областей, построенных по 16352 точкам. На врезке (в) показана исследуемая территория

(a)							
	w	Grad	K _{max}	Kmin	K_{mean}	$K_{\rm int}$	Н
ut:	1,000	-,176	-,406	-,353	-,491	-,039	-,083
Grad	-,176	1,000	,388	-,370	,010,	,596	-,048
K_{\max}	-,406	,388	1,000	,190	,769	,633	078
Kmin	-,353	-,370	,190	1,000	,774	-,640	,297
$K_{\rm mean}$	-,491	,010	,769	,774	1,000	-,008	,143
$K_{ m int}$	-,039	,596	,633	-,640	-,008	1,000	-,295
H	-,083	-,048	,078	,297	,143	-,295	1,000

(6)

(б)				(B)
		Факторы		
	1(37%)	2(35%)	3(13%)	1 - Do, Bree From Brow Start ast
w	-,673	-,106	-,154	AN THE
Grad	0,09	,851	,141	Trank m 2M
K_{\max}	,802	,495	-,190	NY COLLEGATION
K_{\min}	,697	-,652	,215	15 - Stan Orton
$K_{\rm mean}$,971	-,105	0,017	OC STORAGE
$K_{\rm int}$	0,08	,901	-,318	
Н	0,09	-0,85	,950	Kitter 3

В таб.2.9 показаны результаты для рифтовых областей. В таб.2.10 показаны результаты для предрифтовых областей.

Таблица 2.9

Корреляционная матрица (а) и матрица факторных нагрузок для рифтовых зон, рассчитанные по 1740 точкам. На врезке (в) показана исследуемая территория

(a)							
	w	Grad	K_{\max}	K_{\min}	K_{mean}	$K_{\rm int}$	Н
w	1,000	-,071	-,541	-,347	-,617	-,212	,125
Grad	-,071	1,000	,328	-,521	-,069	,605	-,151
K_{\max}	-,541	,328	1,000	,075	,797	,761	-,266
Kmin	-,347	-,521	,075	1,000	,661	-,590	,401
Kmean	-,617	-,069	,797	,661	1,000	,215	,043
$K_{\rm int}$	-,212	,605	,761	-,590	,215	1,000	-,476
H	,125	-,151	-,266	,401	,043	-,476	1,000
a	,120	-,131	-,200	,401	,040	-,410	1,000

		Факторы		
	1(41%)	2(35%)	3(12%)	www
r.v	-,787	0,01	,102	0000
Grad	0,007	0,910	0,05	
K_{\max}	,837	,447	-,197	
K_{\min}	,557	-,677	,423	
Kmean	.966	-0.07	.108	
$K_{\rm int}$,315	,803	-,435	
H	-0.06	-,118	,960	





Корреляционная матрица (а) и матрица факторных нагрузок (б) для областей предрифтового режима, рассчитанные по 1289 точкам. На врезке (в) показана исследуемая территория

	w	Grad	K _{max}	K_{\min}	K_{mean}	K_{int}	Н
w	1,000	,259	032	-,447	-,324	,372	,007
Grad	,259	1,000	,253	-,381	-,115	,526	056
Kmax	-,032	,253	1,000	,256	,750	,517	-,434
K_{\min}	-,447	-,381	,256	1,000	.832	-,695	,079
Kmean	-,324	-,115	,750	.832	1,000	-,179	-,195
Kint	,372	,526	,517	695	-,179	1,000	-,393
H	,007	-,056	-,434	,079	-,195	-,393	1,000
	I	L		(p)	L		L

	Факторы		
	1(39%)	2(32%)	3(13%)
w	-,297	,607	0,04
Grad	0,08	,843	0,02
Kmax	,785	,345	-,468
K_{\min}	,765	-,551	,272
K_{mean}	,974	178	-0.08
K_{int}	-0,09	,745	-,589
H	-,111	0,05	.926



В таб.2.11 показаны результаты для впадин глубоководных морей.

Таблица 2.11

Корреляционная матрица (а) и матрица факторных нагрузок (б) для впадин глубоководных морей, по 1600 точкам. На врезке (в) - исследуемая территория

(a)							
	w	Grad	K_{\max}	K_{\min}	K_{mean}	$K_{ m int}$	Н
w	1,000	-,550	-,476	-,151	-,415		 ,101
Grad	-,550	1,000	,554	-,136	-,310	,600	,032
$K_{\rm max}$	-,476	,554	1,000	,264	,843	,714	,083
Kmin	-,151	-,136	,264	1,000	,742	-,487	,455
$K_{\rm mean}$	-,415	,310	,843	,742	1,000	,224	,312
Kint	-,321	,600	,714	-,487	,224	1,000	-,255
H	-,101	,032	,083	,455	,312	-,255	1,000
1		2					4

		Факторы	
	1(44%)	2(30%)	3(12%)
y.	-,763	-,195	-,222
rad	,887	0,08	-0,07
max	,567	,772	-,239
amin	-,236	,743	,587
(mean	,263	,951	,161
Kint	,685	,159	-,643
1	,147	,149	,826



В таб.2.12 показаны результаты для островных дуг. Таблицы для наглядности снабжены картами-врезками с отображением этих областей [57].

Корреляционная матрица (а) и матрица факторных нагрузок (б) для островных дуг, рассчитанные по 511 точкам. На врезке (в) - исследуемая территория

	w	Grad	K_{\max}	K_{\min}	$K_{\rm mean}$	K_{int}	Н
w	1,000	-,251	-,572	-,437	-,594	-,175	-,089
Grad	-,251	1,000	,147	-,120	,023	,257	-,015
Kmax	-,572	,147	1,000	,457	,868	,585	-,095
K_{\min}	-,437	-,120	,457	1,000	,838	-,454	,348
$K_{\rm mean}$	-,594	,023	,868	,838	1,000	,106	,136
$K_{\rm int}$	-,175	,257	,585	-,454	,106	1,000	-,413
H	-,089	-,015	-,095	,348	,136	-,413	1,000

(б)

		Факторы		
	1(42%)	2(28%)	3(15%)	000
w	-,722	-0,03	-,364	200
Grad	0,04	-0,05	,937	
K_{\max}	,892	-,385	,104	
K_{\min}	,780	,530	-,221	
$K_{\rm mean}$,982	0,06	-0,06	
$K_{\rm int}$,183	-,869	,306	
H	,110	,787	,166	



Таблица 2.13 является сводной факторной таблицей по всем геоструктурным областям.

Таблица 2.13

Факторные нагрузки для основных геоструктурных областей Северной Евразии

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Орогены	$F_{37\%} = \frac{K_{\text{mean}(0,37)} K_{\text{max}(0,8)} K_{\text{min}(0,7)}}{w_{(-0,67)}}$	$F_{35\%} = \frac{Grad_{0,85} K_{int(0,9)}}{K_{min(-9,65)}}$	$F_{13\%} = H_{(0,95)}$
Платформы	$F_{43\%} = \frac{K_{\min(0,98)} K_{\max(0,75)}}{Grad_{(-0,75)} K_{\inf(-0,84)}}$	$F_{30\%} = \frac{K_{\max(0,82)}}{H_{(-0,77)}}$	$F_{14\%} = w_{(-0.9)}$
Глубоководные	$F_{44\%} = \frac{Grad_{(0,89)} K_{int(0,69)}}{w_{(-0,76)}}$	$F_{30\%} = K_{\text{mean}(0.35)} K_{\text{max}(0.77)} K_{\min(0.74)}$	$F_{12\%} = H_{(0,83)}$
моря	<i></i>		
Рифты	$F_{41\%} = \frac{K_{\text{mean}}(0,97) K_{\text{max}}(0,84) K_{\text{min}}(0,56)}{w_{(-0,79)}}$	$F_{35\%} = \frac{Grad_{(0.91)} K_{int(0.81)}}{K_{min(-0.68)}}$	$F_{12\%} = H_{(0.96)}$
Предрифты	$F_{39\%} = K_{\text{mean}(0,97)} K_{\text{max}(0,76)} K_{\text{min}(0,77)}$	$F_{32\%} = Grad_{(0,84)} K_{int(0,75)}$	$F_{13\%} = H_{(0,93)}$
Островные дуги	$F_{42\%} = \frac{K_{mean(0,98)} K_{max(0,9)} K_{min(0,78)}}{w_{(-0,72)}}$	$F_{28\%} = \frac{H_{(0,79)}}{K_{\text{int}(-0,87)}}$	$F_{15\%} = Grad_{(0,94)}$

2.3.3. Результаты корреляционного и факторного анализа

Также как и для территории Северной Евразии в целом, корреляционные матрицы для отдельных геоструктурных областей демонстрируют смешение
признаков разных типов поверхностей. Так, для платформенных областей (табл. 2.7а) интенсивность кривизны K_{int} имеет высокую положительную связь с Grad, что характерно для эллиптической поверхности. В то же время ее (значительные по абсолютной величине) коэффициенты корреляции с K_{min} и K_{max} имеют разные знаки. Это свойственно параболической и гиперболической поверхностям. Почти аналогичная картина наблюдается и для всех других геоструктурных областей: орогенических (табл. 2.8а), рифтовых (табл. 2.9а), предрифтовых (табл. 2.10а), впадин глубоководных морей (табл. 2.11а) и островных дуг (табл. 2.12а). Отмеченные признаки, дополненные слабой корреляционной зависимостью K_{int} со средней кривизной K_{mean}, достаточно сильной положительной связью K_{mean} с K_{min} и K_{max} и практическим отсутствием зависимости между главными кривизнами K_{min} и K_{max}, позволяют провести почти полное соответствие между корреляционными матрицами для всех геоструктурных областей с корреляционной матрицей для Северной Евразии в целом (табл. 2.5). Незначительные отклонения отдельных коэффициентов корреляции для некоторых геоструктурных областей от соответствующих значений в табл. 2.5 лишь намечают тенденцию приближения поверхности ВДЗК к тому или иному типу поверхности по сравнению с поверхностью ВДЗК Северной Евразии в целом [57].

Прежде всего, следует обратить внимание на высокие и близкие значения весов 1 и 2 факторов. Вклад 1 фактора в суммарную изменчивость составляет от 37 до 44%, а доля 2 фактора также имеет значимый вес – от 28 до 35%, что в сумме с весом 1 фактора составляет от 65 до 79% суммарной изменчивости. Опыт использования факторного анализа для решения различных задач в геологии и геофизике показывает [35, 36, 51, 99], что такой результат свидетельствует о существенной роли обоих факторов. В рассматриваемом случае полная геометрическая характеристика поверхности ВДЗК может быть дана, только если принять во внимание и тот, и другой факторы. Обычно при факторном анализе, когда ведущий процесс (или признак) ярко выражен вес первого фактора существенно больше веса второго фактора. В нашем случае, когда исследуются особенности морфологии новейших структурных форм, приходится сталкиваться с конвергенцией признаков. Так, например, новейшие антиклинальные складки в пределах осадочных (пострифтовых) бассейнов материковых платформ и внутригорных впадин орогенических областей могут иметь близкие геометрические характеристики, но разный генезис [57, 102].

Сравнение главных факторов для разных геоструктурных областей (см. табл. 2.7–2.12, а также табл. 2.13) позволяет, опираясь частично на модельные примеры, рассмотренные в разделе 2.4, сделать следующие выводы:

1. Орогенические области, континентальные рифты и островные дуги имеют одинаковый первый фактор, лишь незначительно различаясь весом. Близкие значения, как самих факторов, так и факторных нагрузок на отдельные переменные объясняются тем, что здесь мы наблюдаем значительные вариации амплитуд ВДЗК на коротких расстояниях. Геометрическая интерпретация первого фактора состоит в том, что новейшие структурные формы этих геоструктурных областей описываются параболической поверхностью. Если принять во внимание второй фактор, также обладающий большим весом у всех трех областей, то видно отличие орогенов и континентальных рифтов от островных дуг. Хотя по своей геометрической сути вторые факторы во всех трех случаях отвечают эллиптической поверхности, у островных дуг гауссова кривизна противопоставляется интенсивности кривизны новейших деформаций.

2. В первый фактор глубоководных морей входят амплитуды ВДЗК, однако вид этого фактора существенно отличается от такового для орогенов, рифтов и островных дуг и отвечает эллиптической поверхности. Интересно отметить, что второй фактор для глубоководных морей идентичен первому фактору предрифтовых областей (также эллиптическая поверхность) и это понятно. Обладая большими глубинами (роль *w*), дифференциация движений в пределах глубоководных морей отсутствует, что отвечает пострифтовой природе этих впадин.

3. Области предрифтового режима весьма своеобразны и имеют первый фактор, аналогичный второму фактору глубоководных морей (эллиптическая поверхность). Интерпретация его очевидна – отсутствие прогибов ниже уровня моря в условиях предрифтового режима. Во второй фактор с большим весом (35%) входят градиенты движений и интенсивность кривизн, что подчеркивает существенную, тем не менее, роль дифференцированности движений.

4. Материковые платформы характеризуются 1 фактором, который при большом весе (43%) существенно отличается от всех рассмотренных выше случаев. Такой результат достаточно очевиден, ибо амплитуды ВДЗК для платформ малы и незначительно варьируют по площади (рис. 2.14а). Вместе с тем, поскольку градиенты движений и интенсивность кривизн входят в 1-й фактор, вполне очевидно, что отдельные районы в пределах материковых плат-форм обладают повышенной подвижностью.



Рис. 2.14. Графики осредненных амплитуд, градиентов и интенсивности кривизн (а), осредненных средней, минимальной и максимальной кривизн (б) для отдельных геоструктур Северной Евразии. Длина вертикальной черты соответствует величине стандартного отклонения внутри соответствующей области [57]

Факторный анализ геометрических характеристик поверхности ВДЗК, проведенный по геоструктурным областям в целом, убеждает нас в возможности использовать эти характеристики в классификационных целях, что позволит в будущем провести разделение всей территории Северной Евразии по морфологии новейших структурных форм.

2.3.4. Расчет коэффициентов вариации геометрических характеристик

Исследуем вопрос об изменчивости рассчитываемых геометрических характеристик поверхности новейших ВДЗК внутри каждой из основных геоструктурных областей Северной Евразии. Степень однородности распределения того или иного параметра внутри области можно оценить на основе относительного разброса его значений вокруг среднего. С целью решения этой задачи в пределах каждой из областей были рассчитаны средние величины М всех семи изучаемых параметров, т.е. M(w), M(Grad), $M(K_{max})$, $M(K_{min})$, $M(K_{mean})$, $M(K_{int})$ и M(H), а также стандартные отклонения σ этих величин: $\sigma(w)$, $\sigma(Grad)$, $\sigma(K_{max})$, $\sigma(K_{min})$, $\sigma(K_{mean})$, $\sigma(K_{int})$ и $\sigma(H)$. Результаты, полученные для всей территории Северной Евразии, представлены в табл. 2.1.

Относительный разброс каждого параметра оценивался на основе так называемого коэффициента вариации [87].

$$d=\frac{\sigma}{|\mathbf{M}|}.$$

Полученные результаты, которые суммированы в табл. 2.14, показали следующее. Наибольший разброс по областям имеет коэффициент вариации амплитуд *w*, изменяясь от 0,9 для областей предрифтового режима до 31 – для платформ. Коэффициент вариации *Grad* не сильно зависит от области, оставаясь почти в пределах единицы.

Обратимся к наиболее важным для нас параметрам – кривизнам. Здесь обращает на себя внимание стабильно высокие значения d для средней K_{mean} и гауссовой H кривизн. Они существенно превышают соответствующие значения главных кривизн и интенсивности кривизны. Среди кривизн K_{max} , K_{min} и K_{int} ,

имеющих стабильные умеренные значения коэффициента вариации, наименьшими значениями *d* обладает интенсивность кривизны. Значения *d*(*K*_{int}) редко превышают единицу и лишь для платформ достигают величины 3,3.

Интересно отметить, что весьма схожие результаты были получены и при ином способе подсчета коэффициентов вариации, когда сначала рассчитывались средние значения параметров для каждого из регионов, входящих в ту или иную геоструктурную область, затем определялись средние значения и дисперсии в каждой из полученных таким образом групп, после чего определялись коэффициенты вариации. Такой "крупномасштабный" способ расчета дал сравнимые по величинам значения *d* и также показал, что из всех параметров кривизны наименьшим коэффициентом вариации обладает интенсивность кривизны *K*_{int}.

Таким образом, если в качестве критерия надежности определения величины той или иной геометрической характеристики кривизны выбрать значение коэффициента вариации, то из полученных результатов следует, что наиболсе надежно определяется интенсивность кривизны. Наоборот, средней кривизне соответствуют большие значения коэффициентов вариации, и, следовательно, M (K_{mean}) ненадежно характеризует тот или иной тип тектонического развития. К тому же K_{mean} , как было выявлено на примере Восточно-Европейской платформы [58], проявляет наименьшую устойчивость к процедурам сглаживания данных с различным пространственным масштабом.

2.3.5. Анализ геометрических характеристик, осредненных по регионам

Интенсивность кривизны, надежность определения которой на масштабном уровне геоструктурных областей была отмечена в предыдущем разделе, имеет и важные дополнительные свойства, которых мы коснемся ниже. Поэтому представляет интерес рассмотреть свойства этой характеристики, а также свойства других параметров на масштабном уровне регионов, составляющих геоструктурные области. С этой целью для отдельных регионов в пределах каждой из областей были рассчитаны средние величины М амплитуды *w*, градиента *Grad*, максимальной K_{max} , минимальной K_{\min} , средней K_{mean} и гауссовой H кривизн, интенсивности кривизны K_{int} , а также стандартные отклонения σ этих величин. Полученные результаты для всей территории Северной Евразии представлены в табл. 2.1 и на рис. 2.14 а,б.

В настоящем разделе мы ограничимся одной частной задачей, заключающейся в ранжировании регионов внутри геоструктурных областей по величине интенсивности кривизн и анализом поведения при этом других геометрических характеристик. Результаты решения этой задачи представлены на рис. 2.15.



Рис. 2.15. Осредненные по площади соответствующего региона и упорядоченные по величине интенсивности кривизны K_{int} геометрические характеристики поверхности ВДЗК. а – платформенные области. Единицы размерности: кривизн [10⁻⁴/км], амплитуд ВДЗК [км], градиентов ВДЗК [10⁻² км/км]; б – орогенические области. Единицы размерности: кривизн [10⁻³/км], амплитуд ВДЗК [км], градиентов ВДЗК [10⁻¹км/км]; в – впадины глубоководных морей. Единицы размерности: кривизн [10⁻³/км], амплитуд ВДЗК

[км], градиентов ВДЗК [10^{-2} км/км]; г – районы континентальных рифтов. Единицы размерности: кривизн [10^{-3} /км], амплитуд ВДЗК [км], градиентов ВДЗК [10^{-2} км/км]. 1 – K_{int}, 2 – K_{max}, 3 – K_{min}, 4 – K_{mean}, 5 – Grad, 6 – w. [57]

На рис. 2.15а показаны осредненные геометрические характеристики поверхности ВДЗК для восьми платформенных областей, упорядоченные по величине интенсивности кривизны K_{int} . Возрастание K_{int} влечет возрастание положительных значений максимальной кривизны K_{max} и модуля градиента *Grad* и уменьшение отрицательных значений минимальной кривизны K_{min} . Слабую немонотонность в указанные зависимости вносит Берингова плита. Для нее характерно изометричное прогибание с поверхностью ВДЗК эллиптического типа. На это обстоятельство указывают, в частности, относительно большая положительная величина K_{mean} и отрицательное значение амплитуды w. Заметим, что сильная немонотонность кривой w свидетельствует о слабой зависимости кривизн от амплитуды поднятия.

Для орогенических областей осредненные по площади региона геометрические характеристики существенно выше по своим абсолютным значениям, чем для платформ. Вместе с тем, график поведения этих характеристик, который построен для 14 орогенических областей Северной Евразии, упорядоченных по возрастанию интенсивности кривизны (рис. 2.15б), вполне аналогичен соответствующему графику для платформенных областей. Также как и для платформенных областей, ранжирование по осредненной величине K_{int} (от Охотско-Монгольского региона и Урала до горных сооружений Центральной Азии) автоматически означает и ранжирование по абсолютной величине главных кривизн. Единственное исключение составляет Таримская плита, для которой характерно заметное превышение средних значений K_{max} и K_{min} (а также K_{mean} и Grad) над соответствующими значениями для близких по средней интенсивности кривизны Кавказу и Сахалинской орогенической области. По-видимому, как и для Беринговой плиты (рис. 2.15а), такое превышение возникает благодаря преобладанию в пределах Таримского бассейна изометричного прогибания эллиптического типа, что в некотором смысле отличает эту впадину от других

внутригорных впадин. Отсутствие, как правило, участков эллиптического типа для орогенических областей подтверждается и малыми значениями осредненной величины *K*_{mean}. Так же, как и для платформ, кривизны слабо коррелируют с амплитудами поднятий.

Впадины глубоководных морей, начиная с Черноморской, расположены в порядке возрастания осредненной интенсивности кривизны K_{int} на рис. 2.15в. Особенности поведения геометрических характеристик здесь существенно отличаются от рассмотренных выше орогенических и платформенных областей. В частности, интенсивность кривизны K_{int} , сохраняя высокую степень положительной корреляции с модулем градиента *Grad* и максимальной кривизной K_{max} , уже не коррелирует с минимальной кривизной K_{min} , но зато приобретает положительную корреляцию со средней кривизной K_{mean} . Кроме того, коэффициент отрицательной корреляции K_{int} с амплитудой w выше по абсолютной величине, чем для платформ, а главные кривизны K_{max} и K_{min} приобретают слабую положительную корреляцию. Особое место занимает Южно-Каспийская впадина, которая по всем своим характеристикам полностью приближается к эллиптической поверхности [57].

Особенности поведения геометрических характеристик, осредненных по площади материковых рифтов, изучались для совокупности четырех рифтов. Из рис. 2.14г, на котором рассматриваемые регионы распределены по увеличению значений *K*_{int}, следует, что монотонность роста отдельных геометрических характеристик нарушается для Паннонского рифта. Повышенные по абсолютной величине отрицательное значение амплитуды и положительное значение средней кривизны придают поверхности ВДЗК этой рифтовой зоны, более выраженные черты сходства с эллиптической поверхностью прогибания, чем для других материковых рифтов.

2.4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные выше исследования позволили построить набор карт достаточно полной совокупности дифференциальных геометрических характеристик новейших ВДЗК Северной Евразии. Проведение такого анализа геометрических (точнее, кинематических) характеристик является абсолютно необходимым первым шагом на пути построения геодинамической модели новейшего развития литосферы.

В дифференциальных характеристиках кривизны поверхности снимается зависимость от длинноволновых изменений амплитуды ВДЗК. Поэтому, если брать в расчет только кинематические факторы, то возникает возможность провести классификацию новейших структурных форм не просто по признаку активности вертикальных движений, а по комплексу гораздо более тонких признаков – величин тех или иных характеристик кривизны или корреляционных зависимостей между ними.

Другая важная задача, которую мы ставили перед собой, заключалась в выявлении относительной важности той или иной геометрической характеристики и возможности ее применения в геолого-геофизических приложениях. В этой связи мы коснемся здесь, в основном, двух характеристик кривизны: гауссовой кривизны *H* и интенсивности кривизны *K*_{int}.

Гауссова кривизна (рис. 2.13) важна для решения вопроса о возможности изометричного изгиба поверхности в некоторую другую заданную поверхность. Для осуществления такой возможности необходимо, чтобы обе эти поверхности обладали одинаковой гауссовой кривизной. Если предположить, что доновейшая поверхность литосферы была выровненной (т.е. ее гауссова кривизна была равна нулю) и тектонические движения происходили так, что длина любой материальной линии вдоль поверхности ВДЗК не изменялась, то образовавшаяся поверхность ВДЗК обязана обладать нулевой гауссовой кривизной. Наоборот, если при исходной выровненной поверхности образовавшаяся поверхность ВДЗК не принадлежит к параболическому типу, то заведомо при тектонических деформациях длины линий вдоль поверхности ВДЗК менялись. Вполне понятно, что затронутый вопрос имеет прямое отношение к проблеме определения сокращения земной коры (СКЗ) при ее изгибании вследствие тектонических движений.

Рассмотрим теперь некоторые другие геометрические параметры кривизны поверхности ВДЗК. Весьма правдоподобным и часто используемым в геофизической литературе является предположение, что деформирование литосферы при ВДЗК происходит по типу изгиба тонкой пластины или оболочки [см., например, 101, 144, 184, 188]. Согласно гипотезе Кирхгофа-Лява, принятой в теории изгиба тонких пластин и оболочек, при изгибе внутри пластины или оболочки существует нерастяжимая (срединная) поверхность. А материальные элементы, ортогональные к срединной поверхности до деформации, остаются нормальными к ней и после того, как пластина или оболочка (а, следовательно, и срединная поверхность) претерпит деформацию изгиба [2, 103]. На положение срединной поверхности внутри пластины или оболочки может влиять целый ряд факторов [2], однако для простейшей модели однородной упругой изотропной литосферы при изотермических условиях глубина срединной поверхности в литосфере соответствует семантическому смыслу названия. Предполагается, что на положение срединной поверхности наиболее сильное влияние оказывают температурные изменения в литосфере [184].

Моделирование деформации литосферы изгибом тонкой пластины весьма привлекательно для интерпретации определенных в настоящей работе геометрических параметров в терминах деформаций, т.к. в уравнения изгиба (при малых деформациях) в первом приближении не входят амплитуды горизонтальных тектонических движений, о проблемах, определения которых по амплитудам ВДЗК говорилось выше.

В работе [102] уравнения изгиба упругой однородной изотропной литосферы были представлены в таком виде, что в выражение для средних горизонтальных тектонических напряжений входит *K*_{mean}, а в выражение для максимального касательного напряжения в горизонтальной плоскости входит безразмерный параметр $hK_{int}/2\gamma$, где h – мощность литосферы, а γ – интенсивность горизонтальных глобальных сдвиговых деформаций. Соблазнительный вариант непосредственного перехода к определению тектонических напряжений в литосфере по упомянутым формулам, на основе рассчитанных в настоящей Работе геометрических характеристик кривизны наталкивается на ряд трудностей. Главной из них является отсутствие информации о глобальных (передающихся от краев литосферной плиты) горизонтальных напряжениях, которые не связаны напрямую с ВДЗК. К тому же нуждается в уточнении предположение об упругом характере изгибания, т.к. рассматривается длительный этап неотектонического развития. Поэтому необходимым этапом на пути к определению напряжений является получение на основе геометрических характеристик кривизны поверхности ВДЗК информации о возмущениях деформированного состояния литосферы.



Рис. 2.16. Связь главных кривизн с главными горизонтальными деформациями на поверхности литосферы в рамках гипотезы Кирхгофа-Лява. Пунктиром обозначена срединная поверхность литосферного блока а – исходное невозмущенное состояние блока литосферы; б – сечение деформированного блока литосферы вдоль направления главной кривизны К_{min}; в – сечение деформированного блока литосферы вдоль направления главной кривизны К_{max}. [57]

А. Ф. Грачев и др. [43], используя необременительные предположения, получили формулу, в которой тензор скорости неотектонической деформации выражался через скорости изменения средней кривизны K_{mean} и интенсивности кривизны K_{int} . Здесь мы продемонстрируем связь характеристик кривизны поверхности ВДЗК с возмущениями горизонтальных деформаций на простейшем примере изгиба при выполнении гипотезы Кирхгофа-Лява (рис. 2.16). Возмущения деформаций по глубине литосферы распределены линейно, причем экстремальные (главные) значения деформаций достигаются в сечениях, совпадающих с сечениями главных кривизн. На поверхности литосферы в направлении главной кривизны K_{min} реализуется максимальная, главная деформация ε_{max} = $hK_{min}/2$, а в направлении K_{max} – минимальная главная деформация ε_{min} = – $hK_{max}/2$.

В начале главы было выявлено, что из всех характеристик кривизны наиболее надежно определяется интенсивность кривизны K_{int} . Эта характеристика обладает и прозрачным геометрическим смыслом. Действительно из приведенных выше рассуждений следует, что $K_{int}=2\gamma/h$, где $\gamma=(\varepsilon_{max}-\varepsilon_{min})/2$ – интенсивность деформаций сдвига в верхних слоях литосферы. Последняя связана с максимальным касательным напряжением и, по-видимому, с сейсмической активностью. Поэтому характеристика интенсивности кривизны K_{int} обладает особым значением по сравнению с другими характеристиками кривизны. В частности, можно ожидать корреляции $K_{int}(x, y)$ с пространственными особенностями сейсмичности – накопленным сейсмическим моментом, максимально возможной магнитудой землетрясений, их частотой и т.д.

2.5. ВЫВОДЫ

В разделе исследованы геометрические характеристики деформирования поверхности литосферы Северной Евразии, вызванные вертикальной составляющей новейших тектонических движений, и построены соответствующие карты-схемы. Выявлены особенности деформирования как для различных геоструктурных областей, так и для отдельных регионов в их пределах, имеющих различный тип тектонического развития. Проведенное исследование результатов на основе визуального, факторного и корреляционного анализа, а также рассмотренные модельные примеры показали наличие на изучаемой территории различных типов деформирования. В частности, для орогенических и, в несколько меньшей степени, для платформенных областей, характерен параболический и гиперболический типы поверхности ВДЗК. Этим областям присуще наличие линейных антиклинальных и синклинальных складок основания, а также участков, на которых главные кривизны имеют разные знаки. Поверхность ВДЗК впадин глубоководных морей более близка по типу к эллиптическим поверхностям, характеризуемым изометричными прогибами с положительными главными кривизнами. Разные типы поверхности имеют, по-видимому, разный физический механизм, вызывающий вертикальные тектонические движения.

Если деформирование литосферы на выбранном при расчетах масштабном уровне соответствует гипотезам, принятым в теории тонких пластин и оболочек, то геометрические характеристики кривизны поверхности ВДЗК могут быть истолкованы как кинематические характеристики кривизны изгиба литосферы.

Геометрические характеристики поверхности ВДЗК могут позволить приблизиться к построению полей напряжений на основе постулирования связи надежно определенных элементов поля деформаций с соответствующими элементами напряженного состояния. Например, если принять, что модель изгиба литосферы является адекватной, то полученные в настоящей работе результаты после принятия той или иной реологической модели могут позволить определить распределение таких силовых факторов как изгибающие моменты и перерезывающие силы, а также получить приближенное распределение напряжений по глубине. В любом случае, однако, напряжения, получаемые на основе данных о ВДЗК, являются в некотором смысле возмущениями глобального двумерного поля напряжений, возникающего из-за воздействия силовых факторов на границах плиты. Само это поле, строго говоря, без дополнительных гипотез о взаимосвязи ВДЗК с горизонтальными деформациями литосферы на основе используемых данных определено быть не может.

ГЛАВА 3. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА

3.1. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ПАННОНО– КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

Горное сооружение Карпат, являясь северо-восточным продолжением Восточных Альп, имеет форму дуги, обращенной выпуклой частью к Восточно-Европейской платформе. Она делится на три сегмента: Западные, Восточные и Южные Карпаты, обладающие характерной поперечной зональностью. В направлении от платформы в сторону Карпатской дуги выделяются следующие зоны: Предкарпатский краевой (или передовой) прогиб, Внешние и Внутренние Карпаты (рис. 3.1).



Рис. 3.1. Тектоническая схема Карпато–Балканского региона. Б – горы Бакони (Венгерское Среднегорье), РМ – горы Персани [227, 228] Внешние Карпаты и Предкарпатский прогиб образуют непрерывную дугу. Внутренние Карпаты состоят из отдельных блоков, характер связи между которыми до сих пор дискуссионен (например, горы Апусени и Южные Карпаты). Внутренние Карпаты надвинуты на Внешние по системе надвигов, местами переходящих в покровы, число которых в разных частях Карпатской дуги различно, как и время шарьирования (от раннего мела до начала кайнозоя) [12, 140, 145 и др.].

Структура Внешних Карпат представлена сочетанием складок и покровов, надвинутых в сторону Западно– и Восточно–Европейской платформ, достигая в длину до 1200 км и в ширину до 100 км. Большинство исследователей Карпат полагают, что шарьирование началось в олигоцене и закончилось в сарматское время [145 и др.]. Величина сокращения коры в результате складчатости и надвигообразования, по данным разных авторов, оценивается от 20–30 до 100–120 км.

Предкарпатский предгорный прогиб, рис. 3.1, выполнен толщей неогеновых осадочных отложений мощностью от 2 до 8–10 км, фациальный состав которых отличается сильной изменчивостью, как в вертикальном, так и в горизонтальном ряду. Конгломераты развиты во внутренних частях прогиба и постепенно, по направлению к платформе сменяются более тонкими отложениями. Эта молассовая формация залегает на донеогеновом складчатом основании, разбитом системой нормальных сбросов, и этот фундамент погружается в сторону Карпатской дуги.

Внутри Карпатской складчатой дуги находится Паннонский бассейн вместе с периферическими впадинами (Венской, Западно–Дунайской (Задунайской), Транскарпатской и Трансильванской) (рис. 3.1). В данном разделе мы будем обсуждать ту часть Паннонского бассейна вместе с прилегающей зоной Восточных Карпат, которая располагается в пределах территории Венгрии, которая за последние два десятилетия хорошо изучена как в геологическом, так и геофизическом отношении. В отечественной литературе под Паннонским бассейном понимается Средне–Дунайская низменность, включающая Большую Венгерскую и Задунайскую низменности. Паннонский бассейн длительное время рассматривался как классический пример (тектонотип) срединного массива в пределах Альпийской складчатой области. Такие взгляды существовали как в зарубежной, так и в советской литературе вплоть до начала 70-х годов, когда разработка тектоники плит привела к пересмотру многих представлений в науках о Земле, в том числе и о развитии Альпийского складчатого пояса.

Современные модели образования Паннонского бассейна (П.Б) в большинстве случаев связаны с попыткой использовать тектонику плит для объяснения эволюции Альпийского пояса [230, 178]. Важной является и термическая модель Д.Маккензи для объяснения образования системы впадин Паннонского бассейна.

В ряде работ Паннонский бассейн рассматривался как энсиалический прогиб, возникший в тылу зоны субдукции [174, 176, 193]; в частности проводилась аналогия с развитием Большого Бассейна на Западе США (модель К.Шольца) [229].

Все указанные работы объединяет объяснение (с позиции кинематики, а не геодинамики) растяжением, связанным со сдвиговыми деформациями, которые привели к образованию впадин типа pull-apart basins.

Обсуждаемые модели, в рамках которых Паннонский бассейн в течение позднего миоцена-квартера развивался как пострифтовый осадочный бассейн, не объясняют ни проявление щелочно-базальтового вулканизма, ни сейсмичности на общирной территории всего Карпато–Балканского региона, ни многих других геологических и геофизических фактов [48, 53, 188, 189].

В серии работ [37, 45, 49, 51, 52, 56] был предложен иной подход к объяснению развития Паннонского бассейна и окружающего горного обрамления Карпат, в котором, на основе всего комплекса геолого-геофизических данных (включая анализ сейсмичности), развитие впадин внутри Карпатской петли, начиная с паннонского века, рассматривается как следствие синорогенного рифтогенеза.

В работе [214] для всего Карпато–Балканского региона (КБР) проведен тренд анализ скорости современных движений земной коры (рис. 3.2a и рис. 3.3a), скорости новейших движений (рис. 3.2б и рис. 3.3б), теплового потока (рис. 3.2в и рис. 3. 3в) и глубины залегания границы Мохо (рис. 3.2г и рис. 3.3г). В этой работе обнаружена устойчивая корреляция всех признаков, причем тепловой поток имеет обратную связь как с современными и новейшими движениями земной коры, так и с мощностью земной коры. Проведенный в этой же работе факторный анализ, во–первых, полностью подтвердил устойчивую обратную корреляционную зависимость теплового потока от всех других параметров (I фактор с весом более 60 %) как региональную закономерность. Во– вторых, выявил существование таких участков в пределах КБР, где связь между современными движениями и тепловым потоком (II и III факторы), а также тепловым потоком и новейшими движениями (III фактор) прямая.

Анализ матрицы факторных нагрузок позволяет сделать и другие выводы: II фактор с весом около 16 %, в котором наибольшую величину нагрузки (0,43) имеет тепловой поток, и III фактор, куда входит параметр Moho с нагрузкой 0,50, можно рассматривать как индивидуальное влияние процессов, связанных с влиянием теплового поля и мощности земной коры, происходящих в отдельных районах КБР.



Рис. 3.2. Региональные составляющие скорости современных движений земной коры (а), новейших тектонических движений (б), теплового потока (в) и глубины залегания границы Мохоровичича (г) [214]

Для понимания геодинамики Паннонского бассейна и прилегающих территорий существенное значение имеет анализ вулканизма. Общие закономерности его развития во времени и пространстве были установлены давно, однако характер связи вулканизма с тектоническим развитием стали предметом дискуссии с появлением тектоники плит.



Рис. 3.3. Локальные составляющие скорости современных движений земной коры (а), новейших тектонических движений (б), теплового потока (в) и глубины залегания границы Мохоровичича (г). Пунктирными линиями проведены изолинии с отрицательными значениями [214]

В развитии вулканизма в рамках геосинклинальной концепции традициионно выделяли два главных этапа: первый отвечает раннеорогенной стадии (поздний эоцен – средний миоцен) [98] и представлен породами известково– щелочной серии, второй (начиная с паннонского века и до современности) соответствует финальному магматизму Г.Штилле [152], когда изливались щелочные базальтоиды. Существенно, что развитие периферических впадин внутри Карпатской петли в интервале 16 – 10.5 млн. лет совпадало с наиболее интенсивным проявлением известково–щелочного магматизма. Для наших целей интерес представляет анализ вулканизма позднемиоценчетвертичного времени, когда на обширной территории всего Карпато–Балканского региона происходит резкое изменение известково–щелочного вулканизма на щелочно–базальтовый. Это событие имеет важнейшее значение для расшифровки новейшей геодинамики. Оно произошло в самом начале паннонского века. Его значение в свое время отметил Г.Штилле [152], который отнес его к вулканизму финального типа, заканчивающему геосинклинальное развитие.

Более того, Г.Штилле предложил даже специальный термин для тектонической обстановки финального магматизма: "ренотипный орогенез", имея в виду Рейнский грабен как тектонотип.

Наиболее широко финальный вулканизм проявился в Паннонском бассейне, хотя его объем на порядок меньше объема вулканитов раннеорогенного этапа. Выходы щелочных базальтов на поверхность известны в районах гор Шомло и Шаг (Малая Венгерская впадина), Венгерского Среднегорья (горы Баконь), в окрестностях Шалготорьяна (Ноград) и в Токайских горах [199, 172, 233]. Кроме того, базальты обнаружены во многих скважинах внутри осадочной толщи паннонских отложений (Кишкунхалаш, Кесел, Рузша, Шандорфальва и др.) [217, 197].

Согласно новым биостратиграфическим материалам, определениям изотопного возраста К–Аг методом и палеомагнитным измерениям, возраст базальтов Паннонской впадины лежит в интервале от раннего паннона до позднего плейстоцена.

Таким образом, смена позднеэоцен-миоценового вулканизма известковощелочного типа на щелочно-базальтовый тип в Карпатском регионе произошла в самом начале паннонского века одновременно с заложением внутренних впадин. Важно отметить, что обычно эти базальты содержат включения ультраосновных пород.

В целом, на обширной территории Паннонского бассейна и прилегающих областей Польши [157, 175], Чешского массива, позднемиоцен-четвертичный

вулканизм основного состава проявился вне всякой связи с доновейшим структурным планом. Его характерной чертой является общность петрографического состава и присутствие ксенолитов фации шпинелевых лерцолитов [52, 189].

Единственным исключением для всего Карпатского региона являются Восточные Карпаты и Закарпатский прогиб, где молодые вулканиты, выделенные в гутинскую и бужорскую свиту (аналоги паннонских отложений с изотопным возрастом в 10–11 млн. лет), представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами, образующими дифференцированную серию [95, 26]. Эти породы известны в пределах гор Бужора, Малый Синяк и Выгорлат–Гутинской гряды, где описаны небольшие покровы, шлаковые конусы и субвулканические образования.

Петрохимическая специфика щелочных базальтов Карпатского региона бассейна и его обрамления установлена на основе использования составленного автором петрохимического банка базальтов мира (более 60000 анализов) и соответствующей разработанной методики [36], позволяющей определять геодинамическую позицию изучаемых совокупностей анализов.

Все новейшие вулканитов Карпатского региона и прилегающей территории делятся на два главных петрохимических типа (результат более 300 анализов). Первый – щелочной – недифференцированные щелочные оливиновые базальты и базаниты с нормативным нефелином, образовавшиеся вследствие трещинных излияний. Второй – известково-щелочной – базальты–андезиты– дациты с высоким содержанием глинозема и низким титана, – результат деятельности вулканов центрального типа [189].

Геодинамическая позиция вулканитов Карпатского региона, определенная на основе обобщенной матрицы составов базальтов всех известных геодинамических обстановок, с использованием метода главных компонент, показала, что составы базальтов Паннонского бассейна и Чешско–Силезской области лежат в поле базальтов типичных континентальных рифтов. В то же время базальты Восточных Карпат попадают в область составов островных дуг, активных материковых окраин и орогенических областей, формирующихся в обстановке сжатия литосферы [45].

Дифференцированная серия Восточных Карпат и Закарпатья формировалась одновременно с щелочно-базальтовым вулканизмом на остальной части Карпато-Балканского региона; поэтому принципиальным является вопрос о ее геодинамической позиции. Наличие нормативного корунда у андезито-базальтов и андезитов достаточно резко отличает эти породы как от типичных андезитов, формирующихся на конвергентных границах плит [186].

Базальты дифференцированной серии Восточных Карпат попадают в область базальтов, формирующихся в условиях сжатия литосферы, т.е. на конвергентных границах литосферных плит [48].

Таким образом, известково-щелочная серия Восточных Карпат обладает несомненной геохимической спецификой. Это типичные орогенные дифференцированные серии, образующиеся вне всякой связи с субдукцией, о которых писал Дж.Гилл [186].

В заключение отметим, что резкая смена петрохимических типов вулканической активности на границе между сарматским и паннонскими веками в пределах Паннонского бассейна и в остальной части КБР имеет фундаментальное значение для выявления природы глубинных процессов. По комплексу признаков щелочные и ультращелочные породы КБР неотличимы, как было показано, от вулканитов типичных континентальных рифтов [189].

Из сделанного вывода неизбежно следует, что развитие вулканизма на большей части КБР, начиная с рубежа 10.5 – 11.0 млн. лет, происходило в условиях растяжения литосферы. Представление о том, что вулканизм Паннонского бассейна не имеет связи с его развитием [233] оказываются несостоятельными. Такая точка зрения была поддержана в работе [182], в которой справедливо указывалось на несостоятельность представлений о состоянии сжатия литосферы П.Б. [194]. Одновременно протекающий известково–щелочной вулканизм в Восточных Карпатах, происходит в обстановке сжатия литосферы, унаследованной с раннеорогенной стадии развития [189].

И, наконец, обратим внимание на принципиально новый вывод: выявление рифтовой природы "финального" вулканизма означает, что те области, в которых он проявился, находятся в процессе деструкции литосферы, на разных ее стадиях: предрифтовой в Чешском массиве и рифтовой в Паннонском бассейне.

3.2. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Для Паннонского бассейна начало новейшего тектонического этапа приходится на паннонский век (sensu stricto), т.е. на 11–10.5 млн. лет тому назад. К этому времени приурочено отмирание периферических впадин внутри Карпатской структурной плиты (Венской, Трансильванской и др.) и прекращение горизонтальных перемещений покровов как во внешней, так и во внутренней зонах Карпатской дуги. Карпатская структурная петля уже существовала в своих современных очертаниях [17]. Начиная с паннонского века, в пределах Карпатской петли происходят преимущественно вертикальные движения земной коры, сформировавшие современный рельеф. Однако имеются данные, указывающие на то, что в отдельных районах Паннонского бассейна горизонтальные движения продолжались вплоть до конца раннего паннона. К ним относится горный массив Мечек, где отмечено надвигание сарматских отложений на нижнепаннонские [207]. Другой областью является северо–восточная часть Паннонского бассейна (Восточные Карпаты), где обстановка сжатия литосферы по инструментальным данным сохраняется до настоящего времени [13].

Для определения амплитуд новейших тектонических движений областей поднятия был использован метод тренд–анализа (неполиномиальная модификация) [63] гипсометрического положения раннесарматской поверхности выравнивания с учетом денудационного среза, величина которого меняется от 50 до 150 м в горах Бакони, Бюкк, Матра и др. [162].

Амплитуды новейших тектонических движений для областей прогибания устанавливались на основе анализа мощностей и фаций паннонских и четвер-

тичных отложений с использованием известной процедуры внесения поправок за изменение пористости и плотности осадков с глубиной [232]. Фрагмент карты новейшей тектоники Паннонского бассейна приведен на рис. 3.4.



Рис. 3.4. Фрагмент карты новейшей тектоники Паннонского бассейна (см. объяснение в тексте).

Прогибание периферических впадин внутри Карпатской петли продолжалось с начала миоцена до конца сарматского века, а затем впадины практически прекращают свое развитие; наоборот, внутренние впадины П.Б. с этого момента, т.е. начала паннонского века sensu lato, только начинают свое развитие. Характер кривых прогибания выявляет сильную дифференциацию новейших тектонических движений области преимущественного опускания. Уже это не позволяет относить изученный район к пострифтовым осадочным бассейнам, поскольку согласно модели Д.Маккензи в таких бассейнах мощность осадочного чехла меняется слабо.

Из карты новейшей тектоники следует (рис. 3.4), что все структуры Паннонского бассейна вытянуты в северо-восточном – юго-западном направлении, подчиняясь так называемому балатонскому направлению. Исключение составляют два прогиба на юго-востоке территории, известные под названием Мако и Бекеш. Их развитие на паннонском этапе развития происходило на месте глубоких впадин (глубина около 1000 м), реликтов сарматского бассейна, и связано с чисто изостатическим прогибанием за счет аккумуляции осадков, выносившимися реками [216]. Механизм образования прогибов такого типа описан в работе [62].

В Паннонском бассейне выделяются две области поднятия. Первая протягивается от Венгерского Среднегорья (горы Бакони в районе озера Балатон) через горы Матра, Бюкк на северо-восток к Восточным Карпатам. Вся область может быть разделена на две части: юго-западную, которая относится к конденудационным новейшим поднятиям и северо-восточную, являющуюся зоной конэрозионных поднятий

В первом случае поднятия компенсируются денудацией, а во втором случае нет, что и находит отражение и в рельефе, и в амплитудах новейших движений. Горы Бакони представляют типичную полигенетическую поверхность выравнивания, монотонный характер рельефа которой нарушается цепочками моногенных шлаковых и лавовых конусов с абсолютными отметками до 300– 400 м. Вулканические постройки располагаются на допаннонском фундаменте, а сами лавовые потоки переслаиваются с паннонскими отложениями, доказывая тем самым молодой возраст излияний.

Вторая область поднятий находится к юго-юго-востоку от озера Балатон в горах Мечек, образующих брахиантиклинальную конэрозионную складку основания с амплитудами движений до 400–500 м. Северная и южная границы этой области проходят по системам разрывов восточного-северо-восточного простирания. Шарнир области поднятия полого погружается как в юго-западном, так и в северо-восточном направлении.

В горах Мечек, в отличие от других районов Венгрии, установлена смена режима сжатия земной коры на растяжение с раннего паннона, когда и начинается выражение в рельефе этой области поднятия. Амплитуды новейших опусканий в Паннонском бассейне существенно превышают величины поднятий. Отчетливо выделяются две области опускания: одна из них приурочена к Малой Венгерской низменности (к северо–западу от Венгерского Среднегорья), другая располагается в центральной части Паннонского бассейна, являясь как бы его медианной линией.

Мощности паннонских отложений резко меняются при переходе от поднятий к впадинам [18], и еще сопровождается изменением фациального состава отложений, что доказывает конседиментационный характер развития паннонских новейших структурных форм. Во многих случаях зоны резкого изменения градиентов мощностей паннонских отложений соответствуют разрывным нарушениям, природа которых имеет первостепенное значение для геодинамики.

Данные сейсмостратиграфии и бурения убедительно доказывают, что разрывы, затрагивающие весь разрез осадочного чехла внутренних впадин Паннонского бассейна, относятся к типу нормальных листрических сбросов [228]. Имеются также первые доказательства, что такие разломы проникают не только через весь допаннонский складчатый фундамент, но и достигают подошвы консолидированной коры (рис. 3.5).

Наличие таких разломов указывает на то, что формирование прогибов происходило в условиях растяжения литосферы. Такие разломы, как известно, типичны для рифтовых областей и пассивных материковых окраин. Величина растяжения для впадин Паннонского бассейна, оцененная по листрическим сбросам, достигает в отдельных случаях 20%. Карпаты на всем протяжении отделяются от прилегающей платформы предгорным прогибом, сформировавшимся на гетерогенном доальпийском фундаменте. В пределах Восточных Карпат установлена миграция предгорного прогиба в северо-восточном направлении. По результатам глубокого бурения и ГСЗ [136] установлено погружение окраинной части платформы до северного склона Украинских Карпат. Ширина прогиба минимальна в зоне сочленения Карпат с Богемским массивом (первые километры) и максимальна в Западных Карпатах (до 200 км).



Рис. 3.5. Сейсмические профили для восточной части Паннонского бассейна [224]. В-фундамент, М-граница Мохо

Мощность отложений меняется от 2 км в Западных Карпатах, 5 км в Украинских Карпатах и до 8–10 км в Южных Карпатах.

В строении Предкарпатского передового прогиба выделяются два структурных комплекса: нижний, включающий отложения до верхнего мела включительно, и верхний, который начал развиваться со среднего миоцена, т.е. приблизительно одновременно с заложением внутренних впадин Карпатской структурной петли. Нижний комплекс отличается сильной фациальной изменчивостью как в вертикальном, так и латеральном ряду. Конгломераты развиты во внутренней части прогиба и постепенно в сторону платформы сменяются более тонкими отложениями. Верхний комплекс формировался во внешней части прогиба, где накопилось более 4500 м отложений тортонского и сарматского ярусов. Породы слабо деформированы и имеют углы падений не более 10–15°; здесь развиты только сбросы (конседиментационные разломы).

3.3. ГЕОЛОГО–ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА

Составление геодинамических карт получило в последние годы широкое развитие. В большинстве случаев они отражают кинематические построения авторов, связанные с отображением движения отдельных блоков литосферы, на которые накладываются данные по распределению землетрясений и фокальные механизмы. Такие построения носят сильно выраженный субъективный характер. Предлагаемый в данной работе подход к построению геодинамических карт основан на количественной оценке роли тех или параметров геолого-геофизической среды, на основе которой становится возможным построение карт геодинамического районирования.

Геодинамическое районирование как один из методов изучения современной и новейшей геодинамики возник сравнительно недавно, когда появилась возможность обрабатывать большие массивы данных, используя современные методы математического анализа и компьютерную технологию. Ранее на примере Восточно–Европейской платформы была показана эффективность таких методов обработки первичных данных как тренд–анализ, факторный и кластерный анализ [33, 43, 104, 107]. Было также выяснено, что только комплексный подход, включающий предварительный анализ каждого параметра геолого–геофизической среды, а также выявление корреляционной связи между всеми параметрами позволяет в дальнейшем избежать «шума», который возникает при включении в анализ либо взаимозависимых переменных, либо какого–либо параметра, который априори не имеет значения.

Для Паннонского бассейна первоначально была составлена база геологогеофизических данных, которая включала 22 параметра (табл. 3.1 – список параметров), измеренных в 314 площадках, а так же качественные данные о химическом составе вулканизма.

Таблица 3.1

Геолого-геофизические параметры Паннонского бассейна, отобранные для исследования

Виде – аномалии Буге, мГал, рис. 3.6

DGS – гравитационное поле осадочного чехла, мГал, рис. 3.7

CRU – гравитационное влияние фундамента, мГал, рис. 3.8

ISO – изостатические аномалии, мГал, рис. 3.11

Manom – мантийные гравитационные аномалии, мГал, рис. 3.10

Man₂₀₀₀ – мантийные гравитационные аномалии с длиной волны более 2000 км; мГал

Q - тепловой поток, мВт/м², рис. 3.11

T₁₀₀₀ – температура на глубине 1000 м, градусов, рис. 3.12

Н – высота рельефа, м, рис. 3.14

Quarter – мощность четвертичных отложений, м, рис. 3.15

Moho – глубина до поверхности Мохо, км, рис. 3.17

H_{Ast} – глубина до поверхности астеносферы, км, рис. 3.18

w – амплитуда новейших движений, м, рис. 3.19

К₇₃ – скорость вертикальных современных движений, вариант 1973 г., мм/год, рис. 3.20

К₇₉ – скорость вертикальных современных движений, вариант 1979 г., рис. 3.21

К₈₅ – скорость вертикальных современных движений, вариант 1985 г., мм/год, рис. 3.22

К₈₆ – скорость вертикальных современных движений, вариант 1986 г., мм/год, рис. 3.23

К₉₅ – скорость вертикальных современных движений, вариант 1995 г.,

мм/год, рис. 3.24

K_{int} – интенсивность кривизн новейших движений, 1/км, рис. 3.25

K_{int95} – интенсивность кривизн современных движений, 1/км

АСО – сейсмичность, число на 1000 км квадратных, рис. 3.27

Faults – плотность разломов, дешифрированных по речной сети, на 1000 км², рис. 3.29

DR – плотность линеаментов по дешифрированию космоснимков, число на 1000 км²

V_{Pn}- аномалии скоростей продольных волн V_p на границе Мохо

Р₁₀ – Давление в коре на глубине 10 км, 10* Мпа, рис. 3.30

VOL – Классифицированная карта вулканизма (щелочно-базальтовый, известково-щелочной, ультракалиевый)

При составлении базы данных были использованы материалы, полученные А.Ф.Грачевым при работе по оценке сейсмической опасности АЭС "Пакш" в течение 1986–1990 гг., а также литературные источники. Все данные были оцифрованы по ячейкам 20' х 30'.

Корреляционная матрица для 22 исходных геолого-геофизических параметров Паннонского бассейна Таблица 3.2

ohc	크	335	IIC	Ħ	601	203	160	114	526	t69		322	255	042	117	117	190	184	048	020	178	5	10	83	. 60((28 .	28	00	32	192	:03	.90	56	5	66	753	868	38	136	135		505	05 033
Ŭ,	-0.1	0.0)'0-	- 0.(- 0.1	0.0	0.0	.0	- 0	0		0	0.5	0.0	0.	0)'0 -	0.1	0.0	0.0	-0.	0		0.1	0	5. 0-	0.2	-0.2	-0-	0.2	0.0	9	0-0-	0.1	F.0	0-	0.8	0.7	0.5	0.0-		0.5	0.5 -0.0
2	-0.116	- 0.006	0.063	- 0.072	0.138	0.031	0.025	0.048	0.618	1	- 0.469	0.038	0.062	-0.019	-0.161	- 0.062	- 0.067	-0.222	-0.103	0.174	-0.045	- 0.056	LIT	0.262	0.180	-0.219	0.593	-0.004	-0.043	-0.173	-0.093	0.053	-0.045	-0.178	-0.204	-0.003	0.127	-0.098	0.134	0.104		0.024	0.024 0.189
T	-0.044	-0.098	0.114	160.0	0.009	-0.122	0.007	0.147	-	0.618	-0.526	-0.203	0.157	-0.108	-0.342	-0.167	-0.052	-0.265	- 0.096	0.013	0.053	-0.206	ACD	-0.088	0.258	-0.241	-0.083	0.010	0.034	-0.021	0.018	0.013	0.174	0.070	0.511	-0.210	0.241	0.145	0.243	0.009	0	0.054	0.054 -0.120
Faults	-0.127	0.241	-0.151	0.033	-0.163	-0.093	0.744	1	0.147	0.048	-0.014	-0.103	-0.283	0.189	0.312	0.194	-0.067	0.272	-0.017	0.018	-0.093	0.293	Kint95	0.190	-0.012	-0.024	0.113	-0.059	-0.115	-0.076	-0.017	-0.096	-0.103	0.048	-0.102	0.158	-0.049	-0.026	0.011	0.027	2000	007.0	007.0-
DR	-060.0-	0.232	-0.189	0.081	-0.066	0.008	1	0.744	0.007	0.025	0.094	-0.031	- 0.302	0.210	0.349	0.206	- 0.052	0.265	-0.076	-0.021	-0.173	0.292	K95	-0.077	0.461	-0.521	0.187	0.162	0.309	0.265	0.272	-0.265	777.0-	0.184	- 450.0-	-0.620	0.488	0.425	0.469	0.066	-	÷	-0.206
Man2000	-0.218	-0.137	-0.034	0.226	0.966	1	0.008	-0.093	-0.122	0.031	0.003	-0.277	-0.023	-0.042	-0.036	-0.104	0.004	0.309	-0.115	0.034	-0.043	-0.132	Kint	0.065	-0.073	0.001	0.072	-0.002	0.004	-0.052	-0.067	-0.052	-0.00	-0.061	CII.0-	0.136	-0.098	0.026	-0.059	1	0.066	0000	0.027
Manom	-0.180	-0.186	-0.006	0.281	1	0.966	-0.066	-0.163	0.009	0.138	-0.109	-0.274	0.106	-0.085	- 0.135	-0.141	-0.002	0.162	-0.059	0.010	-0.004	-0.200	NPA	0.264	0.954	-0.917	0.289	-0.141	-0.104	0.206	0.194	-0.167	700.0-	0.117	110.0	-0.731	0.962	0.569	-	-0.059	0 469		0.011
ISO	0.131	0.257	- 0.418	1	0.281	0.226	0.081	0.033	0.091	-0.072	-0.044	-0.216	- 0.164	0.275	0.086	0.289	0.072	0.187	0.113	-0.083	0.593	0.228	Н	0.037	0.465	-0.417	0.086	-0.135	-0.036	0.349	0.312	-0.342	101.0-	0.417	C/7.0	-0.509	0.478	1	0.569	0.026	0.425		-0.026
DGS	-0.206	-0.898		-0.418	-0.006	-0.034	-0.189	-0.151	0.114	0.063	-0.011	- 0.228	0.688	-0.936	-0.417	-0.917	0.001	-0.521	-0.024	-0.241	-0.219	-0.828	HPA	0.177	0.954	-0.936	0.275	-0.085	-0.042	0.210	0.189	-0.108	410.0	0.042	107.0	-0.768		0.478	0.962	-0.098	0.488		-0.049
cru	0.283	-	-0.898	0.257	-0.186	-0.137	0.232	0.241	-0.098	-0.006	0.035	0.251	-0.762	0.954	0.465	0.954	-0.073	0.461	-0.012	0.258	0.180	0.909	QUAR	060.0	-0.762	0.688	-0.164	0.106	-0.023	-0.302	-0.283	0.157	700.0	-0.20		1	-0.768	-0.509	-0.731	0.136	-0.620		0.158
Buge	-	0.283	-0.206	0.131	- 0.180	-0.218	-0.090	-0.127	-0.044	-0.116	-0.124	-0.233	060.0	0.177	0.037	0.264	0.065	- 0.077	0.190	- 0.088	0.262	0.183	Asten	-0.233	0.251	-0.228	-0.216	-0.274	-0.277	-0.031	-0.103	-0.203		1.522		-0.269	0.281	0.273	0.311	-0.113	-0.034		-0.102
	Buge	CRU	DGS	ISO	Manom	Man2000 -	DR	Faults	T_{1000}	ð	Moho	Ast	Quater	APA	Н	NPA	Kunt	К.,	K _{intos}	ACD	LIT 2	P ₁₀		Buge	CRU	DGS	ISO	Manom	Man2000	DR 5	Faults	T1000	2	Moho.		Quater	HPA 	H	NPA	Kint	K_{95}	1	K _{int95}

Как видно из данных корреляционного анализа (табл.3.2), ряд параметров характеризуется высокими значениями коэффициентов корреляции между собой; кроме того, такие параметры как современные вертикальные движения земной коры (V_{rcm}) представлены 5 различными версиями (пять карт различных лет издания), которые сильно различаются между собой. Это заставило провести специальные исследования V_{rcm} , показавшие, что только карта 1995 г. издания имеет физический смысл [60, 61]. В процессе работы появились дополнительные материалы по глубинному строению Паннонского бассейна, которые позволили включить в базу данных новые определения глубины залегания границы Мохо и распределения скоростей P_n на этой границе V_{Pn} . Следует отметить, что новые данные по глубине залегания границы Мохо [201] имеют слабую корреляцию со старыми данными [224] (r=0.33).

Однако наиболее важным явилось включение в число деформационных характеристик кривизн новейших вертикальных движений земной коры (НВДЗК) вместо обычно используемого модуля градиента амплитуд НВДЗК [40, 37, 38, 39, 180, 212, 222]. Кривизны изгибаемой литосферы выгодно отличаются от амплитуд и градиентов НВДЗК тем, что они инвариантны по отношению к движению блока литосферы как жесткого целого и поэтому могут быть связаны с действующими тектоническими напряжениями.

Из всех характеристик кривизны наиболее надежно определяется интенсивность кривизны K_{int}. Как было показано [57, 41], K_{int} = $2\gamma/h$, где $\gamma = (\varepsilon_{max} - \varepsilon_{min})/2$ есть интенсивность горизонтальных деформаций сдвига в верхних слоях литосферы, которая связана с максимальными касательными напряжениями и, по-видимому, с сейсмической активностью.



ние фундамента, мГал

Рис. 3.9. Изостатические аноглии, мГал



Рис. 3.10. Мантийные гравитационные аномалии, мГал







70

65

60

Рис. 3.12 Тепловой поток на глубине 1000 метров, мВт/м²



Рис. 3.13 Плотность дешифрированных по снимкам разломов DR, км/400 км²



Рис. 3.14. Высота современного рельефа, м



Рис. 3.15. Мощность четвертичных отложений, м



Рис. 3.16. Мощность паннонских отложений НРА, м



Рис. 3.17. Глубина залегания поверхности Мохо, км



Рис. 3.18. Глубина залегания кровли астеносферы, км



Рис. 3.19. Амплитуда новейших тектонических движений w, м



Рис. 3.20. Скорости современных движений, вариант 1973 года, мм/год



ных движений, вариант 1979 года, мм/год



Рис. 3.22. Скорости современных движений, вариант 1985 года, мм/год



Рис. 3.23. Скорости современных движений, вариант 1986 года, мм/год



-1.5

2.5

-3.5

Рис. 3.24. Скорости современных движений, вариант 1995 года, мм/год



Рис. 3.25. Интенсивность кривизн новейших движений, K_{int}, 1/км



Рис. 3.26. Интенсивность кривизн современных движений, по варианту 1995 года, 1/км



Рис. 3.27. Плотность очагов землетрясений на 400 км²



Рис. 3.28. Гравитационные аномалии, рассчитанные на основе подбора наиболее вероятной плотностной модели коры и мантии (Lit), мГал



Рис. 3.29. Плотность разломов, км/400 км²


Рис. 3 31 Градиент отаdHPA

Рис. 3.30. Р₁₀ Давление в коре на глубине 10 км, *10 Мпа

Рис. 3.31. Градиент gradHPA мГал/км



Рис. 3.32. Типы вулканизма по химическому составу в новейшем этапе: щелочно-базальтовый, известково-щелочной, ультракалиевый

После того как мы собрали все доступные данные в этом масштабе для исследуемого района, внимательно их оценим. Вполне возможно, что среди них окажутся заведомо коррелированные данные, часть которых можно исключить из дальнейшего анализа уже на этой стадии. Карту химического состава вулканизма, в виду того, что она качественная, классификационная, а не числовая, мы из дальнейших математических действий исключим сразу. Однако она нам понадобится на самом последнем этапе нашей работы, в виду ее исключительной информативности для классификации эндогенных режимов и полей напряжений.

Кроме этого исключим:

- Manom мантийные гравитационные аномалии ввиду неинформативности в масштабе исследований
- Man₂₀₀₀ мантийные гравитационные аномалии с длиной волны 2000 км и более, ввиду неинформативности
- AST глубину до поверхности астеносферы, ввиду известной неопределенности того, где астеносфера переходит в литосферу
- Quarter мощность четвертичных отложений, ввиду ограниченного распространения и сильной корреляции с НРА
- ACD сейсмичность, число на 400 км квадратных, из-за сильного осреднения этого параметра
- К_{int} интенсивность кривизн новейших движений,
- К_{int95} интенсивность кривизн современных движений ввиду сильной вариабильности этих движений во времени

<u>3.3.1. Факторный и кластерный анализ геолого-геофизических данных Паннон-</u> ского бассейна

Для первого этапа корреляционного анализа осталось 16 параметров. Анализировать такую большую корреляционную матрицу непосредственно – затруднительно. Однако мы знаем, что в наших 16 параметрах есть заведомо связанные друг с другом параметры. Это тепловой поток Q и температура на глубине 1000 метров, а так же 5 вариантов скоростей современных движений: 1973 г, 1979, 1985, 1986, 1995 годов, составленные разными авторами. В таблице 3.3 показаны значения коэффициентов корреляции 16 параметров в 309 точках.

корреляционная матрица для то параметров паннонского оассеина																
	Buge	ISO	н	Moho	Q	Г ₁₀₀₀	K ₇₃	K79	K85	K ₈₆	К95	CRU	DGS	DR	НРА	Fault
								_								s
Buge	1	,131	,037	-,124	-,116	-,044	,009	,114	-,112	-,126	-,077	,283	-,206	-,090	,177	,127
ISO	,131	1	,086	-,044	-,072	,091	,288	,167	,146	,119	,187	,257	-,418	,081	.275	,033
H	,037	,086	1	,417	-,161	-,342	-,140	-,199	,351	,353	,425	,465	-,417	,349	,478	,312
Moho	-,124	-,044	,417	1	-,469	-,526	-,185	-,428	.196	,222	,184	,035	-,011	,094	.042	014
Q	-,116	-,072	-,161	-,469	1	,618	,173	,304	-,174	-,202	-,222	- ,006	,063	,025	.,019	,048
T ₁₀₀₀	-,044	,091	-,342	-,526	,618	1	-,064	,318	,240	-,264	-,265	-,098	,114	,007	-,108	,147
K ₇₃	,009	,288	-,140	-,185	,173	-,064	1	,489	-,124	-,183	-,112	,093	-,226	-,188	,162	-,387
K79	,114	,167	-,199	-,428	,304	,318	,489	1	-,058	-,202	-,080	.215	-,242	-,143	.265	-,167
K ₈₅	-,112	,146	,351	,196	-,174	-,240	-,124	-,058	1	,916	,847	,423	-,429	,299	,446	,277
K ₈₆	-,126	,119	,353	,222	-,202	-,264	-,183	-,202	.916	1	,815	,332	-,355	,307	.352	,286
К95	-,077	,187	,425	,184	-,222	-,265	-,112	-,080	.847	,815	1	,461	-,521	,265	,488	.272
CRU	,283	,257	,465	,035	-,006	-,098	,093	,215	,423	,332	,461	l	-,898	,232	,954	,241
DGS	206	-,418	-,417	-,011	,063	,114	-,226	-,242	-,429	-,355	-,521	-,898	1	-,189	-,936	,151
DR	-,090	,081	,349	,094	,025	,007	-,188	-,143	,299	,307	,265	,232	-,189	1	.210	,744
HPA	,177	,275	,478	,042	-,019	-,108	,162	,265	,446	,352	,488	.954	-,936	,210	1	,189
Faults	-,127	,033	,312	-,014	,048	,147	-,387	167	.277	,286	,272	,241	-,151	,744	,189	l

Таблица 3.3

Корреляционная матрица для 16 параметров Паннонского бассейна

Тем не менее, применим на этом этапе факторный анализ ко всем имеюпимся у нас 16-и переменным. Для выявления характера связей между переменными лучше иметь дело не с исходными данными (в которых могут содержаться ошибки), а с факторизованными переменными [189]. Это особенно важно, когда задача заключается в выделении некоторых классов или групп из всей изучаемой совокупности (в нашем случае 309 ячеек), т.е. решается задача классификации [109, 104, 113].

Таблица 3.4

P			1/	
	VONDORRETTINITINI VOTITI	T T A	16 00	11014074101411
	копрепятионной матрин	BI L .	1010	
i flubilitie Robinofieritie	hoppermention marphig			panet panin

Компо-	Собственные	% измен-	Суммарный
ненты	значения	чивости	вклад %
1	4,923	30,772	30,772
2	2,880	18,002	48,774
3	2,035	12,716	61,490

Окончание таблицы 3.4

4	1,389	8,684	70,173
5	1,000	6,253	76,426
6	,938	5,861	82,287
7	,688	4,300	86,587
8	,559	3,492	90,079
9	,458	2,863	92,942
10	,385	2,406	95,348
11	,212	1,323	96,671
12	,198	1,235	97,906
13	,174	1,091	98,996
14	0,07	,481	99,478
15	0,06	,351	99,828
16	0,03	,172	100,000

Метод главных компонент показывает (таб.3.4), что существуют 5 компонент, собственные значения которых превысило 1. Это компоненты, которые дают больший вклад в дисперсию, чем исходные стандартизованные переменные. Тот факт, что таких компонентов много – 5 (~30%), свидетельствует о том, что исходные переменные оказываются слабо коррелированными или некоррелированными. Именно из-за этого выделяется большое число компонентов, с собственными значениями большими 1. Одновременно появляется риск того, что ни один из компонентов не подлежит разумной интерпретации. Если данные таковы, что факторный анализ к ним применим, это значит, что наблюдаемые дисперсии возникли благодаря корреляции между переменными и рассматриваемыми факторами, то только некоторые факторы дают большой процентный вклад в суммарную дисперсию и общности имеют высокие значения. Напомним, что общностями называют суммы по каждой переменной квадратов элементов матрицы факторных значений. Если использовать все компоненты (16 в нашем случае), то общности будут равны 1.00 (таб.3.5). Если для того, что бы учесть большую часть исходной депрессии, требуется сохранение большого числа факторов или если общности нескольких первых факторов низкие, то факторная модель оказывается неподходящей.

Таблица 3.5

	Начальные	
Buge	1,000	,749
ISO	1,000	,320
H	1,000	,639
Moho	1,000	,714
Q	1,000	,624
T ₁₀₀₀	1,000	,753
K ₇₃	1,000	,799
K79	1,000	,638
K ₈₅	1,000	,929
K ₈₆	1,000	,913
RCM95	1,000	,869
CRU	1,000	,900
DGS	1,000	,904
DR	1,000	,752
HPA	1,000	,896
Faults	1,000	,829

Общности для 5 основных факторов Паннонского бассейна

Таблица 3.6

Матрица компонентов для 16 параметров Паннонского бассейна

	Компоненты					
	1	2	3	4	5	
Buge	0,06	,294	-,296	-,478	-,586	
ISO	,295	,382	-,116	0,05	,268	
H	,660	-,179	-0,05	-,351	,217	
Moho	,302	-,597	-,387	-,170	,297	
Q	-,263	,490	,545	,113	0,07	
T ₁₀₀₀	-,340	,461	,636	0,05	-,136	
K ₇₃	-0,08	,584	-,383	,256	,488	
K79	-0,07	,769	-0,02	,193	0,06	
K ₈₅	,798	-,157	,103	,482	-,158	
K ₈₆	,758	-,272	,117	,471	-,169	
K95	,823	-,123	0,05	,393	-,144	
CRU	,778	,461	-0,07	-,260	-0,09	

Окончание таблицы 3.6

DGS	-,780	-,506	,150	,123	-0,04
DR	,456	-,165	,588	-,285	,299
HPA	,791	,482	-0,09	-,171	-0,06
Faults	,418	-,178	,724	-,295	,108

Из этой матрицы (таб. 3.6) видно, что 5-й фактор отвечает только за аномалии Буге. Фактор 4-й просто не выразителен и не ясно за что отвечает – у него нет ни одного максимума (минимума). С первыми тремя факторами поступим так: уберем все те параметры, которые по нашему мнению связаны друг с другом. В первую очередь это тепловой поток Q и температура на глубине 1000 метров – Т₁₀₀₀, а во вторую – это 5 вариантов скоростей современных движений земной коры, составленных разными авторами в различные годы.

На основании анализа матрицы факторов по 16-и параметрам, проведем их сокращение, и оставим только 5. Для этих 5 параметров заново проведем корреляционный (таб.3.7) и факторный анализ (таб. 3.8.–3.9):

	2	-
Гартина	- ń	1
I GOMINGG	~	

Корреляционная матрица для 5 параметров Паннонского бассейна

	DGS	H	Q	Moho	CRU
DGS	1	0.417	0.063	0.161	-0.898
Н	0.417	1	-0.161	0.417	0.465
Q	0.063	-0.161	1	-0.469	-0.006
Moho	-0.011	0.417	-0.469	1	0.035
CRU	-0.898	0.465	-0.006	0.035	1

Таблица 3.8

Факторный анализ 5 параметров Паннонского бассейна. Метод главных компонент.

Компо-	Собственные	% изменчиво-	кумулятив-
ненты	значения	сти	ный %
1	2,296	45,921	45,921
2	1,525	30,491	76,412
3	,702	14,046	90,458
4	,380	7,594	98,053
5	0.097	1,947	100,000

Таблица 3.9

1	одом Канз	сра, 5 итераці	
	Факторы		
	1	2	
DGS	-,944	0,02	
H	,612	,483	
Q	0,02	-,785	
Moho	0,04	,882	
CRU	,960	-0,03	

Матрица компонентов для 5 параметров Паннонского бассейна. Вращение методом Кайзера, 3 итерации

В этой факторной модели первые 2 фактора обеспечивают 76,4% всей изменчивости. Теперь посмотрим, есть ли смысл добавить в эту модель параметр скоростей СДЗК, а если есть, то какой из 5–и имеющихся.

3.4. СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА И ПРОБЛЕМА ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Современные движения земной коры, устанавливаемые с помощью геодезических методов исследования, изучаются уже в течение длительного времени. Приоритет в их исследовании принадлежит отечественным ученым: в 1973 г. под руководством Ю.А.Мещерякова была составлена первая в мире карта современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) [81]. С этого времени СВДЗК стали интенсивно изучаться не только в бывшем СССР, но и во многих других странах мира и в результате на одну и ту же территорию были составлены карты за разные промежутки времени. Одновременно изучение СВДЗК проводилось на геодинамических полигонах, а также по отдельным профилям.

Большое число новых данных, накопленных к середине 70-х годов прошлого столетия, выявили достаточно высокие скорости СВДЗК в пределах платформенных областей, достигающие 10 мм/год [81]. Такие высокие значения скоростей СВДЗК привели многих исследователей к выводу о том, что современные движения земной коры должны менять свой знак, иначе на месте платформ должны были бы за сравнительно короткий срок (порядка 100000 лет) вырасти горы. Такой аргумент использовали многие исследователи [168], а В.В.Белоусов [9] на этой основе развивал свою концепцию колебательных движений, указывая на то, что такие факты «... заставляют думать, что наблюдаемые в данный момент скорости движений не могут сохраняться долго, что направление движений быстро меняется, т.е. движения носят колебательный характер. Эти общие соображения дополнялись и данными повторного нивелирования, показывающими, что на месте поднятий появляются опускания. Чаще всего это наблюдалось в областях прогибания (например, Припятский прогиб).

В сильном противоречии с данными по СВДЗК находятся результаты изучения горизонтальных движений, которые на протяжении не только десятков лет, но и многих миллионов не меняют своего знака (разлом Сан–Андреас, Танлу и многие другие, для которых имеются материалы триангуляции) [46]. Более того, в своем анализе геодезических данных и их экстраполяции на сотни тысяч и миллионы лет не принималось одно важное обстоятельство – скорость экзогенных процессов (денудации и аккумуляции), иначе говоря, не проводилось различие между структурным процессом и его геоморфологическим выражением [46].

Поясним это двумя простыми примерами. Поднятие может идти со скоростью 5 мм/год, а величина денудационного среза может иметь такое же значение или больше, и в результате при растущем поднятии никакого геоморфологического выражения этого поднятия не будет. Аналогичная ситуация будет наблюдаться и в областях прогибания, когда скорость осадконакопления превышает скорость тектонического опускания. В этом случае отметки поверхности не изменятся или даже будут повышаться (лучшим примером является район Прикаспийской впадины или межгорные впадины, где наблюдается перекомпенсация прогибания накоплением осадков).

Если бы действительно СВДЗК меняли свой знак, то их изучение не представляло бы интереса для геодинамики. Как в свое время было показано, «изменение знака движений сталкивается с большими трудностями с точки зрения возможных физических причин движений» [94]. Действительно, глубинные процессы, среди которых первостепенное значение имеет термический режим недр Земли, достаточно консервативны, и для их перестройки требуются десятки миллионов лет.

Таким образом, проблема заключается в интерпретации карт СВДЗК, в необходимости различать движения поверхности (ход репера, который может вызываться причинами нетектонического характера) и движения твердой оболочки, связанной с процессами в недрах Земли. Особые трудности возникают, когда исследователь имеет несколько карт, составленных на один и тот же регион. Как правило, такие карты имеют существенные различия.

В данном разделе, на примере Паннонского бассейна, для которого в период с 1973 г. по 1995 г. составлено пять карт СВДЗК, мы обсудим эту проблему и покажем методы ее решения.

3.4.1. Анализ карт современных вертикальных движений

Изучение современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) Паннонского бассейна имеет длительную историю. Начиная с 1973 г., для этого района было составлено пять вариантов карт современных вертикальных движений земной коры: соответственно карты 1973 (масштаб 1: 2 500 000), 1979 (масштаб 1: 1 000 000), 1985 (масштаб 1: 1 000 000), 1986 (масштаб 1 : 2 500 000) и 1995 годов (масштаб 1: 500 000) (в дальнейшем К73, К79, К85, К86 и К95) [81, 82, 234, 161, 198].

Эти карты отличаются друг от друга, во-первых, различным масштабом – от 1: 2 500 000 до 1: 500 000, во- вторых, различной методикой уравнивания линий повторного нивелирования и, в-третьих, различным временным интервалом усреднения данных.

На карте 1973 г. (рис. 3.20) вся территория Венгрии оказывается областью опускания, куда входят даже район Венгерского Среднегорья и гор Матра и

Бюкк. Наименьшие величины скоростей прогибания приурочены к водоразделу рек Дунай и Тисса.

Карта 1979 г. (рис. 3.21) принципиально отличается от предыдущей карты тем, что мы наблюдаем совершенно противоположную тенденцию – большая часть Паннонского бассейна изображена как область поднятия со скоростями СВДЗК от 0.1 до 1.5 мм/год! Исключение составляют Малая Венгерская низменность на западе и область, примыкающая к впадине Мако на юго-востоке. Однако значения скоростей опускания здесь незначительны (до 0.3 мм/год).

Карта 1985 г. (рис. 3.22) дает совершенно иную рисовку СВДЗК по сравнению с предыдущими картами: за исключением юго-западной части Паннонского бассейна вся территория оказывается областью нисходящих движений поверхности с тремя четко выраженными минимумами – в районе гор. Ясберень, гор. Деберецен и впадины Мако. Эти закономерности планового распределения деформаций поверхности сохраняются и на карте 1986 г. издания (рис. 3.23).

И, наконец, последняя карта 1995 г. издания (рис. 3.24) сильно отличается от всех предшествующих карт СВДЗК Паннонского бассейна. Эти отличия выражаются, во-первых, в том, что достаточно четко выражается зона поднятий, идущая от гор Бакони (Венгерское среднегорье) на северо-восток к горам Матра и Бюкк и далее к Восточным Карпатам.

Проведенный ранее сравнительный анализ первых двух карт для всего Карпато–Балканского региона показал значительное несоответствие региональных полей СВДЗК, в то же время как локальные поля практически не отличаются друг от друга [15]. Поскольку обе карты были построены на основе одного и того же исходного геодезического материала, то причины различия этих карт заключается в методике уравнивания первичных данных. Так, карта 1973 г. составлена при совместной обработке геодезической сети для территории бывшей ГДР, Венгрии, Польши, СССР и Чехословакии и по графической сводке национальных карт Румынии, Югославии и Болгарии. А карта 1979 г. составлена при совместном уравнивании сети для территорий Чехословакии, Венгрии и Югославии и по графической сети сводке карт бывшего СССР и Румынии.

Позднее на основе корреляционного анализа значений СВДЗК на картах 1973, 1979 и 1985 гг. было показано, что карта 1979 г. не имеет никакой связи с картами 1973 и 1985 гг., а коэффициент корреляции между картами 1973 и 1985 гг. равен 0.48 [39]. Дальнейший анализ карт 1973 и 1985 гг. показал, что величины СВДЗК на карте 1985 г. имеют более высокую корреляцию с такими параметрами как амплитуды новейших тектонических движений, глубина залегания границы Мохо, тепловой поток и др., что и дало основание использовать именно эту карту при анализе сейсмичности Паннонского бассейна [37].

Теперь мы можем обратиться к сравнению всех пяти карт на основе данных, приведенных в табл. 3.10. Из этой таблицы видно, что варианты K_{73} и K_{79} года имеют некоторую заметную положительную корреляцию друг с другом, но никак не коррелируются с последующими вариантами карт K_{85} , K_{86} и K_{95} . В то же время, три последних варианта имеют очень высокую положительную корреляцию друг с другом.

-		-	10
	OULING		111
1	aominua		10
_			-

Коэффициенты корреляции между картами СВДЗК Паннонского бассейна различных лет издания

	K ₇₃	K79	K ₈₅	K ₈₆	K ₉₅
K ₇₃	1	,489	-,124	-,183	-,112
K79	,489	1	-,058	-,202	-,080
K ₈₅	-,124	-,058	1	,916	,847
K ₈₆	-,183	-,202	,916	1	,815
K95	-,112	-,080	,847	,815	1

Поскольку для геодинамики представляют интерес не деформации земной поверхности, которые могут вызываться различными причинами нетектонического характера (движения грунтовых вод, просадки поверхности, вызванные экзогенными процессами и т.д.), а движения твердой оболочки Земли, вызванные глубинными процессами, то необходимо установить, если связь СВДЗК с новейшими тектоническими движениями и физическими полями. С этой целью мы провели анализ связи СВДЗК взятых с карт 1973г (К₇₃), 1979г (К₇₉), 1985г (К₈₅), 1986г (К₈₆) и 1995г (К₉₅), с амплитудами новейших тектоническими движений (w), тепловым потоком (Q), мощностью земной коры (Moho), гравитационным влиянием осадочного чехла и гранитного слоя (CRU) и абсолютными отметками современного рельефа (H). Результаты этого анализа, проведенного по методу главных компонент (МГК), сведены в табл. 3.11 – 3.15.

Таблица 3.11

	Факторы				
	1 (40,9%)	2 (27,3%)			
K ₇₃	0,14	0,55			
w	0,98	0,05			
H	0,70	-0,41			
Q	-0,05	0,75			
Moho	0,18	-0,81			
CRU	0,94	0,13			

Значения главных факторов для К73 Паннонского бассейна

Таблица 3.12

Значения главных факторов для К₇₉ Паннонского бассейна

	Факторы			
	1 (40,9%)	2 (32,0%)		
K79	0,23	0,76		
w	0,98	0,05		
Н	0,69	-0,44		
Q	-0,06	0,70		
Moho	0,17	-0,83		
CRU	0,94	,012		

Таблица 3.13

Значения главных факторов для К₈₅ Паннонского бассейна

	Факторы				
	1 (45,9%)	2 (24,7%)			
K ₈₅	0,59	0,28			
W	0,96	-0,02			
H	0,67	0,39			
Q	-0,02	-0.81			
Moho	0,13	0,86			
CRU	0,94	-0,12			

Таблица 3.14

Значения главных факторов для К₈₆ Паннонского бассейна

Факторы				
1 (44,9%)	2 (25,0%)			
0,47	0,37			
0,96	-0,09			
0,68	0,40			
0,05	-0,80			
0,11	0,85			
0,95	-0,09			
	Φaκ 1 (44,9%) 0,47 0,96 0,68 0,05 0,11 0,95			

Таблица 3.15

Значения главных факторов для К95 Паннонского бассейна

	Факторы				
	1 (47,2%)	2 (24,7%)			
K95	0,64	0,27			
w	0,96	-0,02			
H	0,68	0,39			
Q	-0,02	-0,81			
Moho	0,12	0,85			
CRU	0,94	-0,12			

Таким образом, из проведенного сравнительного анализа всех карт

СВДЗК на территорию Паннонского бассейна следует (табл. 3.11-3.15), что 1

фактор с наибольшим вкладом в суммарную изменчивость (47%) имеет карта 1995 г. издания. Из этого фактора следует, что СВДЗК имеют тесную связь с новейшими тектоническими движениями (w), рельефом (H) и гравитационным эффектом осадочного чехла (CRU).

Для первых двух карт (К₇₃ и К₇₉) в 1-ом факторе СВДЗК имеют незначительную факторную нагрузку и не имеют корреляции с w, H и CRU. В тоже время карты К₈₅ и К₈₆ характеризуются 1 фактором, близким к карте К₉₅ (отметим незначительную разницу в весе 1 фактора и факторных нагрузках на переменные).

Наибольший вес 2-ого фактора, описывающего локальные связи переменных, установлен для К₇₉ (табл. 3.12), в то время как другие карты по весу этого фактора располагаются в такой последовательности: К₇₃, К₈₆, К₈₅ и К₉₅. Подчеркнем, что данные различия между разными картами СВДЗК по второму фактору несущественны; скорее следует подчеркнуть высокое значение этого фактора во всех случаях, что, исходя из смысла факторного анализа, является хорошим результатом, ибо всего имеется два фактора.

Следует обратить внимание на четыре локальных минимума СВДЗК, которые присутствуют на картах К₈₅, К₈₆ и К₉₅ и отсутствуют на картах К₇₃ и К₇₉. Эти три минимума наиболее отчетливо выражены на карте 1995 г. издания (рис. 3.24). Как следует из распределения мощностей паннонских отложений (sensu lato) [216] и амплитуд новейших тектонических движений [48], отмеченные области прогибания, установленные геодезическими методами, хорошо совпадают с максимальными значениями мощностей паннонских отложений и максимальными амплитудами новейшего прогибания.

Таким образом, мы приходим к выводу, что из пяти имеющихся на сегодня карт современных вертикальных движений Паннонского бассейна для геодинамического анализа, и в первую очередь, сейсмичности, карта 1995 г..издания действительно является картой реальных движений земной коры, а не поверхности. Сама дифференцированность СВДЗК и значения их скоростей не согласуется с представлениями о пострифтовой природе Паннонского бассейна.

3.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА

Первый вариант районирования основан на использовании следующих параметров: DGS, H, Q, Moho₂₀₀₂ и Cru. В табл. 3.7 показана корреляционная матрица, в таблице 3.8 – собственные значения корреляционной матрицы. В таблице 3.9 показаны факторные нагрузки на 1 и 2 фактор для 5 параметров.

На всей изучаемой площади, на которой у нас 314 ячеек, при имеющейся точности и детальности данных, существует возможность выделять структуры с характерным размером 10 – 30 ячеек. Поэтому при первом использовании кластерного анализа, задаем заранее 30 кластеров, потом последовательно уменьшаем в каждой итерации число кластеров: 29, 28, ..., 10. Получаемые результаты сравниваем. Окончательный, выбираемый нами вариант, оказывается, в итоге, компромиссом между детальностью и устойчивостью. В нашем примере, при 30–10 кластерах появлялись отдельные кластеры, состоящие из 1–3 ячеек.

Мы располагаем некоторым множеством объектов (выделенные по 2 факторам 9 классов, 314 объектов), которые желательно иерархически расклассифицировать. В таблице 3.16 показаны финальные центры 9-и выделенных классов.

В таблице 3.17 показана дендрограмма, построенная для 9 классов, выделяемых по двум первым факторам для Паннонского бассейна. Эта дендрограмма строится по значениям финальных кластеров из табл.3.16. Зная тектоническое строение Паннонского бассейна, мы предполагаем различный размер кластеров, поэтому остановимся на методе взвешенного попарного среднего.

Таблица 3.16

Финальные значения центров 9 классов земной коры Паннонского бассейна, модель из двух факторов

Классы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1 фактор	,0596	,8500	-,527	,333	,094	-1,05	,121	_	,022
2 фактор	-,967		,437	,038	-,236	-,280	,813	,653	,647

Таблица 3.17

Иерархический кластерный анализ для первого варианта факторной модели Паннонского бассейна. Дендрограмма построена методом взвешенного попарного среднего



Здесь можно объединить класс V4 и V6, а так же классы V2 и V5 ввиду их таксономического родства.

После объединения 2-ого и 5-ого кластеров, а так же 4-го и 6-го у нас образовалось 7 кластеров. Наступил момент использовать наш единственный классифицированный параметр – химический состав вулканизма. Дело в том, что по этому параметру (качественному) можно отделять области растяжения от областей сжатия. Собственно область, которая по характеру вулканизма может интерпретироваться как область растяжения, располагается на самом востоке района. Поэтому область распространения щелочного вулканизма выделим в особый кластер. Эту процедуру можно было формализовать, результат оказывается тем же самым.

В этом случае первые два фактора дают более 70% суммарного вклада в общую дисперсию, что следует признать уже очень хорошим результатом с формальной точки зрения. Характер современного рельефа Паннонского бас-

сейна, как следует из факторных нагрузок переменных, вошедших в 1 фактор, определяется: глубиной залегания границы Мохо и плотностными неодно-родностями в фундаменте (рис. 3.33).



Рис. 3.33. Первый фактор для Паннонского бассейна. Вариант с двумя факторами. Кружками показаны исторические землетрясения с М>5 и слабые землетрясения за период 1995–2000 гг. из каталога [236]

Во 2–ой фактор с разным знаком входят тепловой поток и аномалии скоростей продольных волн в верхней мантии относительно средней скорости в 7.9 км/с, что вполне понятно, учитывая высокий разогрев литосферы под Паннонским Бассейном. Хотя конфигурация таких аномалий [185] близка к рассчитанной мощности термической литосферы [182], очевидно, следует обратить также внимание и на возможное влияние азимутальной сейсмической анизотропии мантии [170, 49]. В результате кластерного анализа по двум факторам (рис. 3.33–3.34) построена схема геодинамического районирования (рис. 3.35).



Рис. 3.34. Второй фактор для земной коры Паннонского бассейна. Вариант с двумя факторами



Рис. 3.35. Карта геодинамического районирования Паннонского бассейна по двум факторам. Вариант 1. Кружками показаны исторические землетрясения с М>5 и слабые землетрясения за период 1995–2000 гг. из каталога [236]

На рис. 3.35 видно, что класс 9, выделенный коричневым цветом, который мы ввели из–за щелочного магматизма, соответствует режиму растяжения литосферы. Однако не менее важным является другое обстоятельство, вытекающее из особенностей использования факторного анализа, – главные факторы должны иметь ясный физический смысл, во–первых, и, во–вторых, вес первых трех факторов должен вносить существенный вклад в суммарную изменчивость (как показывает опыт, более 70%).

Второй вариант районирования основан на использовании следующих параметров: w, Q, K_{int}, Moho₂₀₀₂, Cru и V_{Pn}. В отличие от предыдущего случая, мы исключили параметр DGS (ввиду его связи с CRU) и ввели интенсивность кривизн новейших тектонических движений (K_{int}). В этом случае мы получили три главных фактора с суммарным весом более 80% табл.3.18. Первые два фактора практически идентичны факторам, полученным в предыдущем случае (сравните табл.3.8 и табл.3.18), а новым является 3-й фактор, куда вошел только один параметр – K_{int} (табл.3.18).

Параметры	Факторы						
	1(45.5%)	2(23.2%)	3(15.8%)				
w	0.96	-0.10	-0.03				
K _{int}	-0.01	0.06	0.99				
CRU	0.95	0.13	-0.02				
Moho ₂₀₀₂	0.79	0.46	0.01				
Q	-0.18	0.85	0.04				
V _{Pn}	-0.35	0.61	0.18				

Таблица 3.18

Факторный анализ Паннонского бассейна по трем факторам. Метод главных компонент



Рис. 3.36. Диаграмма распределения исходных участков Паннонского бассейна, разделенных на 9 классов, показанных в системе трех главных факторов. Вертикальная ось соответствует первому фактору, горизонтальная левая – второму фактору и правая горизонтальная ось – третьему

На рис. 3.36 цветными квадратиками показано расположение элементарных участков литосферы Паннонского бассейна, предварительно разделенных на 9 классов, в пространстве трех главных факторов. Такой способ визуализации позволяет наглядно представить и численность каждого класса, и пределы теплового режима, напряжений и влияния глубинных структур, в которых этот класс расположен.

На основании дендрограммы табл. 3.19 объединим малочисленные класссы 6, 7, 2 с классом 9; а также объединим таксономически близкие классы 1 и 4. Кроме этого введем три дополнительных класса (в рис. 3.40 это классы 7, 8, 9) на основе состава магматизма, который показан на карте рис. 3.34.

Таблица 3.19

Иерархический кластерный анализ для второго варианта факторной модели Паннонского бассейна. Дендрограмма построена методом взвешенного попарного среднего.



Рис. 3.37. Первый фактор для Паннонского бассейна. Вариант с тремя факторами. Кружками показаны исторические землетрясения с М>5 и слабые землетрясения за период 1995–2000 гг. из каталога [236]



Рис. 3.38. Второй фактор для Паннонского бассейна. Вариант с тремя факторами



Рис. 3.39. Третий фактор для Паннонского бассейна. Вариант с тремя факторами

130



Рис. 3.40. Карта геодинамического районирования Паннонского бассейна по трем факторам. Кружками показаны исторические землетрясения с М>5 и слабые землетрясения за период 1995–2000 гг. из каталога [236]

Действительно, при сравнении рис. 3.33–3.34 и рис. 3.37–3.38 видно, что рисовка первых двух факторов в обоих случаях практически совпадает, а для третьего фактора характерным является существование локальных зон положительных и отрицательных значений кривизн на общем фоне близких к нулю значений К_{int} (рис. 3.28).

На основе кластерного анализа по 3 факторам (рис. 3.37–3.39) построена схема геодинамического районирования (рис. 3.40), в которой также учтен различный тип вулканизма Паннонского бассейна.

При сравнении полученных двух схем геодинамического районирования П.Б. (рис. 3.35 и рис. 3.40) мы сочли полезным учесть распределение эпицентров землетрясений. С этой целью были использованы события с М>5 и слабые землетрясения за период 1995–2000 гг. [236], так одна из задач геодинамичес-

кого районирования состояла в выяснении связи сейсмической активности с глубинными процессами. Из двух карт (рис. 3.35 и рис. 3.40) предпочтение следует отдать второму варианту, в котором использовалась интенсивность кривизн новейших тектонических движений. В этом случае большинство эпицентров, образующих скорее кластеры, чем линейные зоны, приурочены к двум классам: первому и второму (рис. 3.40).

3.6. ВЫВОДЫ

 Проведенный анализ комплекса геолого–геофизических данных и петрогеохимических особенностей новейшего вулканизма выявил тесную связь новейшей структуры Паннонского бассейна с глубинным строением.

 Основные черты современной глубинной структуры – тонкая кора, высокий разогрев литосферы, пониженные скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии могут быть объяснены только в рамках модели всплывающего мантийного диапира, вызывающего растяжение литосферы [36, 45, 189]. Такой тектонический режим получил название синорогенного рифтогенеза [48].

3. Особое место в системе доказательств модели синорогенного рифтогенеза занимает щелочно-базальтовый вулканизм, который развивается с начала паннонского века (11–10.5 млн. лет тому назад) после того, как прекратилась субдукция, и широко развитый до этого известково-щелочной магматизм оказался локализованным в пределах Закарпатья. Химизм базальтов Паннонского бассейна как по содержанию главных, так и редких и редкоземельных элементов [49, 48, 189] ничем не отличается от петрогеохимических особенностей базальтов континентальных рифтов.

4. Последние результаты изучения ксенолитов шпинелевых лерцолитов в базальтах Паннонского бассейна показали, что поднятие мантийного диапира с глубины 90–120 км до 55–65 км произошло недавно, легко доказать совпадение этого события с началом щелочно–базальтового магматизма. Таким образом, весь комплекс приведенных в работе данных показывает, что модели развития Паннонского бассейна [171], основанные на пассивной реакции литосферы на внешнее воздействие, оказываются несостоятельными.

5. На основании корреляционного анализа 22 геолого-геофизических параметров для Паннонского бассейна, выделено 5 самых информативных параметров, по которым проведен факторный анализ. В этом случае первые два фактора дают более 70% суммарного вклада в общую дисперсию, что следует признать уже очень хорошим результатом с формальной точки зрения. Факторные нагрузки переменных, вошедших в 1 фактор, показывают, что характер новейших тектонических движений Паннонского бассейна определяется глубиной залегания границы Мохо и плотностными неоднородностями в фундаменте.

6. Во 2-ой фактор с разным знаком входят тепловой поток и аномалии скоростей продольных волн в верхней мантии относительно средней скорости в 7.9 км/с, что вполне понятно, учитывая высокий разогрев литосферы под Паннонским бассейном. Этот фактор отвечает за тепловой режим литосферы и коры.

7. На основании факторного анализа пяти имеющихся на сегодня карт современных вертикальных движений Паннонского бассейна для геодинамического анализа, и в первую очередь, сейсмичности, карта 1995 г. издания действительно является картой реальных движений земной коры, а не поверхности. Сама дифференцированность СВДЗК и значения их скоростей не согласуется с представлениями о пострифтовой природе Паннонского бассейна.

8. Второй вариант районирования основан на использовании следующих параметров: амплитуд новейших движений, теплового потока, интенсивности кривизн, глубины залегания Мохо, гравитационного влияния фундамента Сги и аномалии скоростей продольных волн V_p на границе Мохо. В отличие от предыдущего случая, мы исключили параметр DGS (ввиду его связи с CRU) и ввели интенсивность кривизн новейших тектонических движений (K_{int}). В этом случае мы получили три главных фактора с суммарным весом более 80%. Первые два фактора практически идентичны факторам, полученным в предыдущей

133

факторной модели, а новым является 3-й фактор, куда вошел только один параметр – К_{int}. Для третьего фактора характерным является существование локальных зон положительных и отрицательных значений фактора (на общем фоне близких к нулю значений K_{int}). Можно предположить, что третий фактор связан с горизонтальными напряжениями в литосфере.

9. При сравнении полученных двух схем геодинамического районирования П.Б. (рис. 3.35 и рис. 3.40) мы сочли полезным учесть распределение эпицентров землетрясений. С этой целью были использованы события с M>5 и слабые землетрясения за период 1995–2000 гг. [236], так одна из задач геодинамического районирования состояла в выяснении связи сейсмической активности: с глубинными процессами. Из двух карт (рис. 3.35 и рис. 3.40) предпочтение следует отдать второму варианту, в котором использовалась интенсивность кривизн новейших тектонических движений. В этом случае большинство эпицентров, образующих скорее кластеры, чем линейные зоны, приурочены к двум классам: первому и второму.

10. На основе полученных трех факторов проведен кластерный анализ, в результате которого выделено 9 основных геодинамических типов литосферы. Для выделенных 9 классов проведен иерархический кластерный анализ, проанализированы связи между классами, установлены формализованные таксономические отношения.

11. В самых общих чертах типизация коры Паннонского бассейна может быть охарактеризована так: в центре развита земная кора класса 1, она обрамляется со всех сторон корой типа 2, далее за ней с востока следует кора типа 5. На севере кора типа 5 сменяется корой типа 3.

12. В случае Паннонского бассейна, использование только двух главных факторов приводит к результатам, близким к районированию по трем факторам. с сохранением самых существенных и характерных черт.

13. Первые результаты геодинамического районирования, приведенные в данной работе, показывают перспективность такого вида обработки базы геоло-

го-геофизических данных. Они позволяют выделять отдельные блоки литосферы в пределах единой геоструктурной области, которые обладают той или спецификой: т.е. различной связью геолого-геофизических параметров. Это отчетливо видно при картировании главных факторов (рис. 3.33–3.34, рис. 3.37– 3.39). Нам представляется, что именно такой подход позволит приблизиться к пониманию природы сейсмической активности Паннонского бассейна, которая до сих пор остается мало понятной.

ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) среди других древних платформ относится к числу наиболее изученных. Главные черты ее структуры и геологического развития были описаны в серии статей Н.С.Шатского [150], которые сохранили свое значение и в наши дни. Наиболее важным результатом исследований Шатского было выделение авлакогенов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Заложение авлакогенов и их последующее отмирание предопределило всю позднепротерозойскую и палеозойскую историю платформы. Н.С.Шатский также впервые обратил внимание на важную роль инверсий в развитии структуры осадочного чехла платформы.

Несмотря на большое число работ, посвященных различным аспектам геологии Восточно-Европейской платформы, до сих пор не был произведен целенаправленный совместный анализ эволюции структуры и осадконакопления, чему посвящена эта глава.

4.1. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУКТУРЫ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В современной структуре платформы выделяются фундамент и осадочный чехол. К фундаменту относятся образования докембрия, подвергшиеся складчатости, метаморфизму и гранитизации в разные этапы формирования. Выходы фундамента платформы на поверхность образуют два крупных шита: Балтийский и Украинский, а также Воронежский массив. Большую часть востока Восточно-Европейской платформы занимает Русская плита, границы которой проводятся по распространению осадочного чехла, включающего отложения от рифея до кайнозоя. На основании глубин залегания поверхности фундамента, в структуре плиты выделяются крупные тектонические элементы: антеклизы и синеклизы. Центральное место занимает Московская синеклиза, протягивающаяся от Урала до Валдая. Далее к западу располагается Балтийская синеклиза, раскрывающаяся в Западную Европу. В северо-восточном и юговосточном углах платформы располагаются Печорская и Прикаспийская синеклизы, для которых в последнее время чаще употребляются термин впадины. Наконец, на юго-западе, вдоль Карпат, протягивается Львовско-Люблинский прогиб (Украинская синеклиза). Из положительных структурных элементов (антеклиз) на территории Русской плиты выделяются Воронежская и Волго-Уральская. К ним же относится Украинская антеклиза, охватывающая площадь Украинского щита и прилегающих районов. На основании крупнейших угловых несогласий и смены структурных планов в осадочном чехле Русской плиты можно выделить несколько структурных комплексов (или этажей) [26, 69].

Возрастные границы крупных структурных комплексов меняются на разных участках территории, однако, генеральные границы прослеживаются по всей площади плиты. Наиболее крупными структурными комплексами являются: 1) рифейский, 2) вендский-нижнедевонский, 3) среднедевонский-пермский, 4) мезозойско-кайнозойский.

Рассмотрение разновозрастных структурных планов осадочного чехла Русской плиты (рис. 4.2–4.3, 4.15–4.16, 4.24) показывает, что в течение его формирования происходило несколько крупных перестроек. Наиболее резкая смена отмечается на рубеже между ранним рифеем и средним вендом.

В конце раннего рифея на Восточно-Европейской платформе началось формирование системы авлакогенов, заполнявшихся сначала грубообломочными красноцветными отложениями, а в среднем рифее более тонкими терригенными морскими осадками [133, 134]. Мощность отложений этих комплексов составляет от первых сотен метров в Московском (Среднерусском) авлакогене до 2–3 км в Рязано-Саратовском (Пачелмском) авлакогене. В юго-восточной части платформы формировался карбонатно-терригенный комплекс Пачелмского авлакогена. Рифейские рифты можно разделить на четыре группы, различающиеся своим пространственным положением (рис. 4.1). Практически через всю Русскую плиту с северо-востока на юго-запад протягивается система, состоящая из нескольких рифтов, подставляющих друг друга. На северо-востоке она начинается Солигаличско-Яремским рифтом, а на юго-западе заканчивается Волынской впадиной, не имеющей ясно выраженных разрывных ограничений. К этой же системе относится субпараллельный ей Московский авлакоген. На северозападном окончании Русской плиты располагаются три рифта, имеющие юговосточное простирание (Ладожский, Онего-Кандалакшский и Лешуконский) [154].

Следующая система палеорифтов прослеживается на восточной части Восточно-Европейской платформы [148]. Камско-Кинельские и близкий к ним по простиранию Вятский палеорифты параллельны Уральскому палеоокеану. Наконец, последнюю систему составляют Днепрово-Донецкий и Рязано-Саратовский (Пачелмский) авлакогены, субпараллельно вытянутые в северо-западном направлении [92, 147].

Возможно, эти авлакогены связаны с рифейскими структурами Прикаспийской впадины, поскольку раскрываются в ее пределы. Они предопределили в будущем разграничение трех крупнейших положительных структур юго-востока Восточно-Европейской платформы: Украинской, Воронежской и Волго -Уральской.

Прикаспийская и Печорская впадины в рифейской структуре платформы занимают особое место. Роль фундамента в Прикаспийской впадине принадлежит реликтовой океанической коре рифейско-вендского возраста («базальтовый слой» геофизиков) [131]. Здесь можно только предполагать или наличие системы палеорифтов или существование крупного единого прогиба, связанного с окружающими бассейнами (Уральским палеоокеаном) [96]. В Печорской впадине в течение рифея заканчивался складчатый цикл, и этот период не мо-

138

жет быть отнесен по своему развитию к начальным этапам формирования осадочного чехла Русской плиты [21,27].

Развитие системы авлакогенов продолжалось в позднем рифее, и общая конфигурация авлакогенов осталась без заметных изменений. Авлакогены заполнялись морскими песчаными комплексами. Масштабы и темпы погружений уменьшились к юго-востоку платформы, но все же мощности верхнего рифея составляют около 2 км, а в самих авлакогенах лишь первые сотни метров.

Сплошной осадочный чехол Восточно-Европейской платформы начал формироваться с середины венда (около 650 млн. лет). С этого времени происходит общее погружение территории Восточно-Европейской платформы. Поначалу оно захватывает северо-восточные части Европейской части России, от Печорской впадины к юго-западу до Львовско-Приднестровской зоны опусканий. В районе Белорусской синеклизы и по всему юго-восточному краю платформы отложения венда отсутствуют. Наиболее сильное прогибание наблююдается в осевой зоне Солигаличско-Яремского рифейского авлакогена. Уже на вендском этапе отмечается несоответствие структурного плана с более ранними структурами. Очень пологая вендская моноклиналь располагается вкрест северной группы рифейских грабенов. В центральной части Солигаличско-Яремского грабена формируется Солигаличская антиклиналь, а к западу и востоку от нее, по простиранию древней структуры, располагаются мульды. В северной части Валдайского грабена прослежено замыкание Любимско-Солигаличской синклинали.

Палеогеографический и седиментационный анализ осадочных бассейнов показал, что их последующая палеозойская история развития достаточно четко делится на отдельные тектонические циклы, соответствующие в общем этапам развития подвижных окраин платформы: байкальских Тимано-Уральской и Бретоно-Галицийской, каледонской Скандинавской и герцинских Уральской и Центрально-Добруджинско-Кавказской [134]. Для рифея и раннего венда пре-

139

обладают рифтовые структуры (авлакогены) с огромными мощностями выполняющих их отложений, достигающими 10–12 км [151]. Эти рифтовые впадины ограничены крупными разломами амплитудой в первые километры и протягиваются на многие сотни километров.



Рис. 4.1. Схема структур осадочного чехла Восточно-Европейской платформы к концу рифея. а – Западно-Сибирская плита, b – выходы на поверхность фундамента, с – краевые прогибы, d – рифейские породы основного состава, е – складчатый рифей Печорской впадины, f – Уральская складчатая область, g – Устюртский блок, h – Альпийская складчатая система, i – Скифо-Туранская эпипалеозойская плита, k – отложения рифея, Рифейские авлакогены: 1 – Ладожский, 2 – Онежско-Кандалакшский, 3 – Лещуконский, 4 – Солигаличско-Яремский, 5 – Волынско-Крестовский (5а – Крестовский, 5б – Валдайский, 5в – Оршанский, 5г – Волынский грабен, 6 – Вятский, Камско-Бельский, 8 – Серноводско-Абдулинский, 9 – Московский (9а – Подмосковный грабен), 10 – Рязано-Саратовский (Пачелмский), 10а – Окско-Цнинский грабен, 11 – Доно-Медведицкий, 12 – Днепрово-Донецкий, (12а – Сребненская

депрессия, 126 – Овручский грабены), 13 – Прикаспийская впадина (предполагаемая система рифтов). По работе [64]

На первом этапе, в венде раннем (рис. 4.1) и среднем кембрии (рис. 4.5), основные опускания затронули Притиманье, Приуралье и Прикарпатье (Вислянско-Днестровский перикратонный бассейн).



Рис. 4.2. Структурная карта по кровле фундамента¹





Они расширились также вокруг Среднерусского и Пачелмского авлакогенов, создав обширный по площади Балтийско-Московский бассейн в центре платформы (рис. 4.4).

¹ Все структурные карты и карты мощностей составлены на основе оцифровки Атласа структурных карт, составленного под редакцией В.В.Бронгулеева [3]



Рис. 4.4. Схема распределения мощностей осадков в раннем кембрии





Роль поднятий на платформе, имевших очень спокойный характер, во второй половине раннего венда последовательно возрастала. Средняя скорость осадконакопления уменьшалась, а площади морских бассейнов сократились к позднему кембрию до 14 % от общей площади платформы (рис. 4.6).



Рис. 4.6. Схема распределения мощностей осадков в позднем кембрии мощностей осадков в раннем ордовике

Рис. 4.7. Схема распределения



Рис. 4.8. Схема распределения мощностей осадков в среднем ордовике



Рис. 4.9. Схема распределения мощностей осадков в позднем ордовике



Рис. 4.10. Схема распределения мощностей осадков в раннем силуре



Рис. 4.11. Схема распределения мощностей осадков в позднем силуре



Рис. 4.12. Схема распределения мощностей осадков в раннем девоне



Рис. 4.13. Схема распределения мощностей осадков в среднем девоне


Рис. 4.14. Схема структур осадочного чехла Восточно-Европейской платформы к концу девона. а – Уральская складчатая область, b – краевые прогибы, с – Западно-Сибирская плита, d – Устюртский блок, е – девонские рифтовые впадины (I – Припятская, II – Днепровская, III – Донецкая, IV – Тиманская, V – Печоро-Колвинская), , f – Скифо-Туранская эпипалеозойская плита, g – отложения венда-девона, h – выходы на поверхность фундамента, i – Альпийская складчатая система, j – антиклинали: 1-Сухонская, 2 – Сысольская, 3 – Вятская, 4 – Коми-Пермяцкая, 5 – Пермская, 6 – Окско-Цнинская, 7 – Токмовская, 7а – Балаклавская, 8 – Жигулевская, 9 – Татарская, 10 – Башкирская, k – синклинали и впадины: 11– Любимско-Солигаличская, 12 – Пешская, 13 – Сафоновская, 14 – Вычегодская, 15 – Сысольская, 16 – Верхнекамская, 17 – Мелекесская, 18 – Бельская, по работе [64]

В течение следующего позднекембрийско-раннедевонского этапа (рис. 4.6–4.12) продолжалось развитие Балтийско-Московского бассейна широтного простирания, а также Вислянско-Днестровского и, возможно, Прикаспийского бассейнов. В конце этапа испытала погружения восточная окраина платформы, где формировались осадочные комплексы Приуральского и Печорского бассейнов.





Рис. 4.15. Структурная схема верхнего девон, сартанского горизонта франского яруса

Рис. 4.16. Структурная схема среднего карбона, верейский горизонта московского яруса

В ранне-среднепалеозойское время площадь областей прогибания на платформе увеличилась, при этом отмечается дифференциация скоростей

прогибания. В ордовике-силуре максимальные темпы прогибания приходились на юго-западном краю платформы, где сформировался новый Львовско-Приднестровский прогиб, а севернее него располагалась Балтийская синеклиза. В пределах этих структур находились некомпенсированные осадконакоплением прогибы [24]. Позднее, начиная с девона, эти структуры чехла не были активны, и следующая стадия прогибания началась уже в перми, причем только в Балтийской синеклизе. В ордовике-силуре значительные площади были вовлечены в прогибание только на востоке, в пределах Печорской впадины, этот процесс сопровождался образованием локальных платформенных структур.

Некомпенсированные прогибы, широко развитые в течение формирования вендско-среднепалеозойского комплекса осадочного чехла, распределены по площади плиты неравномерно [24]. Наиболее значительными этапами некомпенсированного осадконакопления в Балтийском и Волынском прогибах являются ордовикский, силурийский и раннедевонский, во время которых границы бассейнов изменялись. Максимальных размеров Балтийский некомпенсированный прогиб достигал в ордовике, а затем последовательно его площадь уменьшалась. Волынский прогиб, наоборот, увеличивался от ордовика к силуру. На протяжении большей части девонского времени такие прогибы на юго-западе платформы уже не существовали.

В восточной части платформы, наоборот, максимальное развитие некомпенсированных прогибов приходится на позднедевонское (рис. 4.17) и более позднее время. В основном они приближены к Уральской подвижной области. В Печорской впадине прогиб примыкает непосредственно к Уралу, его восточная граница постоянна. Он уменьшается по площади за счет западной части в течение раннефранского и позднефаменского этапов. В Камско-Кинельской системе прогибы имеют разные простирания, окружая палеошельфы, соотвеетствующие положительным структурам (сводам и антиклиналям). В течение позднего франского – раннего фаменского веков они сохраняют свои очертания [64].

146



Рис. 4.17. Схема распределения мощностей осадков в позднем девоне





Рис. 4.18. Схема распределения мощностей осадков в раннем карбоне





ского бассейна (рис. 4.7). В среднем ордовике море проникло в бассейн Печоры. Все это определило общее увеличение площади морских бассейнов к сред-

нему ордовику до 35 % (см. рис. 4.8). Параллельно возрастала средняя скорость осадконакопления, что свидетельствует об усилении тектонической активности. Сопоставление этих материалов с кривой скоростей осадконакопления в шельфовых зонах Скандинавской подвижной системы [64] показало синхронность среднеордовикских событий, что подтверждает мнение о влиянии каледонид Скандинавии на тектоническое развитие осадочных бассейнов северо-западной части платформы [141].

После позднеордовикской небольшой регрессии Балтийско-Московского бассейна (рис. 4.9), уже в раннем силуре (рис. 4.10), общая площадь морей вновь превышала 30 %, но затем снижалась к раннему девону (рис. 4.12) до минимальных за палеозой 10 %. Общую регрессию в конце этапа, в раннем девоне, испытали все морские бассейны, так, например, Балтийско-Московский бассейн превратился во внутриконтинентальный водоем, в котором отлагались озерные осадки мощностью в первые десятки метров. Состав отложений данного этапа более разнообразен, чем венд-кембрийского.



Рис. 4.21. Структурная схема нижней перми, артинского яруса

Широко распространены карбонаты, детритовые известняки и рифовые фации. Средняя скорость осадконакопления на платформе была наиболее высокой в позднем силуре, в заключительную стадию этапа (рис. 4.11) [64].

Южнее располагался огромный изометричный Прикаспийский некомпенсированный прогиб, существовавший в позднем девоне и продолжавший развиваться в карбоне и ранней перми (рис. 4.21). Его границы не отвечают границам Прикаспийской синеклизы, а несколько смещены к центру отрицательной структуры. К западу от Прикаспийского прогиба, располагается Уметовско-Линевский верхнедевонский прогиб, совпадающий по площади с рифейским Доно-Медведицким грабеном.

Наиболее полно образование некомпенсированного прогиба с процессами рифтогенеза совпадает в Припятско-Днепрово-Донецком грабене. Здесь некомпенсированное осадконакопление наиболее активно происходило в позднем фране и фамене, а затем продолжалось в карбоне и нижней перми [141]. В течение позднего девона основная фаза разбита на несколько субфаз некомпенсированного и компенсированного осадконакопления. Образование прогиба началось на юго-востоке структуры в районе Донбасса, а затем некомпенсированный прогиб вплоть до верхнего франа постепенно захватывал более северо-западные участки вплоть до Припятского грабена. В фамене на территории Припятского грабена сформировалась депрессия с максимальными глубинами бассейна в центральной части до 600–700 м. Вероятно, такие же условия существовали и в других некомпенсированных прогибах Днепрово-Донецкого рифта [64].





Рис. 4.22. Схема распределения мощностей осадков в ранней перми.

Рис. 4.23. Схема распределения мощностей осадков в поздней перми.

В течение третьего среднедевонско-пермского этапа платформа испытала значительную активизацию и существенное изменение структурного плана. В среднем-позднем девоне усилились погружения в ее восточной и южной частях (рис. 4.13, 4.17). На этом этапе формируется Припятско-Днепровско-Донецкая полоса авлакогенов, Донецко-Каспийской система впадин, а также Белорусско-Воронежская зона поднятий.

Начиная со среднего девона, основной областью прогибания становится центральная и восточная части Русской плиты. Осадконакопление отсутствовало только на побережье Белого моря, в пределах Украинского щита и узкой полосы южного склона Воронежской антеклизы. Большинство структур девонского подэтапа развивалось унаследовано от вендских. Это, прежде всего, синклинали и антиклинали осевой части Московской синеклизы и структуры Приуралья (Пермская и Башкирская антиклинали). Вместе с тем на девонском этапе происходит или заложение новых структурных форм, или инверсия движений по более древним структурам [64].

К новым формам могут быть отнесены Токмовская и Балаковская антиклинали, система положительных структур в районе Татарской антиклинали (рис. 4.14). Жигулевская антиклиналь отвечает южному склону южного окончания рифейского Серноводско-Абдулинского авлакогена. Сопряженная с ней Мелекесская синклиналь в целом приурочена к северной границе того же авлакогена. Область смены знаков движений расположена в районе рифейского Вятского авлакогена. Строго по его оси развивается девонская Вятская антиклиналь. На месте вендских положительных структур формируются Сысольская и Верхнекамская синклинали. В среднем девоне наступает новый этап рифтогенеза. Днепрово-Донецкий рифт полностью совпадает по площади с одноименным рифейским авлакогеном. В девоне к нему присоединяется Припятский грабен, который в своей самой западной части пересекает рифейскую структуру Волыно-Оршанского прогиба [141]. Новые рифты закладываются в пределах. Печорской впадины [138].

Прикаспийская впадина в девоне приобретает очертания, близкие к современным, и развивается как некомпенсированный прогиб с максимальным погружением в позднем девоне [155]. Вдоль бортовых частей формируются поднятия фундамента (Астраханский свод и др.).

В конце этого этапа вся восточная часть платформы оказалась втянутой в интенсивные погружения, в результате которых образовался огромный Восточно-Русский бассейн, южная часть которого слилась с Прикаспийским бассейном (рис. 4.22). В Прикаспийском бассейне с кунгурского века накапливался мощный соленосный, а затем (пермо-триас) красноцветный обломочный комплекс.



Рис. 4.24. Схема структур осадочного чехла Восточно-Европейской платформы к концу перми. а – Западно-Сибирская плита, b – Уральская складчатая область, с – выходы фундамента, d – краевые прогибы, е – Альпийская складчатая область, f – область распространения отложений карбонаперми, g – Скифо-Туранская эпипалеозойская платформа, h – Устюртский блок; i – антиклинали и своды: 1– Сухонская, 2– Вятская, 3 – Седуяхинская, 4 – Печоро-Кожвинская, Шапкинская, 6 – Лайская, 7 – Колвинская, 8 – Сорокина, 9 – Гамбурцева, 10 – Мичаяюсская, 11 – Южнотиманская, 12 – Пермская, 13 – Кукморская, 14 – Альметьевская, 15 – Башкирская, 16 – Окско-Цнинская, 17 – Токмовская, 18 – Жигулевская, 19 – Балаклавская. j – синклинали и впадины: 20 – Любимско- Солигаличская, 21 – Сысольская, 22 – Верхнекамская, 23 – Пешская, 24 – Печорская, 25 – Хорейверская, 26 – Каратаихинская, 27 – Косью-Роговская, 28 – Мелекесская, 29 – Бельская, 30 – Днепрово-Донецкая, 31 – Цимлянская, 32 – Прикаспийская. По работе [64]

На третьем позднепалеозойском этапе существенной переработке подверглась вся южная и восточная части платформы под прямым влиянием развития Уральской и Добруджинско-Кавказской подвижных систем [64]. Среднедевонская (максимальная на платформе) трансгрессия распространялась с востока на запад, от Уральской системы. В пределах Уральских бассейнов средний девон характеризуется резким увеличением скоростей осадконакопления с самого начала эпохи, а на платформе площадь моря достигла наибольших размеров к концу живетского века (рис. 4.13). Здесь отчетлива связь развития внутренних бассейнов с подвижной окраиной при определенном запаздывании во времени. Это видно из карт позднего девона (рис. 4.17) и поздней перми (рис. 4.22), так как усиление темпа погружений на платформе до 23 м/1 млн. лет в позднем девоне и до 30 м/1 млн. лет в поздней перми (рис. 4.23) являлось реакцией на интенсивные тектонические движения в Уральской системе соответственно в среднем девоне и ранней Перми [64].

От среднего девона до конца карбона (рис. 4.13, 4.17-4.20) морские бассейны покрывали более 2/3 территории платформы и только пермский этап (рис. 4.22-4.23) отличается общим расширением регрессий.

Мезозойское осадконакопление и структурный план Восточно-Европейской платформы

В пределах Восточно-Европейской платформы развит в основном нижний триас. Континентальные триасовые отложения известны в пределах Московской и Балтийской синеклиз и Волго-Уральской антеклизы (рис. 4.25–4.27). Морские триасовые отложения известны в Прикаспийской впадине. Отсутствие морского триаса на большей части Восточно-Европейской платформы обусловлено континентальным перерывом, связанным с герцинской складчатостью в соседних геосинклиналях. Морской бассейн трансгрессировал лишь в Прикаспийскую впадину из гималайской ветви Тэтиса [155].

История развития Восточно-Европейской платформы в юре характеризуется последовательным развитием трансгрессий. В раннеюрскую эпоху (рис. 4.28) большая часть плиты была сушей. Нижнеюрские отложения на большей части плиты отсутствуют, так как в это время продолжался континентальный перерыв, связанный с герцинской складчатостью в соседних геосинклиналях. Осадконакопление шло лишь на окраинах в глубоких прогибах. В байоссе началась морская трансгрессия с юга, и море распространилось до широты Самары. В позднеюрскую эпоху (рис. 4.30) благодаря трансгрессиям с запада, с севера из Арктической области и с юга через район Прикаспия море заполнило почти всю Московскую синеклизу.



Рис. 4.25. Схема распределения мощностей осадков в раннем триасе.



Рис. 4.27. Схема распределения мощностей осадков в позднем триасе



Рис. 4.26. Схема распределения мощностей осадков в среднем триасе.



Рис. 4.28. Схема распределения мощностей осадков в ранней юре



Рис. 4.29. Схема распределения мощностей осадков в средней юре







Рис. 4.30. Схема распределения мощностей осадков в поздней юре



Рис. 4.32. Схема распределения мощностей осадков в позднем мелу

Распространение нижнемеловых (рис. 4.31) отложений тесно связано с верхнеюрскими. В неокомский век западная часть плиты была сушей: здесь в озерах и болотах отлагались песчано-глинистые осадки. Морской бассейн сохранялся в восточных районах. Он имел вид широкого меридионального пролива и был связан с Арктическим бассейном. В верхнемеловую эпоху (рис. 4.32) очертание бассейна резко изменилось на широтное. В морском бассейне, занимавшем южную часть Восточно-Европейской платформы, отлагались мелководные карбонатные осадки. Бассейн имел связь с южными морями. К концу маастрихта и в датский век море покидает Восточно-Европейскую платформу. В меловой период продолжают развиваться прогибы в зоне Главного Восточноевропейского разлома. В Волгоградско-Саратовском грабене мощность меловых отложений существенно больше, нежели к западу и востоку от него [64]. Палеогеновая система

Палеогеновые отложения обнажаются на юге Восточно-Европейской платформы. Они заполняют Днепровско-Донецкую впадину, известны на западной и северо-восточной окраине Прикаспийской впадины, трансгрессивно залегают в Украинском щите и Воронежской антеклизе. Для разреза характерна песчано-глинистая мелководная и лагунно-озерная континентальная толща мощностью до 300 м. На западной окраине Прикаспийской впадины, в Среднем Поволжье, палеоген представлен менее полно. Для палеоцена характерны опоки, песчаники и белые пески мощностью до 150–200 метров.

Эоцен сложен песчано-глинистой толщей, в верхней части разреза переходящей в глинисто-мергельно-карбонатные образования. Олигоцен начинается темными глинами и заканчивается континентальной толщей песчаников. В палеогеновое время в Восточно-Европейской платформе наблюдалась неоднократная смена фациальных условий. Палеоцен начался отложением прибрежных и лагунных фаций. Эоцен ознаменовался трансгрессией, оставившей осадки на огромной части юга Восточно-Европейской платформы. В середине Олигоцена море отступило с южной части платформы, задержавшись лишь в наиболее глубоких впадинах: Прикаспийской и Днепрово-Донецкой.

Что касается развития осадочных формаций, то отметим влияние процессов на активных окраинах (Скандинавская и Уральская) на развитие осадочных бассейнов не только непосредственно примыкающих к ним, но и удаленных на сотни километров [64].

4.2. НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ проводился на основе данных о новейших вертикальных движениях земной коры (ВДЗК), отображенных на карте новейшей тектоники в массштабе 1:5000000 [75]. На севере Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в качестве исходной поверхности, деформации которой рассматриваются как суммарный результат новейших тектонических движений, была принята генерализованная структурная поверхность кровли дочетвертичных пород.

Начало неотектонического этапа на западе Восточно-Европейской платформы относится к позднему олигоцену, т.е. к моменту окончательного установления континентальных условий на территории Беларуси и смежных районов Украины, России, южной Прибалтики, Польши. Формирование поверхности, принимаемой в качестве исходной для расчета неотектонических деформаций, произошло в результате развития палеогеновых морских бассейнов, максимальная трансгрессия которых пришлась на поздний эоцен [119].

В центральных районах платформы изолинии неотектонических деформаций представляют собой обобщенные горизонтали погребенной поверхности дочетвертичных пород. На поднятиях, где четвертичные отложения отсутствуют или весьма маломощны, изолинии соответствуют дневной поверхности.

Рельеф дочетвертичного коренного цоколя имеет ярусный характер, отражающий чередование эталон выравнивания и расчленения Русской равнины. Сохранились, и прослежены реликты разновозрастных поверхностей выравнивания раннемеловой, палеогеновой, миоценовой.

За нижнюю границу новейшего тектонического этапа для Среднего и Нижнего Поволжья принято начало позднеолигоценового времени. Многие новейшие структурные формы региона, заложившиеся в олигоцене, возникали над ранее сформированными структурами более древнего возраста в результате их обновления и дальнейшего развития.

Для Южного Предуралья (Башкирия и Оренбургская область) начало новейшего тектонического этапа относится к позднему олигоцену, как и для Поволжья [119].

На рис. 4.33 показаны выделенные В.Вад.Бронгулеевым на основе карты [75] и других материалов [119], крупнейшие неотектонические структуры Восточно-Европейской платформы, соразмерные основным возвышенностям и низменностям.



Рис. 4.33. Схема крупнейших неотектонических структур Восточно-Европейской платформы. Составил В. Вад. Бронгулеев. 1 – границы Восточно-Европейской платформы и орогенических областей; 2 – границы основных неотектонических структурных элементов платформы. І – Балтийский выступ, II – Мезенская впадина, III – Тиманский выступ, IV – Печорская впадина, V – Балтийско-Ладожская структурная ступень, VI – Прибалтийская впадина, VII – Валдайский выступ, VIII – Верхневолжская впадина, IX – Североувальский выступ, X – Вятско-Камский выступ, XI – Кунгурский выступ, XII – Польский выступ, XIII – Украинский выступ, XIV – Припятская моноклиналь, XV – Приднепровская впадина, XVI – Среднерусский выступ, XVII – Окско-Донская структурная ступень, XVIII – Приволжский выступ, XIX – Оренбургский выступ, XX – Причерноморская моноклиналь, XXI – Азово-Кубанская впадина XXII – Ставропольский выступ, XXIII – Прикаспийская впадина, XXIV – Подуральский выступ. [119]

В пределах континентальной части севера Восточно-Европейской платформы выделяются четыре сменяющие друг друга с запада на восток крупные неотектонические структуры: Балтийский выступ, Мезенская впадина, Тиманский выступ и Печорская впадина. В своих пространственных контурах они соответствуют одноименным геологическим структурам и крупнейшим формам поверхности фундамента (рис. 4.33).

<u>Балтийский выступ</u> в целом представляет собой сводовое поднятие сложной конфигурации, на которое наложены блоковые деформации со значительными амплитудами. Границы между блоками имеют явно выраженную разломную природу, проявляющуюся в их прямолинейных очертаниях [119].

<u>Мезенская впадина</u> имеет прямоугольные очертания с общим наклоном на северо-запад, характерны северо-восточное и северо-западное простирания.

<u>Тиманский выступ</u> протягивается в северо-западном направлении более чем на 1000 км. Эта структура является унаследованной по отношению к одноименному выступу рифейского фундамента и формирует современную возвышенность Тиманский кряж.

<u>Печорская впадина</u> расположена в треугольнике между Тиманским выступом и Уралом. 'Гак же, как и в Мезенской впадине, поднятия в ее южной части сменяются опусканиями в северной, где они охватывают низменные равнины суши и шельф Баренцева моря.

К югу от Балтийского выступа располагается Балтийско-Ладожская структурная ступень. Она занимает крупную область треугольной формы, на юго-западе граничит с Прибалтийской впадиной – областью абсолютных опусканий. В своей западной половине новейшая Прибалтийская впадина соответствует Балтийской впадине фундамента платформы, но в восточной – является наложенной, вовлекая в погружение Литовско-Белорусский выступ фундамента.

Балтийско-Ладожская ступень с востока ограничена крутым уступом, представляющим собой западный склон Валдайского выступа.

Пологий восточный склон Валдайского выступа постепенно переходит в Верхневолжскую впадину, расположенную приблизительно в центре платформы.

В центре впадины зафиксированы абсолютные опускания, незначительные по площади и по амплитуде. Данная структура расположена в центральной и южной частях Московской впадины фундамента. Система низменностей и невысоких возвышенностей бассейна верхней Волги хорошо соответствует отдельным поднятиям и прогибам в ее пределах [119].

С востока Верхневолжская впадина ограничена Североувальским и Вятско-Камским выступами. Эти новейшие сводообразные структуры в целом наследуют Сысольский и Коми-Пермяцкий выступы фундамента и формируют крупные одноименные возвышенности.

Вплотную к Уралу примыкает небольшой Кунгурский выступ со значительной амплитудой поднятия (более 600 м). В поверхности фундамента ему соответствует одноименный выступ, в современном рельефе высоко поднятое Уфимское плато.

На крайнем западе в пределах рассматриваемой территории платформы располагается Польский выступ, объединяющий два пологих свода, разделенных депрессией северо-западного простирания. На востоке он смыкается с крупным Украинским выступом [119].

Пологая Припятская моноклиналь соединяет Украинский выступ и Прибалтийскую впадину. Она является наложенной по отношению к поверхности фундамента, объединяя ряд ее высокоамплитудных прогибов и выступов.

Северо-восточный склон Украинского выступа переходит в Приднепровскую впадину. Эта область слабых поднятий имеет северо-западное прос-

160

тирание, сравнительно простое строение, соответствует одноименной низменности в современном рельефе и Днепровско-Донецкому авлакогену по поверхности фундамента.

Восточнее, во внутренней части платформы располагается крупный Среднерусский выступ, в целом соответствующий одноименной возвышенности.

Основная часть Среднерусского выступа конформна Воронежскому выступу фундамента; в своей северной части он располагается на территории южного борта Московской впадины. В южной части – на территории глубокой Донецкой впадины в поверхности дорифейского фундамента, соответствующей складчатому Донбассу молодой Скифской плиты.

Между двумя крупными положительными новейшими структурами Среднерусским и расположенным далее к востоку Приволжским выступами выделяется Окско-Донская структурная ступень, отвечающая одноименной равнине в рельефе земной поверхности. Никакого соответствия с формами поверхности фундамента не наблюдается.

<u>Приволжский выступ</u> охватывает как территорию Приволжской возвышенности на правобережье Волги, так и низменное Заволжье. Это крупная структура, разделенная на ряд локальных поднятий и прогибов.

Более простую конфигурацию имеет Оренбургский выступ, расположенный между Приволжским выступом и Уралом. Северная и южная его части представляют собой два пологих свода. Им соответствуют в рельефе поверхности фундамента – Альметьевский и Оренбургский выступы [119].

На юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы расположена Причерноморская моноклиналь с глубоко опущенным южным крылом. Она конформна падающей к югу поверхности фундамента, но в современном рельефе кроме Причерноморской низменности ей соответствует в ее западной части Бессарабская возвышенность – обращенная относительно новейшей структуры форма рельефа, где инверсия неотектонического погружения произошла только в позднем плиоцене [11]. Далее к востоку располагается АзовоКубанская впадина, формирующая одноименную низменность. С' юго-востока она замыкается просто построенным, но высокоамплитудным Ставропольским выступом, ограниченным разломами. Ему соответствует Ставропольское плато, примыкающее к Кавказскому орогену.

Юго-восточная периферия платформы занята крупнейшей ПрикассПийской впадиной – древней унаследованной структурой, фундамент которой – реликт позднекембрийско-раннепалеозойской океанической коры, являющейся особой внутриплитной структурой – консервантов земной коры предшествующих стадий развития [131]. Погружение в центральных частях впадины превышает 700 м. Впадина осложнена рядом более мелких положительных и отрицательных структур, в частности, связанных с соляной тектоникой. С востока она замыкается Подуральским выступом.

Таковы общие черты новейшей тектонической структуры Восточно-Европейской платформы [119]. Многие черты этой структуры связаны с рельефом поверхности фундамента платформы, а часть их, скорее, наложенные, неунаследованные. В то же время, современный рельеф земной поверхности на территории платформы в целом достаточно полно отражает новейшую структуру. Лишь в нескольких случаях плиоцен-четвертичные перестройки или интенсивная эрозия привели к образованию форм рельефа, обращенных относительно новейших структурных форм.

4.3. К ВОПРОСУ ОБ УНАСЛЕДОВАННОСТИ В РАЗВИТИИ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Несмотря на большое число работ, посвященных различным аспектам геологии Восточно-Европейской платформы, вопрос об унаследованности до сих пор во многих отношениях остается открытым.

На основе составленных В.В.Бронгулеевым [3] карт мощностей осадочного чехла и структурных карт Восточно-Европейской платформы был проведен сравнительный анализ этих карт методом главных компонент. С этой целью эти карты были оцифрованы по сетке с ячейкой 20' на 30'. В таблицах 4.1–4.3 приведены результаты факторного анализа, который показывает, что унаследованность осадконакопления устанавливается только для отдельных этапов осадконакопления и для отдельных районов. Это хорошо иллюстрируется рис. 4.34–4.41 где показаны карты для тех временных интервалов, где проявляется отмеченная закономерность.

Таблица.4.1.

Корреляционная матрица мощностей отложений Восточно-Европейской платформы в палеозое-мезозое:

						_			-	<u> </u>		_			_									
	€ ₁	€ ₂	€ ₃	01	O_2	O3	S_1	S_2	D_1	D_2	D_3	C_1	C_2	C_3	P ₁	P_2	T ₁	T_2	T ₃	J_1	J_2	J_3	K_1	K_2
€1	1	,17	,31	,38	,22	,13	-,00	,04	,13	,08	,03	-,04	-,01	,14	,02	,10	-,05	-,04	-,03	-,04	-,05	,09	-,07	-,07
€ŋ	,17	1	,72	,08	,05	,12	,22	,40	,68	,10	,01	-,02	-,03	-,05	-,04	-,04	-,03	-,02	-,01	-,02	-,02	-,02	-,03	,02
€3	.31	.72	1	,31	,20	,17	,12	,30	,68	,16	,08	-,01	-,02	-,03	-,04	-,04	-,03	-,02	-,02	-,02	-,02	-,02	-,04	,01
O_1	,36	,08	.31	1.	,76	,50	,15	,22	,03	,27	,21	,00	,01	,05	,00	-,01	-,03	-,02	-,02	,01	-,03	,00,	-,05	-,07
$\frac{1}{0}$,22	,05	,2	,76	1	,39	,13	,17	,01	,15	,19	-,00	,02	,06	,02	,02	,00	-,00	-,01	,1	,00	,05	-,04	-,06
$\frac{0}{2}$,13	,12	,17	,50	,39	1	,48	,30	,08	,14	,15	,03	-,00	-,00	,05	,04	,02	,01	,04	,10	,01	-,02	-,01	-,05
s,	-,00	,22	,12	,15	,13	,48	1	,70	,39	,27	,32	,06	-,00	,01	,11	,16	,09	,06	,13	,28	,06	-,00	,04	-,05
S	,04	,4	,3	,22	,17	,30	,70	1	,5	,24	,21	,03	-,01	-,02	,05	,11	,04	,01	,04	,10	014	-,02	-,00	-,03
D.	.13	,68	,68	,03	.01	.08	.40	.5	1	.14	.15	.03	-,00	,01	.03	.03	.03	,01	,04	.07	,02	-,01	.01	,02
	.08	.1	.16	.27	.15	.14	.27	.24	.14	1	.57	.11	.10	.17	.05	,06	04	03	-,00	.01	01	03	03	07
D_2	.03	.01	.08	.21	.19	.15	.32	.21	.15	.57		.33	.29	.55	.15	16	04	.02	.04	.14	05	01	- 01	.01
103				,		<u> </u>	,	,	,	, <u> </u>	Ľ.	ļ				<u> </u>							<u> </u>	
C_1	04	02	-,01	,00	-,00	,03	,06	,03	,03	,11	,33	1	,68	,46	,12	.08	-,00	,00	.01	.03	,01	03	02	.1
C_2	01	03	02	,01	,02	-,00	-,00	- ,01	-,00	.1	,29	,68	1	,46	.12	.09	-,00	,00	-,01	.00	.01	01	02	.07
C_3	.14	05	-,03	,05	,06	-,00	,01	-,02	,01	.17	,54	,46	,46	1	,24	.24	,01	-,01	-,00	.03	.01	.03	F.04	.02
P ₁	.02	04	04	,00	,02	,05	,11	,05	,03	,05	,15	,12	,12	,24	1	.41	,13	,08	,04	1,	,12	.03	.13	,08
P_2	,1	04	04	-,01	,02	,04	,16	,11	,03	,06	,16	,08	,09	,24	,41	1	,34	,16	,16	.05	.14	.02	.15	.22
T	-,05	03	-,03	-,03	,00	,02	,09	,04	,03	-,04	,04	-,00	-,00	,01	,13	,34	1	,40	,34	.22	.35	.04	.36	,41
Τ,	-,04	02	-,02	-,02	-,00	,01	,06	,01	,01	-,03	,02	,00	,00	-,01	,08	,16	,40	1	,75	,49	,61	.12	.2	.22
T_{2}	-,03	01	-,02	-,02	-,01	,04	,13	,04	,04	-,00	,04	,01	-,01	-,00	036	,16	,34	,75	1.	.51	,45	.14	.17	.14
	-,04	02	-,02	,01	,1	,10	,28	,10	.07	,01	,14	,03	000	.03	1,1	.05	.22	,49	.51	1	.51	.20	.18	.13
	-,05	02	02	03	,00	,01	,06	,01	,02	01	,05	,01	,01:	.01	,12	.14	.35	.61	.45	.51	1	.14	.25	,267
1	.09	02	02	,00	,05	02	-,00	02	01	03	,01	-,03	01	,03	.03	.02	.04	,12	.14	.20	.14	1	.01	02
K.	07	03	04	05	04	01	.04	-,00	.01	03	01	02	02	04	.13	.15	.36	.2	.17	.18	.25	.01	1	.54
1 <u>2</u>	07	.02	.01	07	06	05	05	03	.02	07	.01	10	.07	.02	08	.22	41	.22	.14	.13	.27	02	.54	1
122	1.2.1	1	1	1	1,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	1,500	1.72	1,	1	1.67	1, , ,	1'-	1.2	1.2.2	1	1	1.1.	1	1	1	1	1	l	1 1

Таблица 4.2

	·r		
Компоненты	Собственные значения	% вариации	суммарный %
1	4,109	17,120	17,120
2	3,597	14,986	32,106
3	2,545	10,605	42,711
4	1,965	8,188	50,899
5	1,560	6,501	57,400
6	1,263	5,262	62,662
7	1,158	4,823	67,485
8	1,069	4,453	71,939

Факторы для корреляционной матрицы мощностей Восточно-Европейской платформы

Таблица 4.3

Факторные нагрузки мощностей осадков Восточно-Европейской платформы

				Факто	ры			
	1	2	3	4	5	6	7	8
€ı	-0.01	,348	,459	-0.04	-,283	0.03	,227	,319
€ ₂	-0.03	,878	0.00	-0,02	,140	-0,02	-0,04	-0,02
€3	-0,02	,878	,236	-0,01	-0,02	0,05	-0,05	-0,01
0 ₁	-0,04	0,09	,912	-0,01	0,02	,163	-0,02	-0,02
O ₂	0,03	0,03	,847	0,02	0,02	0,08	-0,04	0,08
O ₃	-0,00	0,01	,615	0,02	,524	-0,06	0,03	-,107
S_1	,114	,159	0,09	-0,04	,872	,181	,103	0,01
S_2	0,01	,395	0,09	-0,03	,715	,137	0,08	-0,04
D ₁	0,05	,840	-,100	0,02	,300	0,08	0,01	0,02
D2	-0,05	0,02	,126	-0,01	,113	,867	-0,01	-0,08
D3	0,05	0,01	,104	,348	,172	,801	,101	0,04
Cı	0,00	0,00	-0,01	,886	0,05	0,05	0,01	-0,07
C ₂	-0,01	-0,03	0,01	,882	-0,02	0,02	0,02	-0,04
C ₃	-0,02	-0,01	0,02	,633	-,115	,371	,314	,161
PI	0,01	-0,04	-0,01	,114	,107	-0,01	,791	0,03
P ₂	,248	-0,01	-0,01	0,01	0,03	0,07	,783	-0,02
T ₁	,806	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	,128	-0,02
T ₂	,850	-0,01	-0,02	0,01	0,01	-0,02	0,04	0,07
T ₃	,795	-0,01	-0,05	-0,02	,161	0,01	-0,02	,205

Окончание таблицы 4.3

J ₁	,667	-0,06	0,01	0,04	,382	0,05	-0,02	,258
J ₂	,766	-0,01	-0,01	0,01	-0,02	0,01	,191	-,101
J ₃	,169	0,01	0,06	-0,02	-,107	-0,06	0,06	,714
K ₁	,569	0,01	0,01	-0,06	-0,02	-0,01	,117	-,427
K ₂	,564	0,1	-0,01	0,01	-,222	-0,06	,123	-,517



Рис. 4.34. Фактор 1, $T_{1-3}, J_{1-2}, K_{1-2}$



Рис. 4.36. Фактор 3 $€_1$, O_1 , O_2 , O_3



Рис. 4.35. Фактор 2, $€_{2-3}$, D₁



Рис. 4.37. Фактор 4 C_1, C_2, C_3



Рис. 4.38. Фактор 5, S₁-S₂



Рис. 4.39. Фактор 6, D₂-D₃



Рис. 4.40. Фактор 7, Р₁-Р₂





Применение факторного анализа к картам мощностей осадков Восточно-Европейской платформы показало, что выделяются 8 значимых факторов, которые в виде карт показаны на рис. 4.34–4.41. Первый фактор, самый большой, 17.1% общей изменчивости, объединяет семь карт мощностей T₁,T₂, T₃, J₁, J₂, K₁, K₂. Второй фактор, 15% общей изменчивости, объединяет средний и верхний кембрий, а также нижний девон. Третий фактор, 10, 6% общей изменчивости, объединяет нижний кембрий и весь ордовик. Четвертый фактор, 8.2% общей изменчивости, объединяет весь карбон C_1, C_2, C_3 . Пятый фактор, 6.5% общей изменчивости, объединяет S_1 – S_2 . Шестой фактор, 5,2% общей изменчивости, объединяет D_2 и D_3 . Седьмой фактор, 4.8% общей изменчивости, объединяет P_1 – P_2 . И последний, восьмой фактор, 4.4% общей изменчивости, включает в себя только J_3 . Таким образом, для 24 эпох осадконакопления, с помощью факторного анализа выделено 8 отдельных площадных режимов осадконакопления. Самый стабильный и длительный режим наблюдался в T_1 – J_2 и затем в K_1 – K_2 . Самый краткий был в поздней юре J_3 . Структура бассейнов осадконакопления за это время поменялась 10 раз. Причем в трех случаях произошло возвращение к древней, уже имевшей место структуре бассейнов – это было в O_1 , D_1 и K_1 .

Иные результат дает корреляционный и факторный анализ 5 структурных карт Восточно-Европейской платформы (рис. 4.2–4.3, 4.15–4.16, 4.21 табл. 4.4. и 4.5). Прямая корреляция (табл. 4.4) показывает только наличие положительной связи между отдельными структурными планами, например, для венда и артинского яруса перми, между верхним девоном (сартанский горизонт франского яруса) и средним карбоном (верейский горизонт московского яруса). Иной результат дает факторный анализ, как более тонкий метод выявления корреляционных связей (табл. 4.5).

Таблица 4.4

			шфоршы		
	Fund	V	D _{3sr}	C _{2vr}	Plar
Fund	1	,441	,348	,386	,562
V	,441	1	,410	,583	,052
D _{3sr}	,348	,410	1	,717	,108
C _{2vr}	,386	,583	,717	1	,091
Plar	,562	,052	,108	,091	1

Корреляционная матрица 5 структурных карт Восточно-Европейской платформы

Таблица 4.5

	Фа	ктор
	1(53%)	2(25%)
Fund	,405	,799
V	,766	,141
D _{3sr}	,830	0,09
C _{2vr}	,905	0,09
Plar	-0,05	,930

Факторы для 5 структурных карт Восточно-Европейской платформы

Все связи выражаются всего в двух факторах, причем вклад первого фактора в суммарную изменчивость составляет 53%, что является очень хорошим результатом. Как следует из первого фактора, между структурными планами для венда, верхнего девона и среднего карбона существует тесная связь. И совершенно удивительный результат дает второй фактор, показывающий, что между глубиной залегания фундамента Восточно-Европейской платформы и кровлей отложений артинского яруса существует сильно выраженная корреляция.

Таким образом, при формировании осадочного чехла Русской плиты с рифея до конца палеозоя имеется несколько структурных перестроек разной значимости. Кардинальная смена структурных планов приходится на рубеж ранний рифей – поздний венд. В этот период произошла смена контрастных по амплитудам прогибания рифтовых структур (авлакогенов) на более пологие платформенные структуры. Соответственно в рифее платформа находилась в состоянии растяжения (рифтогенеза), которое позднее сменилось платформенным эпейрогенезом, имеющим различное структурное и геоморфологическое выражение. Но главная черта перестроек заключалась в развитии инверсионных процессов. При этом, как правило, очертания структур и их местоположение не менялись. Только в отдельных случаях есть смещение положения свода антиклинали или наиболее прогнутой части синклинали на небольшие расстояния по латерали [64]. Области инверсии в течение венда-палеозоя связаны с частью рифейских рифтов. Они приурочены к южной части Солигаличско-Яремского рифта, к Вятскому рифту и к Окско-Цнинскому ответвлению Рязано-Саратовского рифта. Остальные рифейские структуры и их части либо не отражались в строении чехла, либо на их площадях продолжались отрицательные движения (Камско-Бельский авлакоген и др.). Зоны инверсий имеют тенденцию располагаться вблизи плеч рифейских рифтов. Наиболее ярко это видно в районе Вятского авлакогена, где вендские антиклинали сменяются на той же площади девонскими синклиналями. Для каменноугольного времени инверсия проявилась в пределах Печорской впадины. Здесь по границам Печоро-Кожвинского девонского грабена сформировались антиклинальные платформенные складки, захватившие и площади рифта. Лайская антиклиналь в своей южной части пересекает центральную часть грабена. В то же время над Тиманским девонским рифтом располагается каменноугольно-пермская моноклиналь, осложненная структурными носами и заливами [64].

В течение рифейского, венд-нижне-среднепалеозойского и верхнеепалеозойского этапов была создана основная структура чехла Русской плиты. В более поздние периоды шло, в основном, формирование обширных синеклиз.

Кроме самих мощностей, нами исследован такой параметр как градиенты мощностей, полученный из тех же первоначальных данных. В таблице 4.6 показаны значения корреляционной матрицы градиентов, а в таблице 4.7 приведены полученные значения факторов корреляционной матрицы. Выделено тоже 8 основных факторов.

T	· ~	-		1
	ิลก	пина	4	n
	uv	JITILLU.	· · · ·	U

Корреляционная матрица градиентов мощностей отложений Восточно-Европейской платформы

	€ı	€ ₂	€3	O ₁	O ₂	03	S_1	S_2	D_1	D_2	D_3	C_1	C_2	C_3	P ₁	P ₂	T	T_2	T ₃	J ₁	J_2	J ₃	K ₁	K_2
€ ₁	1	.31	.33	.23	.12	,06	,02	,08	.22	.04	00	-,04	-,03	.00	05	01	04	-,06	05	02	05	.07	05	02
€2	.31	1	.78	.04	.00	.03	,13	.36	.67	,05	.04	-,00	-,02	-,03	03	-,03	03	-,03	02	.05	-,00	03	-,01	.10
€3	.33	.78	1	.10	,04	.04	,09	.29	.76	,06	,05	,00	02	-,02	-,03	03	-,03	03	02	.05	.00	03	02	.09

01	,23	,04	,10	1	,73	,59	,23	,32	,02	,19	,12	,01	015	,00	,05	,01	-,03	-,03	-,03	,02	-,04	,00	-,04	-,05
O_2	,12	,00	,04	,73	1	,44	,20	,25	-,01	,13	,11	,00	,01	,01	,04	,02	-,00	-,01	-,01	,15	,00	,08	-,03	-,06
O3	,06	,03	,04	,59	,44	1	,46	,36	,07	,17	,17	,04	,01	,00	,08	,05	,02	,00	,05	,09	-,01	-,04	-,01	-,05
S_1	,02	,13	,09	,23	,20	,46	1	,65	,31	,39	,28	,06	,01	,04	,12	,18	,08	,06	,16	,28	,05	,00	,03	-,03
S_2	,08	,38	,29	,32	,25	,36	,65	1	,45	,34	,19	,03	-,00	,00	,07	,13	,06	,01	,06	,15	,03	-,03	,01	,01
D_1	,22	,67	,76	,02	-,01	,07	,31	,45	1	,24	,14	,03	-,00	,01	,03	,03	,03	,02	,08	,19	,06	-,02	.03	,09
D_2	,04	,05	,06	,18	,13	,17	,39	,34	,24	1	,40	,1	,09	,20	,15	,18	,15	,02	,08	,13	,05	-,00	,01	,01
D_3	-,00	,04	,05	,12	,11	,17	,28	,19	,14	,40	1	,28	,24	,59	,15	,18	,16	,06	,05	,12	,09	-,00	,00,	,13
C_1	-,04	-,00	,00	,01	,00	,04	,06	,03	,03	,1	,28	1	,62	,36	,08	,03	,07	,01	,00	,02	,02	04	-,01	,18
C_2	-,03	-,02	-,02	,01	,01	,01	,01	-,00	-,00	,09	,24	,62	1	,38	,11	,02	,08	,04	-,01	-,00	,03	-,02	-,00	,18
C_3	,00	-,03	-,02	,00	,01	,00	,04	,00	,01	,20	,59	,36	,38	1	,20	,07	,13	,04	008	,03	,07	,01	,01	,17
P ₁	-,05	-,03	-,03	,05	,04	,08	,12	,07	,03	,15	,15	,08	,11	,20	1	,33	,37	,23	,09	,14	,34	,03	,18	.17
P ₂	-,01	-,03	-,03	,01	,02	,05	,18	,13	,03	,18	,12	,03	,02	,07	,33	1	,31	,29	,34	,11	,25	,02	,06	,11
Ti	-,04	-,03	-,03	-,03	-,00	,02	,08	,06	,03	,15	,16	,07	081	,13	,37	,31	1	,41	,23	,21	,45	,04	.23	.22
T_2	-,06	-,03	-,03	-,03	-,01	,00,	,06	,01	,02	,02	,06	,01	,04	,04	,22	,29	,41	1	,74	,46	,58	,08	.16	,18
T ₃	-,05	-,02	-,02	-,03	-,01	,05	,16	,06	,08	,08	,05	,00	-,01	,01	,09	,34	,23	.74	1	,49	,42	,12	,13	,09
J	-,02	,05	,05	,02	,15	,09	,28	,15	,19	,14	,12	,02	-,00	,03	,14	,11	,21	,46	,49	1	,48	,16	.2	,17
J ₂	-,05	-,00	,00	-,04	,00	-,01	,05	,03	,06	,05	,09	,02	,03	,07	,34	,25	,45	,58	,42	,48	1	,09	,28	,28
J ₃	,07	-,03	-,03	,00	,08	-,04	,00	-,03	-,02	-,00	-,00	-,04	-,02	,01	,03	,02	,04	,08	,12	,16	,09	1	,03	-,04
K ₁	-,05	01	-,02	-,04	-,03	-,01	,03	,01	,03	,01	,00	-,01	-,00	,01	,18	,06	,23	,16	,13	.2	,28	.03	l	.55
K_2	-,02	,10	.09	-,05	-,06	-,05	-,03	,01	,09	.01	,13	,18	,18	.17	,17	,11	.22	.18	,09	.17	.28	04	.55	1

Таблица 4.7

Факторы по градиентам мощностей осадков Восточно-Европейской платформы

Компоненты	Собственные Значения	% изменчивости	суммарный %
1	3,928	16,366	16,366
2	3,185	13,271	29,637
3	2,384	9,934	39,571
4	2,209	9,205	48,775
5	1,443	6,014	54,790
6	1,306	5,442	60,232
7	1,156	4,817	65,049
8	1,046	4,360	69,409

Таблица 4.8.

				Факто	оры			
	1	2	3	4	5	6	7	8
ϵ_1	,513	0.02	,285	-,20.0	0.01	-0.02	0.01	,307
ϵ_2	,887	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	-0.02
ϵ_3	,918	0.01	0.01	0.02	0.01	-0.02	0.01	0.01
O ₁	0.02	0.01	,910	0.01	0.01	0.02	0.01	-0.02
O ₂ .	0.01	0.01	,849	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
O ₃	0.01	0.02	,708	,346	0.01	0.01	-0.02	0.01
S ₁	0.02	0.02	,239	,799	0.01	0.02	0.01	0.01
S ₂	,350	0.01	,276	,676	0.01	0.01	0.02	-0.02
D ₁	,822	0.02	-0.02	,343	0.02	0.02	0.01	-0.02
D ₂	0.01	0.02	0.01	,667	0.02	,234	0.01	,186
D ₃	-0.02	0	0.01	,507	,509	0.02	0	,335
C ₁	0.01	0.01	0.02	0.01	,832	-0.02	0.02	0.01
C ₂	0.02	-0.02	0.02	0.01	,832	0.02	0.01	-0.02
C ₃	0.02	0.01	-0.02	0.01	,670	,223	-0.02	,345
P ₁	-0.02	0.01	-0.02	0.01	0.01	.727	-0.02	0.01
P ₂	0.01	,228	-0.02	0.01	0.02	,682	-0.02	0.02
Tl	0.01	,268	0.01	-0.03	-0.03	.654	,204	0.01
T ₂	-0.03	,834	0.01	-0.03	0.01	,293	-0.03	0.01
T ₃	0.01	,851	-0.03	0.01	0.01	,137	-0.03	0.01
J ₁	-0.03	,72.4	0.01	,235	0.01	0.01	,208	-0.03
J ₂	0.01	,620	0.01	-0.03	0.01	,389	,285	0.01
J ₃	-0.03	,197	-0.03	0.01	0.01	-0.03	-0.03	,738
Kı	0.01	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	0.01	,863	-0.03
K ₂	0.01	-0.03	-0.03	0.01	,217	-0.03	,808	0.01

Факторные нагрузки по градиентам мощностей осадков Восточно-Европейской платформы

Эта таблица дает несколько иные результаты, чем в случае анализа мощностей. Однако сходства между полученными факторами больше, чем различий. Так, например, первый фактор по мощностям (наибольшие нагрузки T₁₋₃, J₁₋₂) похож на второй фактор по градиентам мощностей (наибольшие нагрузки T₂-T₃, J₁₋₂). Поздняя юра J₃ также выделена в отдельный фактор, некоррелированный с другими. Кембрий также объединен в один фактор с нижним девоном. Вероятно, этого и следовало ожидать, ввиду того, что градиенты мощностей все же производная от самих мощностей.

4.4. СВЯЗЬ МЕЖДУ ТЕМПЕРАТУРОЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ТЕПЛОВЫМ ПОТОКОМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Для Восточно-Европейской платформы (ВЕП) определены следующие параметры: тепловой поток НF (рис. 4.46), температура на границе Moho (рис. 4.47), на глубинах 1000 (рис. 4.42), 2000 (рис. 4.43), 3000 (рис. 4.44), 5000 метров (рис. 4.45). Всего получается шесть параметров теплового режима. Интересно проверить, изменяется ли температурное поле с глубиной, и если изменяется, то как? Для решения этой задачи рассчитаем корреляционную матрицу. В таблице 9 приведены значения коэффициентов корреляции.

Таблица 4.9

Корреляционная матрица температур и теплового потока Восточно-Европейской платформы

	T ₁₀₀₀	T ₂₀₀₀	T ₃₀₀₀	T ₅₀₀₀	T _{Moho}	Q
T ₁₀₀₀	1	,988	,982	,255	,186	,162
T ₂₀₀₀	,988	1	,992	,258	,179	,161
T ₃₀₀₀	,982	,992	1	,251	,161	,141
T ₅₀₀₀	,255	,258	,251	1	,603	,527
T _{Moho}	,186	,179	,161	,603	1	,537
HF	,162	,161	,141	,527	,537	1



Рис. 4.42. Температура на глубине 1000 метров



Рис. 4.44. Температура на глубине 3000 метров, градусов



Рис. 4.43. Температура на глубине 2000 метров



Рис. 4.45. Температура на глубине 5000 метров, градусов





Рис. 4.46. Тепловой поток HF, мВт

Рис. 4.47. Температура на поверхности Мохо, градусов

Из корреляционной матрицы видно, что сильная положительная корреляция наблюдается между температурами в верхней части земной коры – на глубинах 1000, 2000, 3000 метров. Коэффициенты корреляции в этой группе достигают 0.9. Корреляция во второй части таблицы – между тепловым потоком, температурой на глубине 5000 метров и поверхности Моћо достигает значений 0.5–0.6. В тоже время корреляция между этими двумя группами положительная, но не значительная от 0.14 до 0.25. В таблице 10 приведены значения факторных нагрузок корреляционной матрицы. Видно, что первый фактор дает 54,6% изменчивости и объединяет температуры на глубинах 1000, 2000 и 3000 метров. Второй фактор дает 30% общей изменчивости и объединяет тепловой поток HF, температуры на поверхности Моћо и глубине 5000 метров.

Таблица 4.10

Факторы корреляционной матрицы температур и теплового потока Восточно-Европейской платформы

	Факторы	
	1(54,6%)	2(30%)
T ₁₀₀₀	,986	,123
T ₂₀₀₀	,990	,121

Окончание таблицы 4.10

T ₃₀₀₀	,990	,102
T ₅₀₀₀	,172	,830
T _{Moho}	0	,852
HF	0	,817

Возникает естественный вопрос, почему температурный режим в верхних 3000 метров земной коры так значительно отличается от температурного режима на глубине от кровли Moho до 5000 метров от поверхности? Тут может быть два варианта – первый, при котором в верхних 3000 метрах земной коры располагается значительное число источников теплового потока, и второй – при котором это различие объясняется большой раздробленностью верхних 3000 метров земной коры и подвижностью флюидов. Эта подвижность флюидов и обеспечивает своеобразный и гомогенный температурный режим в верхних 3000 метрах земной коры.

4.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Принципиальным вопросом при районировании является выбор параметров. С этой целью на основе составленной в лаборатории новейшей тектоники и геодинамики ИФЗ РАН базы геолого-геофизических данных был проведен предварительный корреляционный и факторный анализ всех параметров (более 20), показанных на рис. 4.48–4.61, и имеющих отношение к современной структуре физическим полям и глубинному строению Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Данные осреднялись по ячейкам 20' на 30'. В результате, после предварительного отсеивания сильно скоррелированных параметров, было отобрано 8 параметров: амплитуда новейших движений (w), интенсивность кривизн новейших движений (Kint), глубина поверхности (Moho), разность главных напряжений в коре (s_1 - s_3), мощность осадков (S), гравитационное влияние верхней мантии (Ast), температура на глубине 5000 метров (T_{5000}) и тепловой поток (HF). Принципиально новым в нашем подходе явилось использования интенсивности кривизн новейших движений [119]. Расчетные параметры гравитационного поля. Плотностные неоднородности верхней мантии, связанные с аномалиями поля температур и химического состава, являются одной из главных движущих сил как вертикальных, так и горизонтальных движений литосферных блоков. Поэтому учет этих неоднородностей при геодинамическом районировании имеет определяющее значение. Вместе с тем, выделение мантийных аномалий (рис. 4.61) представляет большую проблему. Наблюденное гравитационное поле представляет собой сумму влияний аномальных масс практически всей Земли, поэтому непосредственное его использование невозможно. Таким образом, необходимо выделить из наблюденного гравитационного поля составляющую, которая обусловлена влиянием мантийных плотностных неоднородностей. Для решения этой проблемы необходимо построить плотностную модель коры.

Используемая в настоящей работе плотностная модель коры Восточно-Европейской платформы основана на синтезе значительного объема информации, полученной с использованием различных геолого-геофизических методов и разработана М.К.Кабаном. Основные этапы ее построения отражены в серии работ, здесь перечислены только некоторые из них [164, 73]. Охарактеризуем кратко основные особенности этой плотностной модели региона.

Суммарный эффект плотностных неоднородностей осадочного чехла достигает – 100 мГал, причем соответствующие аномалии могут быть настолько протяженными, что никакая низкочастотная фильтрация, обычно используемая для выделения глубинной составляющей, не позволит подавить их влияние. Для определения гравитационного влияния осадков были подготовлены карты мощности и средней плотности осадочного чехла, представленные в работе [164]. Эти карты были несколько откорректированы с учетом более поздних детальных исследований, например, [72]. В результате было определено гравитационное поле, создаваемое плотностными неоднородностями осадочного чехла относительно постоянной плотности 2,7 г/см³, которая может быть при-

176

нята в качестве "нормальной" плотности верхней части консолидированной коры в отсутствие осадков.

Для рассматриваемой территории имеется карта рельефа поверхности Мохоровичича, построенная в результате обобщения разнообразных геофизических, в основном сейсмических, данных [164]. Результирующая карта показана на рис. 4.50. Аномальное гравитационное поле, создаваемое за счет вариаций границы М, вычислялось в предположении, что перепад плотности на ней равен 0,43 г/см3 и не изменяется от региона к региону. Указанное значение разности средних плотностей консолидированной коры и верхней мантии наилучшим образом соответствует статистической связи вариаций границы М и приповерхностной нагрузки, представленной вариациями топографии и суммарными плотностными неоднородностями осадочного чехла [164]. Таким образом, остаточные аномалии, получаемые после устранения всех эффектов, связанных с неоднородностями коры, в том числе и с изменениями ее мощности, будут указывать на те места, где исходное предположение об однородности консолидированной коры и верхней мантии нарушено, т.е. на вариации плотности в низах коры и верхней мантии.

Оценка гравитационного эффекта плотностных неоднородностей консолидированной коры была получена на основании анализа скоростей сейсмических волн [73].

После устранения гравитационных эффектов осадочного чехла (рис. 4.60), вариаций глубин до границы Мохоровичича (рис. 4.58) и аномалий плотности консолидированной коры из наблюденного гравитационного поля были получены остаточные мантийные аномалии силы тяжести.

В отличие от регионального поля, поле остаточных аномалий с длинами волн менее 2000–2500 км имеет ясную привязку к конкретным тектоническим структурам. Это поле показано на рис. 4.50. В пределах платформенных областей локальные вариации мантийных аномалий существенно меньше, чем в тектонически активных районах. Например, щиты Восточно-Европейской платформы характеризуются интенсивными положительными остаточными маннтийными аномалиями с амплитудой до +100 мГал.

Таким образом, для целей геодинамического районирования Восточно-Европейской платформы целесообразно использовать поле гравитационное влияние верхней мантии. Это характеризует геодинамику платформы, а сами аномалии отображают сложную историю различных тектонических структур. <u>Характеристика напряженного состояния литосферы.</u> Напряженное состояние является одной из важнейших геодинамических характеристик литосферы. Напряженное состояние литосферы определяется комплексом факторов, которые можно разделить на две группы [239]. К первой группе относятся те из них, которые связаны с силами, действующими на краях литосферных плит, а также крупномасштабными движениями мантийного материала. Соответствующие напряжения, как правило, имеют близкие характеристики для достаточно крупных областей, поэтому обычно называются региональными. Так же, как и в случае длинноволновых мантийных аномалий, использование региональных напряжений для детального геодинамического районирования Восточно-Европейской платформы представляется неэффективным.

К другой группе относятся условно "локальные" напряжения, обусловленные неоднородностями строения и физического состояния коры и верхней мантии, в частности, нарушениями изостатического равновесия. В работе [163] обыло теоретически показано, что амплитуда локальных напряжений, обусловленных плотностными неоднородностями, даже в изостатически скомпенсированной литосфере может быть того же порядка, что и максимальная амплитуда региональных напряжений. Эти напряжения отображают сложную суперпозицию распределения плотностных неоднородностей в коре и верхней мантии, которые имеют непосредственное отношение к динамике литосферы (рис. 4.51, 4.62).

В данной работе используются результаты расчета локальных напряжений в верхней части коры ВЕП, полученные в работах [73, 200, 201]. На рис.

4.48 показаны расчетные значения вертикальных напряжений в земной коре. На рис. 4.59 показаны значения разности максимального и минимального главных значений тензора напряжений s_{I} - s_{3} ($2\tau_{max}$ – удвоенное максимальное касательное напряжение), полученных после диагонализации полного тензора *T*, рассчитанного в узлах сетки 10'x15' на глубине 12,5 км. Этот параметр может рассматриваться как одна из наиболее общих характеристик напряженного состояния литосферы. Как видно из рис. 4.59, его значения достигают 140 Мпа, что по порядку величины соответствует максимальным амплитудам напряжений, определяемым сейсмическими методами [239].



Рис. 4.48. Вертикальные напряжения в земной коре, *10 мПа



Рис. 4.49. Плотность разломов в земной коре, км/400км²



Рис. 4.50. Локальные результирующие гравитационные аномалии, мГал



Рис. 4.51. Гравитационное влияние верхних 10 км земной коры, мГал



Рис. 4.52. Изостатические аномалии, мГал



Рис. 4.53. Градиенты новейших движений, м/км


Рис. 4.54. Гравитационное влияние подастеносферного слоя, мГал



Рис. 4.55. Аномалии Буге, мГал



Рис. 4.56. Амплитуда новейших движений, км



Рис. 4.57. Интенсивность кривизн новейших движений, 1/км



Рис. 4.58. Глубина залегания поверхности Мохо, км



Рис. 4.59. Максимальные касательные напряжения в литосфере, *10 мПа



Рис. 4.60. Мощность осадочного чехла, км по [20, 22]



Рис.4.61. Гравитационное влияние верхней мантии, мГал

Таблица 4.11
Корреляционная матрица 8 геолого-геофизических параметров Восточно-
Европейской платформы

	w	Kint	Moho	S1-S3	S	Ast	T ₅₀₀₀	HF
w	1	-,135	,265	-,303	-,388	,113	-,272	-,141
Kint	-,135	1	-,019	,229	,107	,056	,238	,167
Moho	,265	- ,019	1	-,359	-,396	,130	-,118	,009
S 1-S 3	-,303	,229	-,359	1	,572	,003	,520	,193
S	-,388	,107	-,396	,572	1	-,063	,481	.307
Ast	,113	,056	,130	,003	-,063	1	,286	,260
T ₅₀₀₀	-,272	,238	-,118	,520	,481	,286	1	,527
HF	-,141	,167	,009	,193	,307	,260	,527	1

Таблица 4.12

Собственные значения корреляционной матрицы для 8 параметров Восточно-Европейской платформы

Компоне	Собственные	% изменчивости	Кумулятивные %
нты	значения		
1	2,782	34,771	34,771
2	1,517	18,962	53,732
3	,936	11,703	65,435
4	,779	9,737	75,172
5	,681	8,507	83,680
6	,595	7,444	91,123
7	,388	4,844	95,968
8	,323	4,032	100,000

Таблица 4.13

Матрица после вращения

	Факторы										
	1	2	3	4							
W	-,303	-,235	,733	-0.06							
Kint	,101	0.04	-0.03	.977							
Moho	,164	-,832	0.07	0.07							
<u>S</u> 1-S3	,291	,741	-0.08	,251							
S	,412	,665	-,315	-0.01							
Ast	,489	-0.03	.706	0,02							
T ₅₀₀₀	,772	,354	0,02	,185							
HF	,843	-0,03	-0,04	0,04							

Результаты факторного анализа этих 8 переменных приведены в таблице 4.14.

		Факторы										
	1(35%)	2(19%)	3(12%)	4(10%)								
w	-,303	-,235	,733	-0.06								
K _{int}	,101	0.04	-0.03	,977								
Moho	,164	-,832	0.07	0.07								
S1-S3	,291	,741	-0.08	,251								
S	,412	,665	-,315	-0.01								
AST	,489	-0.03	,706	0,02								
T ₅₀₀₀	,772	,354	0,02	,185								
HF	,843	-0,03	-0,04	0,04								

Таблица 4.14

Факторы для 8 параметров Восточно-Европейской платформы

Совершенно неожиданно оказалось, что в первый фактор с высоким весом 35% входят тепловой поток HF и температура на глубине 5000 метров (рис. 4.62). Такой результат входит в противоречие с обычными представлениями о древних платформах, как об областях, в которых все термические аномалии, учитывая древний возраст фундамента, давно диссипированы. Средний интервал исчезновения термических неоднородностей, как известно, 80–100 миллионов лет режим. Отсюда можно прийти казаключению – либо мы плохо знаем температурный режим платформы, либо данные о тепловом потоке и глубинных температурах содержат погрешности.



Рис. 4.62. Фактор 1 по 8 параметрам Восточно-Европейской платформы



Рис. 4.63. Фактор 2 по 8 параметрам Восточно-Европейской платформы







Рис. 4.65. Фактор 4 по 8 параметрам Восточно-Европейской платформы

Во второй фактор (рис. 4.63) с весом 19% входит глубина границы Мохо, которая противопоставляется мощности осадочного чехла S и разности главных напряжений в земной коре s_1 - s_3 . Этот фактор может быть проинтерпретирован как влияние на новейшую геодинамику глубинных неоднородностей,

вызванных рифейским и позднедевонским рифтогенезом. Наибольшие мощности осадков, согласно правилу Шатского, приурочены к областям развития авлакогенов (древних рифтов). Этот же фактор влияет на напряженное состояние земной коры, регулируемое силой отталкивания от дивиргентных границ литосферных плит (ridge push).

Третий фактор (рис. 4.67, вес 12%) включает в себя амплитуды новейших вертикальных движений и гравитационное влияние верхней мантии. Этот фактор показывает, что новейшие тектонические движения, как и более древние, в пределах платформенных областей связаны с глубинными плотностными неоднородностями.

И, наконец, интенсивности кривизн новейших движений составляют четвертый фактор с весом (рис. 68, 10%). Можно предположить, что этот фактор связан с горизонтальными напряжениями, вызванными силой push. На основе факторов проведен кластерный анализ, в результате которого выделено 15 основных геодинамических районов, показанных в таблицах 4.15–4.16 и на рис. 4.69.

Таблица 4.15

Финальные центры 15 классов Восточно-Европейской платформы по 4 факторам. Синий цвет – пониженные значения фактора, зеленый цвет – умеренные значения и оранжевый цвет – повышенные значения фактора

Факт	Классы														
оры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	0.02	0.22	3.35	1.73	0.72	0.86	2.28	0.66	1.19	-0.98	-1.52	1.23	-0.38	-1.64	0.31
2	0.11	-0.9	-2.27	-0.07	0.74	-1.34	-1.31	-1.12	-0.42	0.76	-1.76	1,89	-0.68	-0.85	-0.45
3	3.09	-0.63	-9.16	0.51	-0.08	-5.46	-6.32	-2.93	-1.07	0.41	-1.48	-1.94	2.42	-1.55	0.70
4	8.40	-0.13	7.54	1.73	-0.13	22.1	12.88	10.09	4.54	0.08	19.6	-0.04	14.81	-0.09	-0.22

Таблица 4.16

Число ячеек в каждом из 15 классов Восточно-Европейской платформы

Класс	1	22
	2	483
	3	319
	4	343
	5	2
	6	871
	7	252
	8	2
	9	534
	10	722
	11	304
	12	22
	13	89
	14	831
	15	161
Всего		4965

Таблица 4.17

Иерархический кластерный анализ по четырем факторам. Дендрограмма по методу средних связей между кластерами



В таб.4.17 показана дендрограмма иерархического кластерного анализа, полученная в результате обработки данных о финальных центрах кластеров из таблицы 4.15. Такая дендрограмма позволяет наглядно выявить таксономическую близость между отдельными классами земной коры и оценить ее численно, формализованно. Из этой дендрограммы видно, что классы 6 и 11 максимально удалены от всех остальных классов. Эта дендрограмма помогает так же объединять малочисленные классы, в которых, например, менее 30 ячеек, с их ближайшими таксономическими соседями.

Самый распространенный класс – это 6-й, занимающий по площади 17, 6% всей платформы. Он характеризуется умеренным разогревом коры, слабым влиянием глубинных неоднородностей, слабыми новейшими движениями и сильными поверхностными напряжениями (таб. 4.15). Этот класс распространен достаточно широко на юге и юго-западе платформы, слагая почти полностью Азово-Кубанскую впадину, Причерноморскую моноклиналь и южную половину Украинского выступа. Широко распространен этот тип земной коры в восточной части платформы, где он слагает практически весь Вятско-Камский выступ, южную часть Североувальского выступа, западную часть Оренбургского выступа и восточную часть Приволжского выступа. Кроме этого, данный тип земной коры встречается и в центральной части платформы, однако тут он образует узкие протяженные зоны, отделяющие некоторые новейшие тектонические структуры друг от друга. Так этот тип коры отделяет юго-восточную часть Среднерусского выступа от Прикаспийской впадины и Приволжского выступа, южную часть Верхневолжской впадины от Окско-Донецкой структурной ступени, а также Прибалтийскую впадину от Припятской моноклинали. Из таблицы 4.14 видно, что 6 класс земной коры имеет следующие характеристики по факторам: 1-й – 0.85, 2-й -1.34, 3-й -5.46 и 4-й – 22.1.



Рис. 4.66. Карта геодинамического районирования Восточно-Европейской платформы по четырем факторам

Вторым по распространенности является класс земной коры 14, занимающий 16,8% площади платформы. Этот класс характеризуется слабым разогревом коры, умеренным влиянием глубинных неоднородностей, умеренными новейшими движениями и слабыми поверхностными напряжениями коры. В отличие от предыдущего 6-ого класса, этот распространен более компактно, в центральной и западной части платформы. Так, в центре, он составляет боль-

шую часть Среднерусского выступа, Окско-Донской структурной ступени, Прибалтийской впадины и Припятской моноклинали. Кроме этого, данный тип составляет северную часть Приволжского выступа, северную часть Украинского выступа, восточную часть Приднепровской впадины и южные части Валдайского выступа, Балтийско-Ладожской структурной ступени и Верхневолжской впадины. Кроме этого есть незначительные по площади участки в центре Североувальского выступа и на восточной границе Вятско-Камского выступа, которая отделяет его от Кунгурского выступа и от Оренбургского выступа, а также на границе Украинского выступа и Причерноморской моноклинали. Этот тип земной коры имеет следующие характеристики по факторам 1-й -1.64, 2-й -0.85, 3-й -1.55 и 4-й -0.09. Отметим, что 14 класс имеет протяженную границу с 6-м классом в пространстве, то есть топологически они оказываются близкими соседями, а по таксономии они располагаются далеко друг от друга.

Это может свидетельствовать о том, что граница между ними является резкой и четкой с геолого-геофизической точки зрения.

Третий по распространенности тип это 10-й. Он занимает 14,56 % плошади платформы и распространен преимущественно на севере Восточно-Европейской платформы, где он занимает большую часть обширной Мезенской впадины и Тиманского выступа. Этот класс характеризуется слабым разогревом коры, высоким влиянием глубинных неоднородностей, интенсивными новейшими движениями и умеренными поверхностными напряжениями коры. Кроме того, этот тип земной коры составляет западную часть Печерской впадины, восточную часть Балтийского выступа, северную часть Прибалтийской впадины, восточную же часть Балтийско-Ладожской ступени и Североувальского выступа. На востоке платформы, практически на границе с Уралом, этот тип земной коры присутствует в восточной части Вятско-Камского выступа, Кунгурского выступа и в южной части Оренбургского выступа. Из этого следует правомерное предположение, что данный тип земной коры платформы, характеризующийся значениями факторов: 1-й -0.979, 2-й 0.76, 3-й 0.41 и 4-й 0.08, является пограничным, переходным к Уралу. Наиболее протяженная граница у 10 класса с 6-м классом. Кроме этого есть протяженные границы с 9-м, 11-м классом и со 2-ым. Из перечисленных соседних классов, 10-й класс относительно близок таксономически к 9-ому, а далее всего от классов 6 и 11.

Четвертый по распространенности тип это 9-й класс, занимающий 10,76% всей площади платформы. Этот класс характеризуется высоким разогревом коры, умеренным влиянием глубинных неоднородностей, умеренными новейшими движениями и средними поверхностными напряжениями. Более всего он распространен на Балтийском выступе, составляя большую его часть кроме восточной. Этот тип земной коры составляет также почти весь Кунгурский выступ, южную часть Тиманского выступа, центр Оренбургского выступа, центр Балтийско-Ладожской структурной ступени, в районе Чудского озера. Значительный участок с этим типом коры расположен на сочленении Валдайского выступа, Балтийско-Ладожской ступени и Мезенской впадины. Этот тип коры также отделяет Мезенскую впадину от Балтийского выступа, до Белого моря. Этот тип земной коры платформы характеризуется значениями факторов: 1-й 1.19, 2й -0.41, 3-й -1.07 и 4-й 4.54. Граничит он преимущественно с классом 10, хотя таксономически они все же отдалены, таксономическое расстояние между ними равно 7, таб. 4.16.

Пятый по распространенности тип это 2-й класс, занимающий 9,56 %. Этот тип характеризуется умеренным разогревом коры, умеренным влиянием глубинных неоднородностей, умеренными новейшими движениями и слабыми поверхностными напряжениями. Больше всего этот тип распространен в Печерской впадине, занимая большую ее, северо-восточную часть, а также этот тип располагается на западной и северной границе Прикаспийской впадины. Узкая полоса земной коры с типом 2 отделяет Приднепровскую впадину от Украинского выступа и Причерноморской моноклинали. Этот тип земной коры платформы характеризуется значениями факторов: 1-й – 0.22, 2-й -0. 9, 3-й -0.63 и 4й -0.13. Граничит он преимущественно с классом 10 в Печерской впадине, с классом 6 в Приднепровской впадине и с внешней части Прикаспийской впадины. С внутренней стороны Прикаспийской впадины этот тип граничит с классом 3. Таксономическое расстояние 2-ого класса с 10-м равно 7, с 3-м равно 12 единиц, а с 6-м 17 единиц.

Класс 4 распространен преимущественно на западной периферии, в районе Ботнического и Рижского заливов, а это районы с недостаточно достоверной изученностью с точки зрения амплитуд новейших движений и, соответственно, кривизн этих движений. Поэтому подробно останавливаться на:анализе этого класса не целесообразно. В меньшей степени этот тип земной коры встречается на Кольском п-ове и на границе Мезенской впадины и Балтийского выступа.

Шестой по распространенности тип земной коры это 3-й класс, занимающий 6,4 % площади платформы и распространенный в основном на юго-востоке платформы, где он занимает большую часть Подуральского выступа и значительную часть, 50 % Прикаспийской впадины. Этот класс характеризуется высоким разогревом коры, слабым влиянием глубинных неоднородностей, преобладанием новейших прогибаний и умеренными поверхностными напряжениями. Кроме этого данный тип земной коры встречается в южной части Приднепровской впадины. Этот тип земной коры платформы характеризуется значениями факторов: 1-й 3.35, 2-й -2.27, 3-й -9.16 и 4-й 7.54. Следует обратить внимание на то, что эти значения, являющиеся центрами кластеров (классов), максимальные по 1-ому, 2-му и по 3-му факторам. Граничит земная кора 3-го класса в основном с корой 7-го класса и 2-го класса, причем с 7 классом она близка, таксономическое расстояние только 4.

Земная кора типа 11 класса занимает 6.12 % площади платформы. Этот тип коры характеризуется пониженным разогревом коры, сильным влиянием глубинных неоднородностей, умеренными новейшими движениями и высокими поверхностными напряжениями. Размещена она в основном на севере платформы, занимая часть Балтийского выступа в районе Кольского полуострова и Белого моря. Кроме этого небольшие участки земной коры этого типа отделяют Мезенскую впадину от Тиманского выступа и от Североувальского выступов. Граничит 11-й класс преимущественно с классом 10, хотя таксономическое расстояние между ними равно 24. Этот тип земной коры платформы характеризуется значениями факторов: 1-й -1.52, 2-й -1.76, 3-й -1.48 и 4-й 19.6.

Земная кора 7-го класса занимает 5.1 % площади платформы, и это последний из рассматриваемых нами классов, который формирует значительную часть, 50% хотя бы одной тектонической структуры, в данном случае – Прикаспийской впадины, занимая ее центральную и южную части. Кроме этого небольшие участки земной коры этого типа имеются на юге Приднестровской впадины. Этот тип земной коры платформы характеризуется высоким разогревом коры, слабым влиянием глубинных неоднородностей, сильными новейшими прогибаниями и высокими поверхностными напряжениями. Значения факторов здесь такие: 1-й 2.28, 2-й -1.31, 3-й -6.32 и 4-й 12.88. Граничит этой тип земной коры в основном с земной корой 3-го класса, в отдельных случаях – с корой 2-го класса.

Последний класс, который рассмотрим, это 15-й, занимающий 3.4 % площади платформы. Этот класс характеризуется умеренным разогревом коры, умеренным влиянием глубинных неоднородностей, преобладанием новейших поднятий и слабыми поверхностными напряжениями. Этот класс встречается на границе Приднепровской впадины и Украинского выступа, Азово-Кубанской впадины и Причерноморской моноклинали, а также на самой южной границу платформы, а именно в южной части Причерноморской моноклинали. Этот тип земной коры платформы граничит в основном с классом 6, и характеризуется значениями факторов: 1-й 0.308, 2-й -0.452, 3-й 0.70 и 4-й -0.22.

Оставшиеся классы – 1, 5, 8, 12 и 13, являются малораспространенными. и встречаются преимущественно на активных границах платформы – Карпаты, Кавказ. Например, 13-й класс распространен в Ставропольском выступе. Таким образом, самими распространенными оказались 9 типов земной коры из 15. В самых общих чертах типизация земной коры Восточно-Европейской платформы может быть охарактеризована так: в центре платформы развита земная кора класса 14, она обрамляется со всех сторон корой типа 6, далее за ней с севера и востока следует кора типа 10. На севере кора типа 10 сменяется последовательно с запада на восток корой типа 9, корой типа 11 и корой типа 2. На юго-востоке, кора типа 6 и кора типа 10 сменяются последовательно корой типа 2, корой типа 3 и корой типа 7 в Прикаспийской впадине.

Проверим, как будет выглядеть карта районирования, если для классификации взять не 4 фактора из таблицы 4.14, а только первые два, описывающие 54% общей изменчивости. По данным таб. 4.12, третий и четвертый факторы имеют собственные значения менее 1, поэтому их можно отвергнуть на этом формальном основании. На рис. 4.67 показана карта геодинамического районирования Восточно-Европейской платформы по первым двум факторам. В этом случае мы обойдемся без третьего фактора. В него входят амплитуда вертикальных новейших тектонических движений w и гравитационное влияние верхней мантии Ast, величина расчетная, значения которой довольно сильно зависят от принимаемой плотностной модели верхней мантии.

Таблица 4.18

Финальные центры 15 классов Восточно-Европейской платформы для модели из двух факторов

Классы															
Факто	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ры															
1	-2,5	-,24	-,78	-,56	2,62	-,49	-3,34	1,17	-,47	1,11	,25	,79	,18	1,54	3,09
2	,17	-,50	1,21	-1,30	,55	-2,13	-3,57	-,30	,39	,09	-,03	-1,0	1,26	1,08	-,63





Исключим в этом случае и четвертый фактор, который вызван практически одной величиной – интенсивностью кривизн новейших тектонических движений K_{int}, которая в некоторых случаях очень хороша для геодинамического районирования, потому как отражает поверхностные напряжения, сильно влияющие на сейсмичность в сейсмоактивных регионах.

Таблица 4.19

Иерархический кластерный анализ Восточно-Европейской платформы по двум факторам. Дендрограмма по методу средних связей между кластерами.



На платформах сейсмоактивность минимальная, поэтому попробуем вариант геодинамического районирования без четвертого фактора из таблицы 4.14. В таблице 4.18 приведены значения финальных центров 15 классов после процедуры классификации. На их основании построена дендрограмма, показанная в таб. 4.19.

В таб.4.19 показана дендрограмма иерархического кластерного анализа, полученная для двух первых факторов и Восточно-Европейской платформы из таблицы 4.14. Такая дендрограмма позволяет наглядно выявить таксономическую близость между отдельными классами земной коры и оценить ее численно, формализовано.



Рис. 4.68. Положение центров 15 классов Восточно-Европейской платформы в системе координат двух главных факторов. Вертикальная ось – фактор 1, горизонтальная ось – фактор 2

На рис 4.68 показано положение центров 15 классов Восточно-Европейской платформы в системе координат двух главных факторов. Вертикальная ось, или первый фактор, соответствует тепловому режиму, а горизонтальная ось, или второй фактор, соответствует влиянию глубинных неоднородностей, вызванных рифейским и позднедевонским рифтогенезом. Из дендрограммы рис. 4.19 видно, что классы 1 и 7 настолько малочисленны, что их надо объединить с таксономически ближайшим к ним классом 4. Остальные классы достаточно представительны, от 148 в пятнадцатом до 950 в пятом классе, поэтому их целесообразнее оставить на карте рис. 4.67. Раскраска класс карт рис. 4.66 и рис. 4.67 подобрана так, чтобы максимально облегчить визуальное сравнение. Сходство двух карт геодинамического районирования, по двум и по четырем факторам оказывается весьма высоким. Основные выделенные структурные элементы геодинамического районирования совпадают, различие проявляется в деталях, а так же в том, что на карте по четырем факторам, рис. 4.66 после объединения незначительных по численности классов осталось 9 больших классов, а на карте с рис. 4.67 осталось 13 классов. Из-за этого карта районирования по двум первым факторам визуально выглядит более детализированной. Однако данные дендрограммы из табл. 4.19 позволяют нам объединить, при желании генерализировать карту, классы 2-й и 9-й, 3-й и 8-й, 6-й и 11-й, 10-й и 14-й. Однако и без такого объединения, следует отметить, что сходство результатов геодинамического районирования по двум и по четырем факторам оказывается достаточно высоким, откуда можно сделать следующий вывод – в случае Восточно-Европейской платформы использование только двух главных факторов из четырех оказывается вполне достаточным и приводит к результатам, близким к районированию по всем четырем факторам. То есть, вклад третьего (12% общей изменчивости, Ast, w) и четвертого факторов (10% общей изменчивости, K_{int}) в результат кластерного анализа и геодинамического районирования оказывается незначительным, и для целей геодинамического районирования можно обойтись и двумя первыми факторами. При этом на карте по районированию по двум факторам выделилась архангельская кимберлитовая провинция (рис. 4.67, 12-й класс).

4.6. ВЫВОДЫ

1. Корреляция между 5 отдельными структурными планами показывает только наличие положительной связи, например, для венда и артинского яруса перми, между верхним девоном (сартанский горизонт франского яруса) и средним карбоном (верейский горизонт московского яруса).

2. Применение факторного анализа к 5 структурным планам дало два значимых фактора, причем вклад первого фактора в суммарную изменчивость составляет 53%, что является очень хорошим результатом. Как следует из первого фактора, между структурными планами для венда, верхнего девона и среднего карбона существует тесная связь. Неожиданный результат дает второй фактор, показывающий, что между глубиной залегания фундамента ВосточноЕвропейской платформы и кровлей отложений артинского яруса нижней перми существует сильно выраженная положительная связь.

3. Применение факторного анализа к 24 картам мощностей осадков Восточно-Европейской платформы позволило выделить 8 отдельных площадных режимов осадконакопления. Самый стабильный и длительный режим наблюдался в раннем триасе – средней юре (T₁–J₂) и затем в меловое время (K₁–K₂). Самый краткий был в поздней юре J₃. Структура бассейнов осадконакопления за это время поменялась 10 раз. Причем в трех случаях произошло возвращение к древней, уже имевшей место структуре бассейнов – это было в раннем ордовике O₁, раннем девоне D₁ и в раннем мелу K₁. Применение факторного анализа к картам мощностей осадков Восточно-Европейской платформы и к картам градиентов мощностей дало сходные результаты.

4. Корреляционный анализ температур и теплового потока Восточно-Европейской платформы, показал, что сильная положительная корреляция наблюдается между температурами в верхней части земной коры – на глубинах 1000, 2000, 3000 метров. Корреляция во второй части таблицы – между тепловым потоком, температурой на глубине 5000 метров и поверхности Моћо достигает значений 0.5–0.6. При факторном анализе выделен первый фактор, который дает 54,6% изменчивости и объединяет температуры на глубинах 1000, 2000 и 3000 метров. Второй фактор дает 30% общей изменчивости и объединяет тепловой поток HF, температуры на поверхности Моћо и глубине 5000 метров. Причина такого различия – объясняется большой раздробленностью верхних 3000 метров земной коры и подвижностью флюидов. Эта подвижность флюидов и обеспечивает своеобразный и гомогенный температурный режим в верхних 3000 метрах земной коры.

5. В результате анализа более 20 геолого-геофизических параметров выделено 8 самых информативных параметров, которые в дальнейшем использовались для геодинамического районирования литосферы Восточно-Европейской платформы. Принципиально новым в нашем подходе явилось использование интенсивности кривизн новейших движений и разности минимального и максимального главных значений тензора напряжений в литосфере, характеризующих напряженное состояние литосферы.

6. Применение факторного анализа к 8 важнейшим параметрам Восточно-Европейской платформы позволило выделить четыре основных фактора, которые откартированы и проанализированы.

7. Совершенно неожиданно оказалось, что в первый фактор с высоким весом 35% входят тепловой поток HF и температура на глубине 5000 метров. Такой результат входит в противоречие с обычными представлениями о древних платформах, как об областях, в которых все термические аномалии, учитывая древний возраст фундамента, давно диссипированы. Средний интервал исчезновения термических неоднородностей, как известно, 80–100 миллионов лет режим. Отсюда можно прийти к заключению – либо мы плохо знаем температурный режим платформы, либо данные о тепловом потоке и глубинных температурах содержат погрешности.

8. Во второй фактор с весом 19% входит глубина границы Мохо, которая противопоставляется мощности осадочного чехла S и разности главных напряжений в земной коре *s*₁-*s*₃. Этот фактор может быть проинтерпретирован как влияние на новейшую геодинамику глубинных неоднородностей, вызванных рифейским и позднедевонским рифтогенезом. Этот же фактор влияет на напряженное состояние земной коры, регулируемое силой отталкивания от дивиргентных границ литосферных плит (ridge push).

9. Третий фактор с весом 12%, включает в себя амплитуды новейших вертикальных движений и гравитационное влияние верхней мантии. Этот фактор показывает, что новейшие тектонические движения, как и более древние, в пределах платформенных областей связаны с глубинными плотностными неоднородностями. 10. Интенсивности кривизн новейших движений составляют четвертый фактор с весом (рис. 68, 10%). Можно предположить, что этот фактор связан с горизонтальными, поверхностными напряжениями литосферы.

11. На основе полученных четырех факторов проведен кластерный анализ, в результате которого выделено 15 основных геодинамических типов литосферы.

12. Для выделенных 15 классов проведен иерархический кластерный анализ, получена и проанализирована дендрограмма связей между классами, установлены формализованные таксономические отношения.

13. Таким образом, самими распространенными оказались 9 типов земной коры из 15. В самых общих чертах типизация земной коры Восточно-Европейской платформы может быть охарактеризована так: в центре платформы развита земная кора класса 14, она обрамляется со всех сторон корой типа 6, далее за ней с севера и востока следует кора типа 10. На севере кора типа 10 сменяется последовательно с запада на восток корой типа 9, корой типа 11 и корой типа 2. На юго-востоке, кора типа 6 и кора типа 10 сменяются последовательно корой типа 3 и корой типа 7 в Прикаспийской впадине.

14. В случае Восточно-Европейской платформы, использование только двух главных факторов из четырех оказывается вполне достаточным и приводит к результатам, близким к районированию по всем четырем факторам, с сохранением самых существенных и характерных черт. То есть, вклад третьего и четвертого факторов в результат геодинамического районирования оказывается незначительным, и для этой задачи можно обойтись и двумя первыми факторами.

ГЛАВА 5. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Проблема геодинамического районирования выходит за пределы отдельно взятой научной дисциплины и требует привлечения геологических, геофизических и, как стало сравнительно недавно очевидным, и изотопно-геохимических данных. Последние позволяют связать данные химической геодинамики и сейсмической томографии, а это, в свою очередь, дает возможность получить представление о глубинности процессов, определяющих новейшую тектоническую активность.

Примеры районирования по одному отдельно взятому параметру достаточно хорошо известны (например, по возрасту складчатости или амплитудам новейших тектонических движений в геотектонике). Такие карты можно назвать аналитическими в отличие от карт синтетических, основанных на анализе комплекса признаков или параметров.

Составление карт геодинамического районирования по комплексу признаков требует разработки соответствующей методики, и в современной литературе известно не так много примеров такого вида работ. Как показал опыт исследований [33, 37, 43, 41, 189], наиболее важным аспектом данной проблемы является выбор исходных параметров – признаков показателей геодинамического режима.

Методика выбора параметров, использованная нами, основана на факторном анализе, позволяющем из всего массива геолого-геофизических данных отобрать те, которые вносят существенный вклад в суммарную изменчивость. Оптимальным для такой процедуры является метод главных компонент факторного анализа [54, 56].

В силу как объективных (природа объекта), так и субъективных (состояние изученности) причин геодинамическое районирование всей территории Северной Евразии не может быть проведено на основе одних и тех же признаков-показателей. Так, например, если для активных областей можно использовать такой важный для геодинамики фактор сейсмическая активность, то стабильные блоки литосферы (древние и молодые платформы) практически асейсмичны. Также существует различие и в степени изученности физических полей, в первую очередь, теплового потока и ряда других. И, наконец, такая огромная территория как Северная Евразия, которая является объектом настоящего исследования, изучена крайне неравномерно: для отдельных обширных областей как, например, Северо-восток Евразии, данные о глубинном строении практически отсутствуют. По указанным причинам геодинамической районирование Северной Евразии проводилась раздельно для стабильных и активных блоков, результаты которого затем были «сшиты» в единую карту.

5.1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

В процессе составления карты новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5 000 000 [75, 118] была составлена база геолого-геофизических данных основных параметров, характеризующих современные геодинамические режимы. Основные геоструктурные области, выделенные на основе анализа новейшей тектоники, показаны на рис. 2.1. Как видно, значительную часть территории Северной Евразии составляют стабильные блоки литосферы – древние и молодые платформы, которые на новейшем этапе различаются разной степенью унаследованости от древнего структурного плана [119].

В данной главе мы рассматриваем только континентальную часть Северной Евразии, для которой нами отобраны следующие геолого-геофизические параметры (табл. 5.1).

Часть из приведенных в табл.5.1 параметров получена на основе соответствующих карт (новейшие тектонические движения, плотность разломов по результатам дешифрирования космических снимков и др. [119]), другие являются результатом пересчета тех или иных первичных данных (сейсмотектонические деформации, мантийные гравитационные аномалии и др. [119]). Все данные оцифрованы в ячейках размером 20' по широте и 30' по долготе.

Таблица 5.1

Геолого-геофизические параметры Северной Евразии, отобранные для факторного анализа

- *w* амплитуда новейших движений, км (рис. 2.6)
- Grad градиенты новейших движений, м/км (рис. 2.7)
- К_{int} интенсивность кривизн новейших движений, 1/км (рис. 2.12)
- Moho глубина поверхности Мохо, км (рис. 5.1)
- Faults плотность разломов земной коры, дешифрированных по снимкам, 1/1000 км
- HF тепловой поток, мВт/м² (рис. 5.2)
- Т_{Моho} температура на поверхности Мохо, градусы С^о (рис. 5.3)
- Fund глубина залегания консолидированного фундамента, км (рис. 5.4)
- MAno мантийные гравитационные аномалии, мГал (рис. 5.5)
- ResReg результирующие региональные аномалии силы тяжести, мГал (рис. 5.6)
- ResLoc результирующие локальные аномалии силы тяжести, мГал (рис. 5.7)
- МАп₂₄₀₀ мантийные гравитационные аномалии с длиной волны менее 2400 км, мГал (рис. 5.8)
- Iso изостатические аномалии, мГал (рис. 5.9)
- DispI дисперсия изостатических аномалий, мГал² (рис. 5.10)
- s_1 - s_3 максимальные касательные напряжения в литосфере, 10*мПа (рис. 5.11)
- V_{stress} вертикальные напряжения в земной коре, 10*мПа (рис. 5.12)
- A₁₀ сейсмическая активность, –log₁₀N (рис. 5.13)
- у –Наклон графика повторяемости землетрясений
- STD сейсмотектонические деформации, логарифмическая шкала.



Рис. 5.1. Карта поверхности Мохо, км

Для рассматриваемой территории имеется карта рельефа поверхности Мохоровичича, построенная в результате обобщения разнообразных геофизических, в основном сейсмических, данных [165]. Эта карта была дополнена существенно новыми данными для Западной Европы [196], района Кавказа – Копет-Дага и сопредельных областей [202], Байкала и сопредельных территорий (соответствующая карта была подготовлена в Институте Земной коры СО РАН под рук. Г.К. Леви), Китая и Монголии [213]. Наиболее существенные дополнения были внесены для территории России, для которой подготовлена новая карта глубин до границы Мохо за исключением ее северо-восточной части, по данным, подготовленным в центре ГЕОН под руководством С.Л. Костюченко [208]. Результирующая карта показана на рис. 5.1.

Как уже указывалось выше, провести геодинамическое районирование для всей территории Северной Евразии в силу резко различной изученности стабильных и активных областей не представляется возможным, поэтому ниже рассматриваются признаки-показатели, которые были отобраны на основе корреляционного и факторного анализа для проведения геодинамического районирования этих областей.



Рис. 5.2. Карта теплового потока, мВт/м²



Рис. 5.3. Карта температур на поверхности Мохо, градусы C^0



Рис.5.4. Карта глубин поверхности консолидированного фундамента, км

<u>Новейшие тектонические движения, w (рис. 2.6).</u> Данные о вертикальных движениях земной коры (ВДЗК) за новейший этап развития позволяют сделать важные выводы о тектонических особенностях развития исследуемого региона. На основе этих данных недавно в масштабе 1:5000000 впервые была построена карта новейшей тектоники Северная Евразия [44, 75, 118]. На этой карте, отражающей вертикальные движения земной коры за новейший тектонический этап, впервые в единой легенде показана новейшая структура материковой части Северной Евразии и прилегающих акваторий. Карта дает представление об интенсивности и направленности ВДЗК (за неоген-четвертичное время) и об их распределении на территории Северной Евразии (рис. 2.6). На ней показаны материковые и океанические платформы, континентальные и океанические рифты, орогенические области, впадины глубоководных морей и области предрифтового режима, островные дуги, глубоководные желоба и задуговые бассейны [75, 118]. Данные о новейших тектонических движениях, представленные на карте, открывают возможность определить ряд геометрических характеристик деформирования литосферы за изучаемый этап развития [119], которые используются в данной работе.

<u>Интенсивность кривизн, *K*int</u> (рис. 2.12). Определение деформационных характеристик, вызванных ВДЗК, представляет интерес для многих геодинамических и сейсмологических приложений: для определения напряженного состояния литосферы, для выявления закономерностей пространственного распределения сейсмичности, для проблемы сокращения земной коры и т.д. Кривизны изгибаемой литосферы выгодно отличаются от амплитуд и градиентов ВДЗК тем, что они инвариантны по отношению к движению изучаемого блока литосферы как жесткого целого, и поэтому, в частности, могут быть связаны в рамках корректных геодинамических моделей с действующими тектоническими напряжениями [58, 59].

Для анализа напряженно-деформированного состояния литосферы интерес представляют не сами амплитуды *w*, а характеристики их относительного изменения в пространстве. К ним относятся величины модуля градиента амплитуд ВДЗК (рис. 2.7) и кривизны поверхности (рис. 2.9–2.13), созданной ВДЗК. Одной из побудительных причин для исследования характеристик относительного изменения амплитуд ВДЗК явился поиск корреляции между тектоническими движениями и сейсмичностью.

В рамках модели малых упругих изгибных деформаций изотропной литосферы тензор кривизны-кручения соосен с тензором изгибающих моментов, средняя кривизна K_{mean} (рис. 2.11) связана с возмущениями средних в плоскости литосферы напряжений. А интенсивность изгибных деформаций (рис. 2.12), определяемая как $h(K_{\text{max}}-K_{\text{min}})/2$ (h – мощность литосферы), влияет на изменение интенсивности сдвиговых деформаций и, в конечном счете, на возмущение максимального касательного напряжения [101].

Как показано во второй главе, средние по площади значения интенсивности кривизны могут рассматриваться в качестве скалярной характеристики, наиболее надежно и адекватно определяющей особенности деформирования большинства регионов. Мантийные гравитационные аномалии (рис. 5.5–5.8). Плотностные неоднородности верхней мантии, связанные с аномалиями поля температур и химического состава, являются одной из главных движущих сил как вертикальных, так и горизонтальных движений литосферных блоков. Поэтому учет этих неоднородностей при геодинамическом районировании имеет определяющее значение. Вместе с тем, выделение мантийных аномалий представляет большую проблему. Наблюденное гравитационное поле представляет собой сумму влияний аномальных масс практически всей Земли, поэтому непосредственное его использование невозможно. Данные сейсмологии также нельзя использовать напрямую, так как скорости сейсмических волн зависят от множества факторов. Таким образом, необходимо выделить из наблюденного гравитационного поля составляющую, которая обусловлена влиянием мантийных плотностных неоднородностей. Для решения этой проблемы необходимо построить плотностную модель коры.

Используемая в настоящей работе плотностная модель коры Северной Евразии основана на синтезе значительного объема информации, полученной с использованием различных геолого-геофизических методов. Основные этапы ее построения отражены в серии работ, здесь перечислены только некоторые из них [164, 71, 73]. Охарактеризуем кратко основные особенности плотностной модели Северной Евразии.

Суммарный эффект плотностных неоднородностей осадочного чехла достигает –100 мГал, причем соответствующие аномалии могут быть настолько протяженными, что никакая низкочастотная фильтрация, обычно используемая для выделения глубинной составляющей, не позволит подавить их влияние. Для определения гравитационного влияния осадков были подготовлены карты мощности и средней плотности осадочного чехла, представленные в работе [165].



Рис. 5.5. Карта мантийных аномалий гравитационного поля, мГал



Рис. 5.6. Карта результирующих региональных аномалий гравитационного поля, мГал



Рис. 5.7. Карта результирующих локальных аномалий силы тяжести, мГал

Эти карты были несколько откорректированы с учетом более поздних детальных исследований [202], а также с учетом информации, предоставленной китайскими геофизиками в рамках совместного проекта [185]. В результате было определено гравитационное поле, создаваемое плотностными неоднородностями осадочного чехла относительно постоянной плотности 2,7 г/см³, которая может быть принята в качестве "нормальной" плотности верхней части консолидированной коры в отсутствие осадков. Можно предположить, что погрешность определения этого поля не превышает 10–15 мГал для достаточно протяженных структур, размеры которых превышают первые сотни километров. Разумеется, большое количество локальных осадочных бассейнов осталось по-прежнему за рамками данного исследования, однако их влияние легко устранимо посредством низкочастотной фильтрации.

Аномальное гравитационное поле, создаваемое за счет вариаций границы М, вычислялось в предположении, что перепад плотности на ней равен 0,43 г/см³ и не изменяется от региона к региону. Указанное значение разности средних плотностей консолидированной коры и верхней мантии наилучшим образом соответствует статистической связи вариаций границы М и приповерхностной нагрузки, представленной вариациями топографии и суммарными плотностными неоднородностями осадочного чехла [165]. Таким образом, остаточные аномалии, получаемые после устранения всех эффектов, связанных с неоднородностями коры, в том числе и с изменениями ее мощности, будут указывать на те места, где исходное предположение об однородности консолидированной коры и верхней мантии нарушено, т.е. на вариации плотности в низах коры и верхней мантии.

Оценка гравитационного эффекта плотностных неоднородностей консолидированной коры была получена на основании анализа скоростей сейсмических волн [73]. Предполагалось, что их изменения непосредственно связаны с вариациями плотности. Таким образом, надежность этой информации сушественно ниже, чем описанных выше данных. Этот фактор необходимо учитывать при анализе мантийных аномалий силы тяжести, которые в определенной степени обусловлены также неучтенными (или неправильно учтенными) аномалиями плотности в консолидированной коре.

После устранения гравитационных эффектов осадочного чехла, вариаций глубин до границы Мохоровичича и аномалий плотности консолидированной коры из наблюденного гравитационного поля были получены остаточные мантийные аномалии силы тяжести. Амплитуды мантийных аномалий для территории Северной Евразии достигают ±250 мГал. Наиболее заметной особенностью полученного поля является явное разделение его на региональную и локальную составляющие. Региональная часть в первом приближении не зависит от особенностей строения коры: громадные области, характеризуемые аномалиями преимущественно одного знака, включают достаточно разнородные структуры. Для северной и центральной частей Евразии характерны интенсивные положительные аномалии со средней амплитудой 100–150 мГал. В пределах Северной Евразии региональная составляющая поля мантийных аномалий находится в хорошем соответствии с аномалиями скоростей V_s на глубинах свыше 100 км, полученных на основании данных поверхностных воли [226]. Это позволяет

связать региональные аномалии плотности верхней мантии с распределением температуры на этих же глубинах. Горизонтальные размеры этих аномалий соответствуют размерам основных конвективных ячеек в мантии, даваемых численными методами, например, [237, 238].

В отличие от регионального поля, поле остаточных аномалий с длинами волн менее 2000–2500 км имеет ясную привязку к конкретным тектоническим структурам. Это поле показано на рис. 5.8.



Рис. 5.8. Карта мантийных гравитационных аномалий с длинами волн менее 2400 км, мГал

В пределах платформенных областей локальные вариации мантийных аномалий существенно меньше, чем в тектонически активных районах. При этом к востоку от линии Тессейра-Торнквиста наиболее выражены положительные аномалии. Например, щиты Восточно-Европейской платформы характеризуются интенсивными положительными остаточными мантийными аномалиями с амплитудой до +100 мГал. Такая же аномалия приурочена к восточной части Урала (Магнитогорской зоне).



Рис. 5.9. Карта изостатических аномалий, мГал



Рис. 5.10. Карта дисперсий изостатических аномалий, в окне 3°х3°, мГал² Значения мантийных аномалий над Тунгусской синеклизой достигают +100 мГал. Этот вывод находится в хорошем соответствии со скоростями про-

дольных волн в верхней мантии, которые здесь повышены. В то же время, к западу от линии Тессейра-Торнквиста четко прослеживается цепь отрицательных мантийных аномалий: Венгерская впадина – Рейнский Грабен – Центральный Французский массив. Следует отметить интенсивные отрицательные маннтийные аномалии вдоль восточной границы Евразии, связанные с окраинными морями. В Центральной Азии обнаруживается две ярко выраженные зоны отрицательных остаточных аномалий. Одна из них расположена к юго-западу от Байкала. Имеются основания отнести эту область, как и несколько менее выраженную область отрицательных аномалий у северо-восточной оконечности Байкала к "горячим" точкам [47]. Другая зона интенсивных отрицательных мантийных аномалий располагается в районе гор Каракорума и Кунь-Луня, лежащих на границе Таримского бассейна и Тибета.

Таким образом, для целей геодинамического районирования Северной Евразии целесообразно использовать поле мантийных аномалий, из которого удалена длинноволновая часть. Это поле характеризует геодинамику континента в целом и в значительной степени маскирует аномалии подкорового слоя, которые собственно и отображают сложную историю различных тектонических структур. Оставшееся поле характеризует структуры литосферы с горизонтальными размерами до 1200 км и, таким образом, соответствует задачам данной работы.

Характеристика напряженного состояния литосферы, *s*₁-*s*₃ (рис. 5.11). Напряженное состояние является одной из важнейших геодинамических характеристик литосферы. Полноценная оценка напряжений представляет сложную задачу, решение которой можно ожидать только в будущем. Вместе с тем, некоторые принципиальные оценки могут быть сделаны уже сегодня. Напряженное состояние литосферы определяется комплексом факторов, которые можно разделить на две группы [239]. К первой группе относятся те из них, которые связаны с силами, действующими на краях литосферных плит, а также крупномасштабными движениями мантийного материала. Соответствующие напряжения, как правило, имеют близкие характеристики для достаточно крупных областей, поэтому обычно называются региональными. Так же, как и в случае длинноволновых мантийных аномалий, использование региональных напряжений для детального геодинамического районирования представляется неэффективным.

К другой группе относятся условно "локальные" напряжения, обусловленные неоднородностями строения и физического состояния коры и верхней мантии, в частности, нарушениями изостатического равновесия. В работе [163] было теоретически показано, что амплитуда локальных напряжений, обусловленных плотностными неоднородностями, даже в изостатически скомпенсированной литосфере может быть того же порядка, что и максимальная амплитуда региональных напряжений. Эти напряжения отображают сложную суперпозицию распределения плотностных неоднородностей в коре и верхней мантии, которые имеют непосредственное отношение к динамике литосферы.



Рис. 5.11. Карта значения разности максимального и минимального главных значений тензора напряжений *s*₁-*s*₃

Для расчета напряжений в верхней части коры используется подход, в рамках которого литосфера, лежащая на эффективно жидком основании, представляется в виде набора упругих слоев, в каждом из которых упругие пара-
метры считаются постоянными, а плотность меняется по горизонтали. Этог метод подробно описан в работах [169, 74, 73]. Для расчетов используется плотностная модель Евразии, представленная в работах [164, 73]. Необходимо отметить, что при расчете напряжений используется достаточно простая модель, которая предполагает упругую реологию. Постановка задачи допускает значительно более широкое трактование полученных результатов, так как в эгом случае имеет место принцип соответствия решений для упругих и вязко-упругих тел. Тестовые расчеты показали, что в верхних 20 км расчетные значения напряжений достаточно устойчивы к изменениям реологии на больших глубинах, которые определяются наименее надежно.

Данная методика была опробована на примере Байкальской рифтовой зоны [74]. Для этой области было показано, что распределение амплитуд расчетных напряжений на глубине 10-20 км хорошо соответствует распределению очагов землетрясений. Таким образом, можно считать, что расчетные напряжения действительно характеризуют, по крайней мере, одну из составляющих полного поля напряжений. Кроме того, для целей геодинамического районирования важно знать не значения тензора напряжений в конкретной точке, а скорее их концентрацию в достаточно протяженных областях. Это как раз тот случай, когда используемая методика наиболее эффективна и надежна. Даже тогда, когда основные источники напряженного состояния литосферы связаны с процессами на границах литосферных плит, как, например, в районе Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса, эти процессы приводят к аномально высокой концентрации плотностных неоднородностей на всех уровнях, так что обшая интегральная оценка, полученная по данной методике, оказывается близка к реальности. Оказывается, что в общем случае неважно, являются ли локальные плотностные неоднородности причиной или следствием аномальных напряжений: в обоих случаях, чем больше дифференциация плотности (начиная с рельефа), тем больше напряжения, даваемые описанным методом.

В данной работе используются результаты расчета локальных напряжений в верхней части коры Северной Евразии, полученные в работах [73, 71]. На

217

рис. 5.11 показаны значения разности максимального и минимального главных значений тензора напряжений s_1 - s_3 ($2\tau_{max}$ – удвоенное максимальное касательное напряжение), полученных после диагонализации полного тензора *T*, рассчитанного в узлах сетки 10'x15' на глубине 12,5 км. Этот параметр может рассматриваться как одна из наиболее общих характеристик напряженного состояния литосферы. Как видно из рис. 5.11, его значения достигают 140 Мпа, что по порядку величины соответствует максимальным амплитудам напряжений, определяемым сейсмическими методами [239].

Общая картина распределения расчетных напряжений в пределах Ссверной Евразии соответствует ожидаемой: тектонически активные области в целом хорошо совпадают с областями повышенных значений параметра τ_{max} . Тем не менее, даже в пределах однотипных структур обнаруживаются их существенные вариации. В частности, орогенические области разделяются на два типа. Кавказ, Копет-Даг, Памиро-Алтай, Тянь-Шань характеризуются чрезвычайно высокими напряжениями (в среднем около 40 Мпа, максимум до 140 Мпа). Для Урала, Алтая и Саян характерны существенно меньшие напряжения (в среднем до 20 Мпа, максимум до 45 Мпа). Платформенные области также разделяются по значению параметра τ_{max} . Максимальные значения характерны для Восточной Сибири, а минимальные – для Западной Сибири. Восточно-Европейская платформа занимает промежуточное положение. Таким образом, этот параметр также был включен в схему геодинамического районирования Северной Евразии.

Другим важным параметром, характеризующим расчетное поле напряжений, может являться значение вертикальных напряжений V_{stress}, распределение которого было также рассчитано для изученной территории. Повышеенные значения этого параметра можно связать с областями, где наиболее вероятны субвертикальные перемещения на границах литосферных блоков, поэтому его иногда называют еще "перерезывающим" напряжением (рис. 5.12)



Рис. 5.12. Карта вертикальных напряжений в земной коре, 10*мПа Ввиду существенного различия между асейсмичными и сейсмоактивными областями, их изучение проведем отдельно, а в завершении объединим результаты в единую карту.

5.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сейсмоактивные области включают орогенические области, материковые рифты и области предрифтового режима [119]. Для сейсмоактивных областей у нас есть такие параметры, характеризующие сейсмический режим, как сейсмическая активность A₁₀ (рис. 5.13), наклон графика повторяемости γ, и сейсмотектонические деформации STD.



Рис. 5.13 Карта сейсмической активности А10

Корреляционная матрица геолого-геофизических параметров для сейсмоактивных областей

	w	Grad	Kint	Moh	Faults	Г _{Моho}	HF	S1-	V _{Stress}	Iso	A ₁₀	γ	ResL	Res	Fund	MAn	Disp	STD
				0				S3					oc	Reg			_Iso	
w	1	-,17	-,08	,37	,29	,08	,04	,11	,17	,21	,02	-,06	-,23	,10	-,35	-,17	-,01	-,03
Grad	-,17	1	,60	,23	,25	,15	,06	,53	,57	-,06	,17	-,16	-,02	,3	,23	,36	,43	-,02
Kint	-,08	,60	1	,23	,28	,22	,11	,48	,56	-,05	,18	-,14	-,04	,27	,16	,27	,4	,00
Moho	,37	,23	,23	1	,35	,01	-,18	,34	,37	,02	,16	-,15	,16	,65	-,07	,44	,24	,00
Faults	,29	,25	,28	,35	1	,09	-,03	,34	,36	-,04	,01	-,28	-,03	,16	-,07	,10	,17	-,17
T _{MOHO}	,08	,15	,22	,01	,09	1	,61	,16	,26	,03	,06	-,16	-,06	,16	,09	,09	,24	-,02
HF	,04	,06	,11	-,18	-,03	,61	1	-,01	,06	,00	,05	,03	-,09	-,03	,05	-,16	,04	,06
S1-S3	,11	,53	,48	,34	,34	,16	-,01	1	,76	-,12	,15	-,29	-,15	,36	,17	,34	,58	-,11
V _{Stress}	,17	,57	,56	,37	,36	,26	,06	,76	1	,03	,15	-,25	-,07	,38	,12	,37	,59	-,07
ISO	,21	-,06	-,05	,02	-,04	,03	,00	-,12	,03	1	,01	,03	,21	,02	-,20	,05	-,07	,03
A ₁₀	,02	,17	,18	,16	,01	,06	,05	,15	,15	,01	1	,64	-,07	,28	,11	,11	,18	,91
γ	-,06	-,16	-,14	-,15	-,28	-,16	,03	-,29	-,25	,03	,64	1	,04	,03	,02	-,07	-,10	,83
ResLoc	-,23	-,02	-,04	,16	-,03	-,06	-,09	-,15	-,07	,21	-,07	,04	1	,16	,08	,49	-,03	,01
ReReg	,10	,3	,26	,65	,16	,16	-,03	,36	,38	,01	,28	,03	,16	1	,29	,7	,41	,16
Fund	-,35	,23	,16	-,07	-,07	,09	,05	,17	,12	-,20	,11	,02	,08	,29	1	,34	,3	,07
MAn	-,17	,36	,27	,44	,10	,09	-,16	,34	,37	,05	,11	-,07	,49	,7	,34	1	,43	,02
Disp_Isc	-,01	,43	,40	,24	,17	,24	,04	,58	,59	-,07	,18	-,10	-,03	,41	,27	,43	1	,03
STD	-,03	-,02	,00	,00	-,18	-,02	,06	-,11	-,07	,03	,91	,83	,01	,16	,07	,02	,03	1

По результатам корреляционного анализа, показанного в таблице 5.2, для дальнейшего исследования сейсмоактивных областей отобраны следующие 7 параметров:

Таблица 5.3

7 геолого-геофизических параметров сейсмоактивных областей Северной Евразии

- w амплитуда новейших вертикальных движений земной коры, км
- K_{int} интенсивность кривизн новейших тектонических движений, 1/км²
- *s*₁-*s*₃- максимальные касательные напряжения в литосфере, мПа
- MAn₂₄₀₀ мантийные аномалии с длиной волны менее 2400 км, мГал
- Moho глубина поверхности Мохо, км
- HF тепловой поток, мВт/м²
- А₁₀ –сейсмическая активность

Из этих величин – K_{int}, *s*₁-*s*₃, Man₂₄₀₀ являются расчетными.

В таблице 5.4 показана корреляционная матрица для 7 отобранных параметров. Всего активные области представлены 11133 ячейками, в которых оцифрованы параметры. Из анализа корреляционной матрицы, видно, что наибольшая положительная корреляция между s_1 - s_3 и K_{int}, Moho и w, s_1 - s_3 и Moho. Для анализа внутренней структуры и внутренних связей корреляционной матрицы воспользуемся факторным анализом. В таблице 5.5 показаны собственные значения корреляционной матрицы.

Таблица 5.4

Корреляционная матрица 7 геолого-геофизических параметров сейсмоактивных областей Северной Евразии

	w	K _{int}	S1-S3	MAn ₂₄₀₀	Moho	HF	A ₁₀
W	1	-,079	,106	-,317	,371	,035	,018
K _{int}	-,079	1	,483	,103	,227	,106	,177
S ₁ -S ₃	,106	,483	1	,017	,335	-,012	,145
Man ₂₄₀₀	-,317	,103	,017	1	,120	-,144	085
Moho	,371	,227	,335	,120	1	-,177	,156
HF	,035	,106	-,012	-,144	-,177	1	.052
A ₁₀	,018	,177	,145	-,085	,156	,052	1

компонен- ты	Собственные значения	% вариа- ции	суммарный %
1	1,857	26,523	26,523
2	1,400	19,996	46,518
3	1,220	17,424	63,942
4	,908	12,966	76,909
5	,751	10,734	87,643
6	,475	6,782	94,425
7	,390	5,575	100

Собственные значения корреляционной матрицы для 7 геолого-геофизических параметров сейсмоактивных областей

Первые три компонента (фактора) отражают 63% общей изменчивости, причем вклад 1-го фактора в общую изменчивость – 26,5%, второго 20% и третьего – 17.4%. В таблице 5.6 показаны нагрузки исходных параметров на факторы после вращения методом Кайзера.

Таблица 5.6

Матрица факторных нагрузок для 7 параметров сейсмоактивных областей.

	Факт	оры	
	1(26.5%)	2(20%)	3(17.4%)
w	0,336	,873	,174
K _{int}	,820	-,211	-0,05
S1-S3	,776	0,06	,160
MAn ₂₄₀₀	0,08	-,674	,468
Moho	,469	,376	,617
HF	,191	0,7	-,772
A ₁₀	,467	,125	-,188

В первый фактор (26.5%) изменчивости входят K_{int}, *s₁-s₃* и сейсмическая активность A₁₀. Этот фактор отвечает за напряженное состояние литосферы (рис. 5.14).



Рис. 5.14. Первый фактор для сейсмоактивных областей

Второй фактор связывает амплитуду новейших движений и мантийные коротковолновые аномалии с обратным знаком (рис. 5.15). Это достаточно длительный, консервативный фактор в геодинамике, отражающий связанные с мантийными процессами, медленные неотектонические движения.



Рис. 5.15. Второй фактор для сейсмоактивных областей

223



Третий фактор связывает глубину поверхности Мохо и тепловой поток с обратным знаком. Он отвечает за тепловой разогрев земной коры (рис. 5.16).

Рис. 5.16. Третий фактор для сейсмоактивных областей

Полученные три фактора территории Евразии положим в основу геодинамической классификации сейсмоактивных областей Северной Евразии. Для этого применим процедуру метода классификации К-средних. В таблице 5.7 показаны финальные центры 15 классов, рассчитанные по 3-м факторам. В процессе классификации нами использовалось разное количество априорно задаваемых классов, от 10, 11, 12 до 18, 19, 20. В итоге после сравнительного аннализа остановились на 15 классах.

Таблица 5.7

Классификация сейсмоактивных областей по 15 классам методом К-средних. Финальные центры классов. Синий цвет – пониженные значения фактора, зеленый цвет – умеренные значения и оранжевый цвет – повышенные значения фактора

							Ψ	unio	pu						
		Классы													
Факто-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ры															
1	,11	1,98	,18	-,01	-,18	,12	4,16	1,09	1,99	,73	,31	3,79	-,72	1,28	-1,0
2	-,61	,41	,52	-,56	,60	-1,51	-3,7	1,0	-1,1	2,33	-,10	,12	-,18	-2,95	-,31
3	1,83	1,22	,69	-1,68	-,80	-,38	-,62	-,81	-,56	,59	-,31	,43	-,35	1,16	,91

В таблице 5.8, во второй колонке слева, показано число ячеек, попавших в каждый из выделенных 15 классов. Меньше всего в 7-м классе, 63 ячейки, больше всего в 13-м классе – 2000 ячеек. В таблице 5.8 показана дендрограмма таксономических расстояний между классами. Классы 7 и 14 наиболее удалены от остальных классов.

Таблица 5.8

Дендрограмма классов земной коры для сейсмоактивных областей Евразии, полученная методом усредненных связей между группами



Расстояние между классами

Объединение вручную на основе таксономического родства классов не является необходимой процедурой. К ней целесообразно прибегать в поисках компромисса между детальностью и генерализацией. В нашем случае, полученная картина с 15 классами дает детальную, мозаичную картину.

На рис. 5.17 показано положение центров классов в координатах трех главных факторов. Такой способ отображения помогает проанализировать средние физические характеристики самих классов, и их взаимоположение.



Рис. 5.17. Положение центров 15 классов сейсмоактивных территорий Северной Евразии в координатах трех главных факторов. Вертикальная ось – фактор 1, горизонтальная левая ось – фактор 2 и горизонтальная правая ось – фактор 3

На рис. 5.18 показан тренд, рассчитанный для всех элементарных учас-

тков сейсмоактивных областей в системе координат трех главных факторов.



Рис. 5.18. Тренд, рассчитанный для всех элементарных участков сейсмоактивных областей в системе координат трех главных факторов Из этого рисунка видно, что с повышением разогрева коры возрастает напряженное состояние литосферы. В соответствии с таблицей 5.7 классы литосферы мы можем охарактеризовать следующим образом:

1-й класс – слабое напряжение в литосфере, пассивные мантийные процессы и повышенный разогрев коры;

2-й класс – повышенное напряжение в литосфере, активные мантийные процессы и повышенный разогрев коры;

3-й класс – умеренное напряжение в литосфере, активные мантийные процессы и повышенный разогрев коры;

4-й класс – слабое напряжение в литосфере, умеренные мантийные процессы и пониженный разогрев коры;

5-й класс – слабое напряжение в литосфере, активные мантийные процессы и пониженный разогрев коры;

6-й класс – умеренное напряжение в литосфере, пассивные мантийные процессы и умеренный разогрев коры;

7-й класс – повышенное напряжение в литосфере, пассивные мантийные процессы и пониженный разогрев коры;

8-й класс – умеренное напряжение в литосфере, активные мантийные процессы и пониженный разогрев коры;

9-й класс – повышенное напряжение в литосфере, пассивные мантийные процессы и пониженный разогрев коры;

10-й класс – умеренное напряжение в литосфере, активные мантийные процессы и умеренный разогрев коры;

11-й класс – умеренное напряжение в литосфере, умеренные мантийные процессы и умеренный разогрев коры;

12-й класс – повышенное напряжение в литосфере, умеренные мантийные процессы и умеренный разогрев коры;

13-й класс – слабое напряжение в литосфере, умеренные мантийные процессы и умеренный разогрев коры; 14-й класс – повышенное напряжение в литосфере, пассивные мантийные процессы и повышенный разогрев коры;

15-й класс – слабое напряжение в литосфере, умеренные мантийные процессы и повышенный разогрев коры.





С целью генерализации, посмотрим дендрограмму таксономической близости классов (табл. 5.8), возможно часть из них и можно будет объединить, например, самые близкие классы – 3, 5, 11, 13, 4 и 6, 1 и 15. В итоге получаем схему районирования с 10 классами, показанную на рис. 5.20:



Рис. 5.20. Схема геодинамического районирования сейсмоактивных территорий по 9 классам.

В этом варианте пропадает детальность районирования в области Алтая, Саян и Забайкалья. Может, имеет смысл остановиться на варианте с 15 классами (рис. 5.19).

5.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АСЕЙСМИЧНЫХ СТАБИЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

К асейсмичным стабильным блокам литосферы относятся древние и молодые платформы, для них имеется 19 геолого-геофизических параметров (табл.5.9).

19 геолого-геофизических параметров для асейсмичных областей Северной Евразии

- w амплитуда новейших движений, км
- Grad градиенты новейших движений, м/км
- К_{Gauss} кривизна Гаусса новейших тектонических движений, 1/км²
- К_{int} интенсивность кривизн новейших движений, 1/км
- Magn магнитное поле, измеренное спутником на высоте 400 км, Т
- Moho глубина поверхности Мохо, км
- Faults плотность разломов земной коры, дешифрированных по снимкам, км/1000 км²
- Т_{моно} температура на поверхности Мохо, С^о
- *s*₁-*s*₃ максимальные касательные напряжения в литосфере, 10* мПа
- HF тепловой поток, мВт/м²
- Iso изостатические аномалии, мГал
- ResLoc результирующие локальные аномалии гравитационного поля, мГал
- RrsRwg результирующие региональные аномалии гравитационного поля, мГал
- V_{stress} вертикальные напряжения в земной коре, 10* мПа
- Fund глубина залегания консолидированного фундамента, км
- SC_{Fund} скорость сейсмических волн в кровле фундамента, км/сек
- MAno мантийные гравитационные аномалии, мГал
- МАп₂₄₀₀ мантийные гравитационные аномалии с длиной волны менее 2400 км, мГал
- Displ дисперсия изостатических аномалий, мГал²

Корреляционная матрица 19 геолого-геофизических параметров для асейсмичных областей Северной Евразии

	w	Grad	KG	Kint	Ma	Mo	Faul	T _{Moh}	51-	HF	ISO	lesLo	Res-	V _{St}	fund	C _{Fu}	MAnd	MAn ₂	Disp
			auss		gn	ho	ts		s,				Reg	res		nd		_400	1805
W	1	-,12	,03	-,08	,07	,60	,13	.31	-,16	.23	-,0_	,09	.28	,05	-,20	,38	,15	-,16	.08
Grad	-,12	1	-,12	,75	,09	-,06	,13	,07	.26	,08	05	,00	-,19	,25	-,02	-,19	1	.03	.22
KGauss	,03	-,12	1	-,37	,01	,01	-,01	,01	-,01	,01	,01	-,01	,03	-,01	,01	,02	,01	-,02	-,01
Kint	-,08	,75	-,37	1	,08	-,06	,13	,02	,21	,03	-,04	,01	-,19	,24	-,02	-,15	-,l	,04	,19
Magn	,07	.09	,01	,08	1.	,06	-,02	-,08	,11	-,18	,04	,14	-,03	,06	,18	-,1	.17	.1	02
Moho	,60	-,06	,01	-,06	,06	1	,08	,44	-,15	.32	,05	,56	,57	,02	2	.34	.56	,14	.14
Faults	,13	,13	-,01	,13	-,02	,08	1	,13	,06	,13	-,03	-,08	,14	,08	-,1	,03	,04	-,12	,09
T _{Moho}	,31	,07	,01	,02	-,08	,44	,13	1	-,01	,67	-,01	,05	,51	,15	-,14	,35	,39	-,07	,22
$s_1 - s_3$	-,16	,26	-,01	,21	,11	-,15	,06	-,01	1	,01	,01	,01	-,16	,6	,24	-,17	-,09	,03	.39
HF	.23	,08	,01	,03	-,18	,32	,13	,67	,01	1	-,02	,06	,38	,1	-,10	,31	.28	06	.15
Iso	0	05	,01	.,04	,04	,05	-,03	-,01	,01	-,02	1	.32	0	-,05	-,11	-,01	.12	.21	-,09
ResLoc	.09	,00	-,01	.01	,14	,56	-,08	,05	,01	.06	,32	1	-,03	-,06	06	,03	.35	.53	06
ResReg	.28	-,19	.03	-,19	-,03	,57	,14	,51	-,16	,38	0	03	1	,02	,01	.36	.69	14	.14
VStres	,05	,25	-,01	,24	,06	,02	,08	,15	,6	,1	-,05	-,06	,02	1	,15	,01	-,03	-,13	,49
Fund	20	-,02	,01	-,02	,18	2	-,1	-,14	.24	-,10	-,11	-,06	,01	,15	1	,13	.23	.25	.05
SCFund	,38	-,19	,02	-,15	-,l	34	,03	,35	-,17	,31	,01	,03	,36	,01	,13	1	,37	,08	,07
MAno	,15	-,1	,01	-,l	,17	,56	,04	,39	-,09	,28	,12	.35	,69	,03	,23	.37	1	.55	,06
1An2400	-,16	,03	-,02	,04	,1	,14	-,12	-,07	,03	-,06	,21	,53	-,14	-,13	,25	,08	,55	1	-,12
Disp_Iso	.08	.22	-,01	,19	-,02	,14	,09	,22	,39	,15	-,09	-,06	,14	,49	.05	.07	,06	-,12	1

Корреляционный анализ этих параметров показал, что для факторного

анализа имеет смысл использовать только 7 переменных (табл.5.11).

Таблица 5.11

7 геолого-геофизических параметров для асейсмичных областей Северной Ев-

разии

- w Амплитуда новейших движений
- К_{int} Интенсивность кривизн новейших движений
- *s*₁-*s*₃ Разность главных касательных напряжений в коре
- Man₂₄₀₀ Коротковолновая составляющая мантийных гравитационных ано-

малий с длиной волн менее 2400 км

- Моћо Глубина Мохо
- HF -- Тепловой поток
- Fund Поверхность кристаллического фундамента

Всего рассматриваемая площадь состоит из 15402 ячеек.

	W	K _{int}	S1-S3	MAn ₂₄₀₀	Moho	HF	Fund
w	1	-,081	-,192	-,090	,486	-,273	-,092
K _{int}	-,081	1	,311	,044	-,055	,153	,023
S ₁ -S ₃	-,192	,311	1	,051	-,165	,150	,268
MAn ₂₄₀₀	-,090	,044	,051	1	,250	,023	,167
Moho	,486	-,055	-,165	,250	1	-,330	-,133
HF	-,273	,153	,150	,023	-,330	1	,125
Fund	-,092	,023	,268	,167	-,133	,125	1

Корреляционная матрица для 7 геолого-геофизических параметров асейсмичных областей Северной Евразии

Из анализа корреляционной матрицы 7 переменных (таб. 5.12) видна сильная положительная связь между Moho и новейшими движениями w, s_1 - s_3 и Fund. Между максимальными касательными напряжениями s_1 - s_3 в литосфере и интенсивностью кривизн K_{int} коэффициент корреляции невысокий, так же как и обратная корреляция между Moho и тепловым потоком HF.

Таблица 5.13

Собственные значения корреляционной матрицы для 7 параметров асейсмич-

	mbix condeten	
Компонен-	Собственные	% вариации
ты	значения	
1	1,997	28,525
2	1,311	18,724
3	1,050	14,995
4	,912	13,023
5	,762	10,888
6	,581	8,306
7	,388	5,538

Первые три компонента (фактора) отражают 62.24% общей изменчивости, причем вклад 1-го фактора в общую изменчивость – 28,5%, второго 18.7% и третьего – 15% (таб. 5.13).

		Факторы	
	1(28.5%)	2(18.7%)	3(15%)
W	,758	-0,02	-,160
K _{int}	0,02	,873	-0,08
<i>S</i> ₁ - <i>S</i> ₃	-,225	,709	,235
MAn ₂₄₀₀	,173	-0.004	,824
Moho	,852	-0,03	,202
HF	-,598	,185	0,08
Fund	-,250	,117	,653

Таблица 5.14 Матрица нагрузок на основные факторы для асейсмичных областей

Эта факторная модель охватывает 62.24% всей изменчивости корреляционной матрицы. В первый фактор входят амплитуда новейших движений, глубина поверхности Мохо и тепловой поток с обратным знаком (таб. 5.14). Первый фактор отвечает за глубинный разогрев верхней мантии на новейшем этапе, который привел к имеющимся новейшим движениям (рис. 5.19).



Рис. 5.21. Первый фактор для асейсмичных областей



Рис. 5.22. Второй фактор для асейсмичных областей

Во второй фактор входят кривизны новейших движений, которые, как известно, характеризуют напряженное состояние верхней части литосферы, входящие туда же максимальные касательные напряжения, тоже характеризуют напряженное состояние литосферы, но относящееся к более глубоким частям ее, в среднем 12–25 км (рис. 5.22).



Рис. 5.23. Третий фактор для асейсмичных областей

И, наконец, третий фактор связал коротковолновые мантийные аномалии и глубину залегания кристаллического фундамента. Это можно интерпретировать, как мантийные «корни» коровых структур (рис. 5.23). По выделенным 3-м факторам проведена классификация методом К-средних. Сначала выделено 15 классов. В таблице 5.15 приведены финальные центры классов, по которым построена классификационная дендрограмм таксономической близости классов литосферы (таблица 5.16).

Таблица 5.15

Классификация асейсмичных областей Северной Евразии по 15 классам методом К-средних. Финальные центры классов. Синий цвет – пониженные значения фактора, зеленый цвет – умеренные значения и оранжевый цвет – повышенные значения фактора

		Классы													
Фак-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
тор															
1	-,54	,54	2,68	,22	-3,69	,96	-1,98	-,22	-1,25	1,1	-,46	-,89	1,00	,93	,89
2	,15	2,91	15,3	-,52	2,30	-,24	-,375	-,24	,89	6,49	,56	-,48	-,40	,11	1,19
3	2,46	-,47	-2,55	-,54	-,05	1,33	-,265	,53	,95	-,626	-1,11	-,47	,11	-,99	,58

Таблица 5.16

Дендрограмма геодинамических классов асейсмичных областей Северной Евразии, полученная методом усредненных связей между группами



На рис. 5.24 показано положение центров классов в координатах трех главных факторов. Такой способ отображения помогает проанализировать средние физические характеристики самих классов, и их взаимоположение.



Рис. 5.24. Положение центров 15 классов асейсмичных территорий Северной Евразии в системе координат трех главных факторов. Вертикальная ось – фактор 1, горизонтальная левая ось – фактор 2 и горизонтальная правая ось – фактор 3

На рис. 5.25 показан тренд, рассчитанный для всех элементарных участ-ков сейсмоактивных областей в системе координат трех главных факторов.



Рис. 5.25. Тренд, рассчитанный для всех элементарных участков асейсмичных областей Северной Евразии в системе координат трех главных факторов

Из этого рисунка видно, что с повышением значений гравитационных и мантийных аномалий возрастает глубина Мохо, амплитуда новейших движений и понижается тепловой поток, в соответствии с таблицей 5. 14.

На рис. 5.26 показаны 15 классов земной коры платформенных областей, которые были выделены по 3 факторам в результате классификации методом К-средних.



Рис. 5.26. Схема геодинамического районирования асейсмичных территорий по 15 классам

Схема на рис. 5.26 выглядит слишком мозаичной, поэтому воспользуемся дендрограммой таксономической близости 15 классов (таблица 5.16), чтобы слить вместе часть из них и, таким образом, генерализовать карту. Структура дендрограммы позволила нам объединить таксономически близкие классы 3, 5, 9 и 10 (причем классы 3 и 10 крайне малочисленны – 10 и 71 ячейка, класс 5 – 155 ячеек); кроме этого классы 4, 13, 14, а так же классы 6 и 15. В результате получена карта с 9 классами, представленная на рис. 5.27. Поскольку в первый фактор входит с положительным знаком амплитуда новейших движений, глубина Мохо и с отрицательным знаком тепловой поток (таб. 5.14), то высоким значениям первого фактора соответствуют положительные новейшие движения, увеличенная мощность коры и пониженный тепловой поток.



Рис. 5.27 Схема геодинамического районирования асейсмичных территорий по 9 классам

По таблице 5.15 классы литосферы мы можем охарактеризовать следующим образом:

1-й класс – сильный разогрев верхней мантии, среднее напряжение в коре и мантийные корни структур повышенной плотности;

2-й класс – умеренный разогрев верхней мантии, высокое напряжение в коре и слабо выраженные мантийные корни структур;

3, 5, 9, 10-й классы – сильный разогрев верхней мантии, среднее напряжение в коре и мантийные корни структур повышенной плотности;

4-й класс – умеренный разогрев верхней мантии, слабое напряжение в коре и мантийные корни структур пониженной плотности;

6-й класс – слабый разогрев верхней мантии, слабое напряжение в коре и мантийные корни структур повышенной плотности;

7-й класс – сильный разогрев верхней мантии, слабое напряжение в коре и слабо выраженные мантийные корни структур;

8-й класс – умеренный разогрев верхней мантии, среднее напряжение в литосфере и мантийные корни структур повышенной плотности;

11-й класс – умеренный разогрев верхней мантии, среднее напряжение в литосфере и мантийные корни структур пониженной плотности;

12-й класс – сильный разогрев верхней мантии, слабое напряжение в коре и слабо выраженные мантийные корни структур;

13-й класс – слабый разогрев верхней мантии, слабое напряжение в литосфере и слабо выраженные мантийные корни структур;

14-й класс – слабый разогрев верхней мантии, среднее напряжение в коре и мантийные корни структур повышенной плотности;

15-й класс – умеренный разогрев верхней мантии, высокое напряжение в коре и мантийные корни структур повышенной плотности.

5.4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На окончательной схеме сведены вместе результаты геодинамического районирования Северной Евразии, полученные отдельно для сейсмоактивных областей и стабильных блоков литосферы.



Рис. 5.28. Схема геодинамического районирования Северной Евразии

В платформенных областях: класс 1 представлен на севере Прикаспийской впадины ВЕП, в Южно-Туранском прогибе Туранской плиты и на Енисейско-Оленекской впадине. Класс 2 распространен мало, занимая только 267 ячеек, и встречается по периферии платформ, на границах с орогеническими областями. Объединенные нами вручную классы 3, 5, 9 и 10 также малочисленны, занимают восточную часть Туранской плиты, Причерноморскую моноклиналь, Центрально-Якутскую впадину и южную часть Беринговой плиты. Объединенные классы 4, 13 и 14 занимают наибольшую часть площади – 5842 ячеек, охватывая значительную часть Восточно-Европейской платформы, практически весь Казахский щит, центральную и западную часть Сибирской платформы и Гоби-Хинганскую платформу. Объединенные классы 6 и 15 (1656 ячеек) занимают Верхне-Ленский, Енисейский и Путоранский выступы Сибирской платформы; Сыр-Дарьинский выступ и Чу-Муюнкумскую впадину Казахского щита, Аральско-Бузучанскую впадину Туранской плиты.

На ВЕП эти классы занимают всю Верхневолжскую впадину и прилегающую к ней часть Среднерусского выступа, а так же Польский выступ. Класс 7 занимает большую часть Ямало-Гыданской структурной ступени Западно-Сибирской плиты и северную часть Беринговой плиты. В класс 8 входят Печерская и Азово-Кубанская впадина, Оренбургский выступ ВЕП, Елогийско-Пакулихинская моноклиналь, Нижнеобская структурная ступень Западно-Сибирской плиты, южная и северная части Канско-Чонской системы впадин Сибирской платформы.

Класс 11 достаточно широко распространен в Туранской плите; в северной части Мезенской и Прикаспийской впадины ВЕП, южной части Восточно-Сибирско-Чукотской плиты. Последний, 12-й класс занимает центральную часть Восточно-Сибирской плиты; часть Каракумской структурной ступени и Аральско-Сырдарьинской седловины в Туранской плите; северную континентальную часть Восточно-Сибирской-Чукотской плиты.

В самых общих чертах на ВЕП, Сибирской платформе и Казахском щите преобладает в основном тип земной коры классов 4, 13, 14. На Восточно-Сибирской плите преобладает земная кора класса 12, а Туранская плита имеет сложное мозаичное строение с самыми заметными классами 3,5,9,10, класс 2, класс 1 и класс 12. Классы 2, 7, 8, 11 являются переходными, не имеющими широкого географического распространения.





В сейсмоактивных областях нами выделено 10 классов земной коры. Класс 1 занимает 2289 ячеек, практически полностью охватывая Северо-Восточную Китайскую предрифтовую область, южные части Восточно-Азиатского материкового рифта, Алтае-Саяно-Монгольскую область орогенеза. Класс 2, представленный всего 318 ячейками включает область горообразования Джунгарии и Северного Тянь-Шаня.

Объединенные нами классы 3, 5, 11, 13 занимают обширное пространство состоящее из 5800 ячеек. Земная кора этих геодинамических классов широко распространена в Закавказье, на Южном и Северном Урале, Новой Земле, Чукотской и Верхояно-Колымской, Монголо-Охотской орогенных областях; кроме этого она занимает северную часть Восточно-Азиатского материкового рифта; Витимо-Становую предрифтовую область, южную часть Момского рифта.

Классы 4 и 6, объединенные нами по дендрограмме, захватывают Карпаты и Паннонский бассейн, Сахалин, Камчатку и Восточную Чукотку, Индоло-Кубанский прогиб на Кавказе. Класс 7 представлен только 73 ячейками и распространен на Восточном Кавказе и отдельных местах Центрального Тянь-Шаня. Класс 8 занимает 419 ячеек, распространен на Кавказе в районе Рионской впадины, в Копетдаге, в северном и южном бортах Ферганской впадины, в Верхояно-Колымской орогенной системе, на самой западной его части. Класс 9 встречается в Ферганской впадине, Куринской впадине, Байкальском рифте и фрагментарно – в Момском рифте. Класс 10 состоит из 526 ячеек и встречается в Закавказье, на Памире и Южном Тянь-Шане, центральной Джунгарии и Восточно-Саянской предрифтовой области. Класс 12 состоит из 126 ячеек и встречается в основном на Северном Кавказе. Класс 14 состоит из 172 ячеек и распространен в основном в Тянь-Шане.

5.5. ВЫВОДЫ

Оценивая в целом полученные результаты геодинамического районирования для всей Северной Евразии – для платформ: с повышением значений положительных гравитационных мантийных аномалий возрастает глубина Мохо, амплитуда новейших движений и понижается тепловой поток. Для активных областей: с повышением разогрева коры возрастает напряженное состояние литосферы.

Сравнивая схему новейших геоструктурных областей (рис. 2.1) с картой геодинамического районирования (рис. 5.28–5.29), можно придти к следующим выводам:

1. Совершенно отчетливо выявляется сильная гетерогенность платформенных областей. Прежде всего, следует отметить разделение древних и молодых платформ, что принципиально важно, ибо понятие древних и молодых платформ имеет сугубо тектонический смысл [150]. То, что на схеме геодинамического районирования эти платформы разделились, главным образом, по геофизическим признакам – показателям представляет исключительный интерес для геодинамики, имея в виду особенности глубинного строения.

2. Внутри древних и молодых платформ, как видно на рис. 5.24, выделяются существенные неоднородности. В пределах Западно Сибирской эпипалеозойской плиты отчетливо видна центральная область, связанная с системой погребенных рифтов в основании платформенного чехла и выраженная зоной пониженных скоростей продольных сейсмических волн [119]. Эта область окружена литосферой с высокими скоростями продольных сейсмических волн, которые можно интерпретировать как «палеоплечи» раннемезозойской рифтовой системы Западно-Сибирской плиты.

Интересно, что самая северная часть в приустьевой части р. Оби, где в процессе рифтогенеза континентальная кора была разорвана, и образовался Обский палеоокеан [119], на карте геодинамического районирования выражена как особая область, вдающаяся в Карское море (рис. 5.29). Очень сильная гетерогенность характерна для другой молодой платформы – Туранской плиты: здесь можно наметить, по крайней мере, три области с разным типом строения литосферы [119].

3. Неоднородности в пределах древних платформ выступают также весьма отчетливо. Для Восточно-Европейской платформы обращает внимание ее северо-восточная и юго-восточная границы, выраженные в виде двух входящих углов. На северо-востоке это Тимано-Печорский бассейн, а на юго-востоке – Прикаспийская синеклиза. В пределах последней хорошо видна структурная ступень, отражающая резкий перепад в глубине залегания фундамента [131], аналогичная той, которая наблюдается при переходе от Таймырской складчатой зоны к Восточно-Сибирской платформе.

4. Также четко выражены плотностные неоднородности внутри древних платформ: для древней Восточно-Сибирской платформы отметим аномальную область, связанную с трапповым магматизмом, а для Восточно-Европейской платформы аналогичную зону в районе Воронежского массива. В обоих случаях можно ожидать, что дальнейшие исследования позволят выявить в этих районах присутствие высокоскоростного слоя в нижней части коры, связанного с процессом погружения литосферной плиты [48].

5. Для активных областей Северной Евразии неоднородности выражены еще более резко. Так в структуре области слабого горообразования современного Урала выделяется Средний Урал, который разделяет Южный и Северный Урал. Такое деление было в свое время сделано А.Ф.Грачевым на основе сравнительного анализа областей Урало-Аппалачского типа, когда данных было недостаточно, и это представляет несомненный интерес в связи с дискуссией о тектонической природе Урала на новейшем тектоническом этапе.

6. Резко неоднороден орогенический пояс Средней Азии, где достаточно хорошо видны структуры Памиро-Алая, Южного и Северного Тянь-Шаня и Таримского бассейна (сравните рис. 2.1 и рис. 5.29). В пределах Монголии обращает внимание область предрифтового режима, захватывающая и часть Тункинского рифта. Аналогичная область выделяется и в пределах Киргизского и Китайского Тянь-Шаня и прилегающей части Таримского бассейна.

7. Байкальская рифтовая зона как единая новейшая структура оказывается сильно неоднородной, что в значительной степени связано с гетерогенностью фундамента, на котором заложился Байкальский рифт. Наиболее она выражена

в северо-восточной части, включающей Муйскую и Чарскую рифтовые впадины вместе с горным обрамлением.

8. Естественно, что детальность схемы геодинамического районирования, которая впервые составлена для всей территории Северной Евразии, определяется, в первую очередь, исходными данными, которых для отдельных районов (Северо-восток Азии и другие районы) явно недостаточно. Поэтому полученные результаты следует рассматривать как первое приближение к будущим построениям на основе нового фактического материала.

ГЛАВА 6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАКТОРНОГО И КЛАСТЕРНОГО АНА-ЛИЗА ДЛЯ ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНЫХ МАГНИТУД М_{МАХ} (НА ПРИМЕРЕ РОСТОВСКОЙ АЭС)

Природа землетрясений в областях современных платформ до сих пор остается практически необъясненным явлением. Известно, что на Восточно-Европейской платформе максимальные по магнитуде землетрясения с *M* = 6 зарегистрированы на Балтийском щите в грабене Осло, на Кольском полуострове.

Опыт других исследователей, а также анализ сейсмичности стабильных областей Земли [58, 59] позволяет считать, что поиски пути конструктивного решения проблемы определения максимальных магнитуд землетрясений имеют под собой основания [158, 159].

Так, проведение специализированного комплекса исследований, включающего анализ новейших вертикальных движений земной коры, позволяет определить тензор Е скорости неотектонических деформаций, что и дает весьма существенную информацию, обеспечивающую первую составляющую в формулировке проблемы [158, 159]. С другой стороны, основываясь на законе повторяемости землетрясений и корреляционной зависимости сейсмического момента от магнитуды можно получить аналитическое выражение для скорости E_s изменения интенсивности сейсмодеформации, зависящее от максимальной магнитуды землетрясения M_{max} и параметров сейсмического режима. Отсюда следует, что выявление реальной взаимосвязи между скоростью E_s и соотвеетствующей скалярной характеристикой E тензора Е при известных параметрах сейсмического режима открывало бы возможность определения и последующего картирования M_{max} .

Вообще, количественное решение проблемы определения максимально возможных магнитуд *M*_{max} землетрясений ассоциируется с необходимостью привлечения к анализу многих разнородных геолого-геофизических величин [42, 55, 127, 215]. Сложность формального анализа данной проблемы во многом обусловлена именно разной физической размерностью исследуемых факторов [144]. Это приводит к значительным трудностям в эвристических подходах, связанных, в частности, с необходимостью сведения всех анализируемых полей и исследуемых факторов к одной условной размерности [127, 143, 215]. В предлагаемом здесь подходе эти трудности отсутствуют, так как факторы различной размерности комбинируются не произвольным образом, а согласно строгим кинематическим и динамическим законам.

Кроме того, в такой тектонически спокойной области как ВЕП отсутствует достаточная статистика землетрясений, так что применение стандартных способов их оценки существенно затруднено. Поэтому параметры сейсмического режима здесь задаются нами в нескольких опорных регионах, а на всю территорию ВЕП распространяются с помощью интерполяции. Как показывают результаты, такая процедура не влияет качественно на окончательные выводы, так как последние в основном определяются особенностями пространственного распределения интенсивности изгибных деформаций.

В настоящей главе вначале обсуждается природа напряжений и сейсмичности на платформах и рассматриваются различные аспекты возможного решения проблемы определения максимальных магнитуд землетрясений, основанные как на опыте предшествующих исследований, так и новых идеях и подходах. Следующие разделы главы посвящены особенностям факторного и класстерного анализа района Ростовской АЭС, а также представлению конкретных результатов расчета распределения $M_{\text{max}}(\mathbf{x})$ в виде карты-схемы для этого района.

Для района РоАЭС удалось составить банк данных для прилегающей территории, который включал 18 параметров геолого-геофизической среды. Большую помощь в этой работе оказал С.И.Филин (ООО «Спецгеофизика»), предоставивший комплект структурно-геологических карт. Часть материалов была получена от «Центргеофизики» (данные гравитационной и магнитной съемки в цифровом виде).

248

Был также составлен каталог зарегистрированных в ходе режимных наблюдений сейсмических процессов. Отметим, что при изложении автор намеренно избегает некоторых подробностей технического характера (в основном связанных с математическими процедурами анализа тензорных соотношений, осреднения, перехода к макромасштабу и т.д.) с тем, чтобы наиболее выпукло отразить основную идею подхода – возможность определения M_{max} на основе независимой оценки и последующего сравнения целого ряда геолого-геофизических характеристик.

6.1 ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ТЕКТОНИКА

Большой радиус Ростовской АЭС охватывает территорию, включающую несколько тектонических структур 1-го порядка, имеющих разную историю развития. Среди них Восточно-Европейская платформа (Воронежская антеклиза и Прикаспийская впадина), северная часть Скифской эпипалеозойской плиты и разделяющая их сложно построенная зона, состоящая из кряжа Карпинского и складчатого Донбасса. Площадка РоАЭС расположена в пределах северной части кряжа Карпинского (рис. 6.1).



Рис. 6.1. Структурно-тектоническая схема района Ростовской АЭС [по Филину С.И., 2000]

В геологическом строении восточной части Донецкой складчатой системы (ДСС) и кряжа Карпинского (КК) принимают участие архейско-протерозойские кристаллические породы, девонские, каменноугольные, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Было проанализировано большое количество литературных и фондовых материалов. По комплексным геологическим и геофизическим данным построена серия структурно-тектонических карт масштаба 1: 500 000.

Для построения этих карт выбраны наиболее важные опорные горизонты, позволяющие осветить структуру и эволюцию рассматриваемой площади. Среди них: а) поверхность архейско-протерозойского кристаллического фундамента (вблизи поверхности консолидированной земной коры); б) горизонты вблизи поверхности палеозойских отложений (здесь на разных участках территории изогипсы проведены по разным горизонтам, так как для построения по единой поверхности не хватает фактических данных); в) по поверхности верхнего мела; и г) по подошве хадумского горизонта (низы майкопской свиты олигоцена) (рис. 6.2, 6.3, 6.4 и 6.5).

Архейско-протерозойский кристаллический фундамент погружается с северо-востока от южного склона Воронежской антеклизы, образуя пологую моноклиналь (рис. 6.2). На востоке в пределах Прикаспийской впадины, отделенной от Воронежской антеклизы малоамплитудным разломом, фундамент погружается до -12 км, а еще восточнее за пределами рассматриваемой площади – до -20 – -23 км.



Рис. 6.2. Глубина поверхности кристаллического фундамента [122]

В южной части зоны выделяются две крупные синклинальные структуры, кулисообразно подставляющие друг друга. Именно в осевой части центриклинали расположена площадка РоАЭС. Отметка поверхности фундамента под ней составляет около -13 км.

К югу от южного ограничения кряжа Карпинского расположена эпипалеозойская Скифская плита, под которой поверхность кристаллического фундамента прослеживается очень слабо. Западнее расположен участок Ростовского выступа, перекрытый мезозойско-кайнозойским чехлом мощностью до 700 м, т.е. поверхность кристаллического фундамента залегает на глубинах менее – 1 км.

Кристаллический фундамент представлен комплексами высокометаморфизированных образований: гранито-гнейсы, мигматиты, метавулканиты, кристаллические сланцы и т.д.

Толща пород, находящаяся выше поверхности кристаллического фундамента разделена на два крупных комплекса, между которыми по всей рассматриваемой площади прослежено стратиграфическое и угловое несогласие [21, 22, 31] и др.. Нижний, очень сложно построенный, включает в себя палеозойские и частично мезозойские (триасовые) образования (рис. 6.4).

251





1–5 – блоки коры с допалеозойской консолидацией: 1 – Ростовский выступ, 2 –Воронежский свод, 3 – Прикаспийский, 4 – Донецкий, 5 – кряж Карпинского; 6 – область с корой герцинской консолидацией; 7 – крупнейшие зоны разломов, ограничивающие Донбасс и кряж Карпинского; 8 – разломы Н–го порядка; 9 –условная граница, разделяющая Донбасс и кряж Карпинского; 10 – основные и ультраосновные интрузии, выделенные по гравимагнитным данным; 11 – буквами показаны блоки герцинского фундамента: 3С – Западно-Скифский, МН – Манычский, ЦС – Центрально-Скифский; 12 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента дорифейской консолидации, в км; 13 – площадка РоАЭС [122]


Рис. 6.4 Поверхность палеозойских отложений, км [122]

В пределах юго-западного склона Воронежской антеклизы изогипсы по поверхности палеозоя образуют моноклиналь, погружающуюся к западу (рис. 6.4). В районе площадки РАЭС поверхность палеозоя расположена на глубинах около 400 м.

Внутренняя структура палеозойского комплекса имеет сложный характер и окончательно не изучена. Начинается накопление комплекса в среднем девоне в условиях рифтогенеза, затем следуют две фазы пострифтового опускания, а заканчивается формирование комплекса инверсией в середине ранней перми [22].

Структурные карты поверхности верхнего мела (рис. 6.5) и подошвы хадумского горизонта (низы майкопской свиты, олигоцен) характеризуют строение верхнего комплекса, включающего отложения от нижнего мела до четвертичных отложений.

253



Рис. 6.5. Поверхность меловых отложений, метров [122]





На карте поверхности верхнего мела центральную часть площади занимает система грабенов, выполненных отложениями мела-палеогена (рис. 6.10).

Мощность верхнего мела составляет по данным сейсмопрофилирования вокруг площадки РоАЭС всего около 50–60 м. Поверхность верхнемеловых отложений в районе площадки РАЭС залегает на глубине около 200 м.

Структурный план по подошве хадумского горизонта (низы майкопской свиты, олигоцен) в целом повторяет структуру поверхности верхнего мела (рис. 6.6). В районах площадки РоАЭС подошва хадумского горизонта находится на отметках 0–10 м.

6.2. НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИХ СВЯЗЬ С ФИЗИ-ЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Для оценки максимальных магнитуд землетрясений особое значение имеют данные о новейших тектонических движениях (НТД), под которыми понимаются деформации, создавшие основные черты современного рельефа [153, 75, 76]. Определение амплитуд НТД требует представления о характере рельефа исходной поверхности, которая существовала до начала новейшего этапа.

Со второй половины юрского периода вся рассматриваемая территория в перешла в платформенное развитие. В наиболее типичном виде черты платформенной седиментации проявились в раннем мелу – практически почти вся территория опустилась ниже уровня моря [25]. В ранненемеловую эпоху в результате продолжающейся трансгрессии южная части Донецкой складчатой зоны, соответствующая в современном плане Ростовской области и западной части Калмыкии, находятся ниже уровня моря.

К концу мелового периода в области южного склона Воронежской антеклизы формируется впадина, унаследованная от пермо-триасового компенсационного Преддонецкого прогиба.

Датский век характеризуется общей регрессией моря за исключением Волгоградского Заволжья и долины р. Кумы, где продолжалось осадконакопление. На этом заканчивается мезозойский цикл осадконакопления, и территория Волго-Донского региона превращается в сушу.

<u>Палеоген.</u> Общий структурный план, сложившийся к началу палеогена (рис. 6.7). сохранился в течение палеоцена и эоцена и большая часть рассматриваемого региона характеризовались дифференцированным опусканием отдельных участков территории.



Рис. 6.7. Схематическая палеоструктурная карта поверхности палеозойского комплекса к началу палеогена [122]

 палеоизогипсы поверхности палеозойского комплекса; 2 – выходы палеозойского комплекса на предпалеогеновую дневную поверхность

В конце раннего миоцена происходит регрессия моря, и осадконакопление сменяется процессами денудации.

Решающие изменения в палеогеографической обстановке произошли в начале плиоцена, когда вся территория превратилась в область озерно-аллювиальной равнины с небольшими фрагментами шельфового осадконакопления на юго-востоке и юго-западе. В ранне-четвертичное время на территории РоЛЭС и прилегающих областей возникла обстановка, близкая к современной. С эгого момента рассматриваемая нами территория стала развиваться как полигенетическая поверхность выравнивания.

Таким образом, за начало новейших тектонических движений, следует принять рубеж позднего миоцена – раннего плиоцена.

Остальные параметры заимствованы из банка геолого-геофизических данных по Восточно-Европейской платформе лаборатории геодинамики и новейшей тектоники ИФЗ РАН.

Карта новейшей тектоники на исследуемую территорию (рис. 6.8) составлена на основе разработанной ранее методики [118], при этом были учтены материалы (геоморфологических карт и карт новейшей тектоники в масштабе 1:200 000 для Нижнего Поволжья), полученные от В.Н.Зайонца при составлении карты новейшей тектоники Северной Евразии [75].



Рис. 6.8. Амплитуды вертикальных новейших движений Ростовского региона, км. Пурпурным значком отмечена строящаяся атомная электростанция [122]

6.2.1. Интенсивность кривизн новейших движений Kint.

Карта интенсивности кривизн новейших движений (рис. 6.9), является производной, расчетной, в ее основе лежит карта новейших вертикальных тектонических движений. Для анализа напряженно-деформированного состояния литосферы интерес представляют не сами амплитуды w, а характеристики их относительного изменения в пространстве. К ним относятся величины модуля градиента амплитуд ВДЗК и кривизны поверхности, созданной ВДЗК.





Одной из побудительных причин для исследования характеристик относительного изменения амплитуд ВДЗК явился поиск корреляции между тектоническими движениями и сейсмичностью. Проблема использования данных о ВДЗК для сейсмического районирования и прогноза землетрясений возникла с момента появления первых достаточно надежных наблюдательных данных. Под воздействием пространственно-неоднородных амплитуд ВДЗК *w* локальная кривизна земной поверхности в каждой точке с координатами x, y, вообще говоря, изменяется. При относительно небольших градиентах ВДЗК, что справедливо, например, для платформенных областей, такие изменения вполне адекватно описываются математически так называемым тензором кривизны-кручения. Это симметричный двумерный тензор второго ранга, матрица компонент которого составлена из вторых пространственных производных амплитуд ВДЗК w(x,y). Собственными значениями тензора кривизны-кручения в линейном приближении являются главные кривизны $K_{\max}(x,y), K_{\min}(x,y)$ поля вертикальных движений, т.е. те главные кривизны, которые наблюдались бы у первоначально плоской поверхности под воздействием данного поля ВДЗК. Кривизны изгибаемой литосферы выгодно отличаются от амплитуд и градиентов ВДЗК тем, что они инвариантны по отношению к движению изучаемого

блока литосферы как жесткого целого, и поэтому, в частности, могут быть связаны в рамках корректных геодинамических моделей с действующими тектоническими напряжениями.

Карта современных движений земной коры (рис. 6.10) была составлена по материалам, полученным от ГУГК (первичные данные были представлены по сетке 20' на 30'), а анализ гравитационного и магнитного поля проведен по материалам съемок в масштабе 1:1000 000 для дальнего района и масштаба 1:200 000 для ближнего района РоАЭС.



Рис. 6.10. Скорости современных вертикальных движений земной коры, мм/год [122]

Данные по современному рельефу взяты с топокарт (рис. 6.11). Данные по тепловому потоку были собраны и обработаны С.Ю.Милановским (рис. 6.25).

Остальные карты (глубины залегания границы Мохо, кристаллического фундамента и другие) были составлены С.И.Филиным (ООО"Спецгеофизика").



Рис. 6.11. Современный рельеф земной поверхности, метров

<u>6.2.2. Плотностная модель коры и верхней мантии и ее связь с зонами тектони-</u> ческих нарушений и напряженным состоянием литосферы.

Тектонические процессы обусловлены эволюцией плотностных неоднородностей в поле силы тяжести, независимо от природы этих неоднородностей. Поэтому изучение плотностных неоднородностей является необходимой предпосылкой адекватного решения задачи о выделении активных межблоковых границ в литосфере и определении напряжений в недрах Земли. Неоднородности плотностного строения литосферы создают аномалии силы тяжести, а потому между этими аномалиями и напряженным состоянием недр должна существовать определенная взаимосвязь. На существование такой взаимосвязи указывают результаты многочисленных исследований. Хорошо известно, что разломы земной коры проявляются, как правило, зонами повышенных значений горизонтальной составляющей градиентов аномалий силы тяжести. При относительных смещениях по разломам блоков земной коры возникают плотностные контакты, проявляющиеся в гравитационном поле как "гравитационные ступени", т.е. зоны повышенных значений горизонтальной составляющей градиентов поля силы тяжести. Величины этих градиентов определяются несколькими факторами: амплитудой вертикальных относительных смещений блоков

260

коры, величиной разности плотностей между смещенными блоками, углом падения плоскости разлома. Зоны повышенных значений градиентов могут характеризовать и зоны по которым происходят только латеральные перемещения блоков, если в результате этих перемещений в контакт вступают породы, различающиеся по плотности. В общем случае зоны повышенных значений горизонтальных градиентов поля силы тяжести не обязательно должны соответствовать зонам глубинных разломов. Например, в аномалиях Буге исключительно большие значения горизонтальных градиентов поля связаны с изменениями толщины земной коры, которые, вообще говоря, не обязательно связаны с вышележащими границами блоков. В теле коры, и не только в ее кристаллической части, имеются многочисленные контакты пород разной плотности, например, плотностные контакты магматических интрузий и вмещающих пород, осадочных отложений различного возраста и генезиса и т.п.

Аномальное гравитационное поле Земли представляется в виде различных редукций силы тяжести, поэтому первой проблемой является выбор такого представления поля, анализ которого может позволить с наибольшей достоверностью выявлять зоны тектонических нарушений. В настоящее время в практике исследований используются несколько типов аномального поля. Аномалии в свободном воздухе и близкие к ним аномалии Фая отображают фактически все аномальные массы в теле Земли, включая массы топографического рельефа. Известно, что эти аномалии тесно коррелированы с локальными формами топографии Земли. Именно поэтому аномалии этого типа мало пригодны для анализа тектонических нарушений. Наиболее распространенный тип используемых в практике геолого-геофизических исследований аномалий силы тяжести – это аномалии Буге. Кроме уже упоминавшихся вариаций мощности коры, в аномалиях Буге важным аномалиеобразующим фактором являются также малоплотные осадочные отложения, создающие аномалии интенсивностью до 100 мГал и более с сопровождающими их градиентными зонами. Значитель-

ный эффект может быть связан и с неоднородностями консолидированной коры.

С нашей точки зрения наиболее удобной формой представления поля силы тяжести для целей изучения дизъюнктивных дислокаций коры и ее напряженного состояния являются изостатические аномалии силы тяжести, в которых учтено влияние как топографических масс и плотностных неоднородностей верхних горизонтов (неконсолидированных осадков), так и влияние их изостатической компенсации. Информация о малоплотных неконсолидированных осадках, учитываемая при определении таких аномалий, представляет собой их достаточно приближенную аппроксимацию, поэтому аномальные массы, обусловленные смещениями блоков коры, в существенной мере остаются неучтенными, как и соответствующие смещения поверхности фундамента [73]. Влияние плотностных неоднородностей фундамента сохраняется полностью, а влияние глубинных компенсационных масс (обуславливающих основной фон аномалий типа Буге) также фактически полностью снимается. Поэтому можно предполагать, что относительно небольшие аномалии в этом типе изостатической редукции отображают аномальные массы в теле кристаллической коры и в осадочном слое, обусловленные раздробленностью коры. Можно предположить, следовательно, что модули горизонтальных градиентов таких аномалий будут в большинстве случаев соответствовать контактам блоков коры различной аномальной плотности, т.е. зонам тектонических нарушений.

6.2.3. Расчет изостатических аномалий силы тяжести

В данной работе использовался следующий порядок определения изостатических аномалий. На первом этапе по априорным данным была построена исходная модель коры. На основе базы геолого-геофизических данных, составленной М.К.Кабаном и А.Ф.Грачевым, были заданы вариации мощности и плотности основных слоев осадочного чехла, которые включают:

• Глубину до кровли палеогена, плотность неоген-четвертичных отложений 2,0 г/см³ (рис. 6.7).

- Глубину до кровли мела, плотность палеогена 2,22 г/см³ (рис. 6.5).
- Глубину до кровли РZ, плотность мела/юры/триаса 2,43 г/см³ (рис. 6.4).
- Плотность в палеозойских отложениях меняется от 2,54 в кровле до 2,7 г/см³ у фундамента.
- Глубину до подошвы коры (рис. 6.29).

Кроме того, по той же базе данных была задана мощность коры в районе исследований. За пределами исследуемой области были использованы результаты, полученные в работе [73] для всей территории Северной Евразии. Плотностные неоднородности верхней мантии были также получены в указанной работе и использованы без изменений в настоящем исследовании. Влияние верхней мантии и дальних зон в пределах исследуемой области имеет сугубо длинноволновый характер, поэтому сравнительно низкое разрешение этих данных не имеет принципиального значения.

На следующем этапе были определены плотностные неоднородности консолидированной коры, необходимые для обеспечения изостатического равновесия каждой литосферной колонки. Таким образом, сумма аномальных масс в каждой элементарной литосферной колоне относительно горизонтально однородной стандартной модели равна нулю. Разница наблюденного гравитационного поля и поля, создаваемого этой моделью, и даст изостатические аномалии силы тяжести. Более подробное описание этого процесса можно найти в работах [71, 73].

В качестве исходного гравитационного поля были использованы аномалии Буге (рис. 6.12). Карты 6.12–6.23 составлены М.К.Кабаном. Для ограниченной области вблизи объекта исследования детальность этих данных соответствует масштабу 1: 200 000. Для расширенной области использовались более старые данные, взятые с карт масштаба, 1: 1 000 000. Для расширенной зоны плотность поправки Буге была конвертирована со значения 2.3 на 2.67 г/см³. Значения в малой зоне были заменены на значения с более современной и надежной карты 1: 200 000.



Рис. 6.12. Гравитационные аномалии в редукции Буге, мГал. [122] Суммарное поле изостатической модели включает:

- 1. Суммарное аномальное поле осадочного чехла.
- 2. Мантийные аномалии, взятые по результатам работы [73].
- 3. Аномалии плотности в консолидированной коре.
- Суммарное гравитационное влияние консолидированной коры и верхней мантии.
- 5. Поле, создаваемое удаленными массами (вплоть до антиподов), которое также было взято из работы [73].

В необходимых случаях эти данные были проинтерполированы с использованием стандартной процедуры кригинг на более мелкую сетку. В результате были определены изостатические аномалии для ограниченной (более детально) и расширенной областей (рис. 6.13, 6.14 и 6.16).



Рис. 6.13. Изостатические аномалии для района, прилегающего к площадке РоАЭС [122]



Рис. 6.14. Изостатические аномалии фильтрованные, минимальная длина волны 50 км [122].

На рис. 6.15 показаны расчетные аномалии плотности в земной коре.



Рис. 6.15. Аномалии плотности в земной коре, г/см³ [122]



Рис. 6.16. Изостатические аномалии, мГал [122]



Рис. 6.17. Изостатические аномалии фильтрованные, минимальная длина волны 25 км, мГал [122]



Рис. 6.18. Изостатические аномалии фильтрованные, минимальная длина волны 50 км, мГал [122]

На рис. 6.19 показаны значения градиентов изостатических аномалий, на рис. 6.20 – градиенты фильтрованные, с длинами волн менее 25 км, на рис. 6.21 – градиенты с длинами волн менее 50 км.

267



Рис. 6.19. Градиенты изостатических аномалий, мГал/км [122]



Рис. 6.20. Градиенты изостатических аномалий, фильтрованные, минимальная длина волны 25 км, мГал/км [122]

268



Рис. 6.21. Градиенты изостатических аномалий, фильтрованные, минимальная длина волны 50 км, мГал/км [122]

<u>6.2.4. Модули горизонтальной составляющей градиентов изостатических ано-</u> малий силы тяжести и их максимальные значения.

На основании полученных изостатических аномалий по известным соотношениям рассчитаны модули горизонтальной составляющей градиентов их поля. Поле градиентов представляет собой достаточно сложную картину. В нем отчетливо видна суперпозиция градиентных зон различной интенсивности и ширины, что, очевидно, отображает иерархически организованную структуру земной коры региона. Это поле может быть подвергнуто визуальному анализу, однако, очевидно, что при таком анализе результаты будут существенно зависеть от субъективных представлений интерпретатора.

Для выявления "региональных" длинноволновых трендов использовано сглаживание исходных изостатических аномалий поля в узлах координатной сетки фильтром гауссовского типа с граничной длиной волны 5, 10, 25 и 50 км. Затем, были вычислены горизонтальные градиенты сглаженных аномалий и выделены те значения, которые являются максимальными по отношению к соседним хотя бы в двух из четырех возможных направлений. Максимумы горизонтальных градиентов объединяются в связанные протяженные зоны, степень детализации которых определяется использованным фильтром (рис. 6.20 и 6.21). <u>6.2.5. Напряженное состояние литосферы, обусловленное плотностными неод-</u> нородностями в ней.

Для расчета напряженного состояния литосферы мы используем подход, впервые примененный в работе [210]. В рамках этого подхода литосфера, лежащая на эффективно жидком основании, представляется в виде набора упругих слоев, в каждом из которых упругие параметры считаются постоянными, а плотность меняется по горизонтали.

Полное поле напряжений можно разделить на гидростатическую и девиаторную компоненты. Гидростатическая составляющая соответствует напряжениям в горизонтально однородной среде и не представляет для нас интереса. При расчете девиаторной части будем полагать, что плотностные неоднородности в каждом из слоев эквивалентны дополнительной нагрузке (с соответствующей амплитудой и знаком), действующей на границах слоев. Эта замена правомерна, так как всегда можно выполнить разбиение на слои с достаточно малым шагом или выбрать положение границ, соответствующее конкретной ситуации. В таком случае все горизонтальные изменения параметров относятся к граничным условиям.

Принципиальные отличия метода, использованного в настоящей работе, от предшествующих аналогичных исследований [210; 169] состоят в следующем:

1. В качестве исходных параметров для расчета напряжений ранее использовали только топографию и аномалии Буге. В данной работе используется плотностная модель литосферы, построенная на основании комплексного анализа гравитационного поля и данных о строении коры и верхней мантии, полученных с помощью различных геолого-геофизических методов. Эта модель включает плотностные неоднородности разных уровней, часто не коррелированные между собой. [74].

2. Основные параметры слоев модели, использованной нами для расчета напряжений приведены в табл. 6.1. Эти параметры соответствуют вышеизло-

женным положениям, они были протестированы и использованы для расчетов в стабильных областях континентов в работе [73]. В самом верхнем слое коры до глубины 5 км, коэффициенты Ламе примерно в два раз ниже тех, которые могут быть получены путем формального пересчета скоростей сейсмических волн, что обусловлено существенной раздробленностью (трещиноватостью) горных пород. На больших глубинах, коэффициенты Ламе примерно соответствуют значениям, полученным на основании пересчета сейсмических скоростей. В тектонически стабильных областях нижняя граница этой области доходит до глубины 30–40 км, а в областях, характеризующихся высоким уровнем современной тектонической активности, ограничена уровнем 20 км. Затем происходит постепенное уменьшение эффективных значений упругих модулей, которые становятся близки к нулю на глубинах около 70 км в стабильных областях и около 35 км – в тектонически активных районах.

Таблица 6.1

Основные параметры упругой модели литосферы, использованные при расчете локальных напряжений, вызванных плотностными неоднородностями в лито-

- Topo												
Слой	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Глубина до подошвы, км	5	10	15	20	30	40	50	70	150	8		
Коэф. Ламе (λ =μ), x10 ¹⁰ Па	3,0	7,0	9,0	10	10	7,0	5,0	2,0	0,02	0		

Описанные выше методика и плотностная модель литосферы были использованы для расчета шести независимых компонент тензора напряжений в узлах сетки, на которой заданы исходные данные для глубины 10 км. Это значение было выбрано, так как результаты расчетов на глубинах 3–20 км наиболее устойчивы к изменениям в упругой модели, а упругие параметры на этих глубинах определяются наиболее надежно. На больших глубинах значения эффективных модулей упругости существенно зависят от ряда факторов, которые к тому же могут сильно меняться в пределах исследуемого региона. Кроме того, ситуация в верхней части коры имеет непосредственное отношение к задачам данной работы. Предварительные тесты показали, что расчетные напряжения в верхней части коры плавно меняются с глубиной: при ее увеличении происходит некоторое сглаживание коротковолновой составляющей, обусловленной резкими горизонтальными вариациями рельефа и приповерхностных плотностных неоднородностей. Таким образом, значения, рассчитанные на глубине 10 км, характеризуют верхний слой коры в целом.

Были вычислены значения разности максимального и минимального главных значений тензора напряжений s_1 - s_3 ($2\tau_{max}$ – удвоенное максимальное касательное напряжение), полученных после диагонализации полного тензора *T*. Этот параметр может рассматриваться как одна из наиболее общих характеристик напряженного состояния литосферы. В работе [74] при сопоставлении результатов расчета с сейсмичностью было показано, что значение порядка 30 Мпа является критическим. При достижении данного значения можно ожидать появление заметных (хотя и слабых) землетрясений. Даже в расширенной области максимальное расчетное значение не превышает половину от указанного значения (~15 Mna), что говорит о высокой стабильности литосферы (рис. 6.22).



Рис. 6.22. Максимальные касательные напряжения в земной коре, *10 Мпа [122]

Другим важным параметром, характеризующим расчетное поле напряжений, может являться значение $\sqrt{\sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2}$, распределение которого было также рассчитано для изученной территории. Повышенные значения этого параметра можно связать с областями, где наиболее вероятны субвертикальные перемещения на границах литосферных блоков, поэтому его иногда называют еще "перерезывающим" напряжением (рис. 6.23). Эти значения также весьма малы.



Рис. 6.23. Значения «перерезывающих напряжений» $\sqrt{\sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2}$ в верхней части коры, *10 Мпа [122]

6.2.6 Тепловое поле района Ростовской АЭС

Ростовский выступ (антиклинорий) – юго-восточное погружение Украинского кристаллического массива. Тепловой поток по Новочеркасской параметрической скважине составил 55 мВт/м².

В Приволжской зоне соляных антиклиналей, расположенной на Паромненском поднятии вблизи разрыва, тепловой поток по скважине равен 63 мВт/м². В Волго-Сарпинской зоне соляных массивов по Халганской скважине на погружении купола тепловой поток ниже – 55 мВт/м². В зоне сочленения платформ, на Астраханских поднятиях, тепловые потоки, определенные в трех пунктах, составляют 54–59 мВт/м².

Интересен характер распределения величин тепловых потоков в пределах Донбасса и вала Карпинского. Это наиболее приподнятые элементы эпигерцинской платформы, обрамляющие Восточно-Европейскую платформу с юга. По первой северной (Гуковской) антиклинали складчатого Донбасса тепловой поток равен 67 мВт/м².

Максимальная величина тепловых потоков, более 75.5 мВт/м², приурочена к приразломной части Олейниковского поднятия (свод Промысловского блока). Усиление тепловых потоков здесь связывается с наличием предполагаемых разрывных нарушений. К зоне с тепловыми потоками 59–67 мВт/м² относятся северное крыло и свод Промысловского блока, сводовая часть Каспийской структуры, Бузгинский и Элистинский блоки.

В зону с величиной тепловых потоков 50–59 мВт/м²-сек входит вся остальная часть вала Карпинского, кроме самой южной части Промысловского блока, где тепловой поток менее 50 мВт/м².

Ставропольский свод – крупное поперечное поднятие палеозойского складчатого основания, разделяющее огромные депрессионные зоны. Тепловой поток здесь максимальный для Предкавказья (84–142 мВт/м²). Между Ставропольским сводовым поднятием и северным склоном Большого Кавказа выделяется Восточно-Кубанская впадина. Значения теплового потока здесь от 53 до 75 мВт/м². Большие величины потока зафиксированы для Адыгейского структурного выступа (до 92 мВт/м2).

По многочисленным скважинам, пробуренным в Западно-Кубанском прогибе, поток изменяется от 41 до 60 мВт/м². Минимальные значения характерны для центральной, наиболее погруженной части прогиба. Для валообразных поднятий и структурных выступов севера Азово-Кубанской впадины (Ейско-Березанская группа поднятий, Калниболотский вал и др.) характерны тепловые потоки от 51 до 76 мВт/м². Повышенная тепловая напряженность установлена еще для одного поперечного поднятия – Минераловодского выступа (84–100 мВт/м²).

К настоящему времени имеется международная база по тепловому потоку для континентов и океанов. Эта база позволяет производить необходимые выборки для конкретного региона (рис. 6.24). Для построения схемы теплового потока в районе исследования были взяты данные из мировой базы измерений теплового потока составленной под эгидой Международной Комиссии по тепловому потоку (IHFC) при IASPEI. С сайта Комиссии были получены данные для территории бывшего СССР.

Обработка величин теплового потока произведена С.В. Милановским. На первом этапе производился расчет поля в узлах сетки. Использовался метод триангуляции с линейной интерполяцией значений теплового потока. Результаты такой интерполяции для района исследований (45–49 с.ш., 39–48 в.д.,) соответственно на рис. 6.25. Сглаживание проводилось для всей выборки потоков.

Следует отметить, что линейная интерполяция позволяет с малыми затратами времени формировать матрицу узлов и в сочетании со сглаживанием получать правдоподобную картину поля как на относительно малых (100–1000 значений), так и на больших (более 1000 значений) выборках. В силу линейности метода, его эффективность снижается на неравномерных по пространству выборках. Именно с таким полем мы имеем дело в случае с измеренными тепловыми потоками, представлены дискретными измерениями в скважинах. Последние, зачастую, распределены нерегулярно. Кроме того, в зависимости от масштаба исследования мы должны учитывать роль множества факторов влияющих на величину измеренного теплового потока в конкретной скважине.





Далее приведена карта, построенная на основе рассмотренных выше матриц значений теплового поля для района Ростовской АЭС. На рисунке по методу точечного крайнинга (рис. 6.25) представлена карта теплового потока полученная по методу точечного крайгинга.



Рис. 6.25. Карта распределения теплового потока (крайгинг интерполяция). Сеть 0.2x0.2 градусов, осреднение 3 x 3 [122]

Магнитное поле района исследований откартировано в результате полевых магнитометрических работ, в масштабе 1:200000 (рис. 6.26). На рис. 6.27 показана карта залегания поверхности Мохо.



Рис. 6.26. Магнитное поле измеренное на поверхности Земли, ΔT_a



Рис. 6.27. Кровля поверхности Мохо, км [122]

6.3. КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ И ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИ-ЧЕСКИХ ДАННЫХ РАЙОНА РОСТОВСКОЙ АЭС

Тектонические и геофизические карты – это двумерное представление некоторой области, например, Юго-восточной части ВЕП. Обычно это прямоугольник, в нашем случае 38.9–47.9 в.д и 44.9–48.8 с.ш. ограничивающий район исследований, построенный в результате масштабного сокращения реальных пространственных соотношений с целью их более легкого и понятного восприятия.

Зависимости, изучаемые на карте, практически всегда изображаются и исследуются с помощью точек. При этом обычно рассматриваются координаты точек и значения некоторых параметров, например, теплового потока, соответствующего каждой точке. Большинство карт геофизических полей представляет собой оценки некоторых непрерывных функций по результатам наблюдений в дискретных контрольных точках.

Координаты полигона - 38.9–47.9 восточной долготы и 45.4–48.8 северной широты. Данные оцифрованы по квадратам 0.1x0.1 градуса.

Использованы следующие параметры:

w – амплитуда новейших движений, м

K_{int} – интенсивность кривизн новейших движений, 1/км

RCM - скорости современных движений, мм/год

Н – рельеф, м

Moho – поверхность Мохо, км

Fund – поверхность кристаллического фундамента, м

Pz - кровля палеозойских отложений, м

К – кровля мела, м

Рg - кровля палеогена, м

*s*₁-*s*₃- маскимальные касательные напряжения в коре

q – тепловой поток, мВт/м²

Iso – изостатические аномалии, мГал

Iso25 – изостатические аномалии, фильтрованные, минимальная длина волны 25 км, мГал

Iso50 – изостатические аномалии, фильтрованные, минимальная длина волны 50 км, мГал

IsoGrad25 – градиенты изостатических аномалий, фильтрованные, минимальная длина волны 25 км, мГал/км

IsoGrad50-- градиенты изостатических аномалий, фильтрованные, минимальная длина волны 50 км, мГал/км

 Δ gsed – гравитационное поле осадочного чехла, мГал

Buge – аномалии Буге, мГал

ADC – аномальная плотность в твердой коре, г/см³

∆Та – магнитное поле

Для выявления характера связей между переменными необходимо использовать не исходные данными (в которых обычно содержатся ошибки, как инструментальные, так и иного рода, причем инструментальные ошибки для некоторых параметров – глубины залегания границы Мохо, теплового потока могут быть значительными для платформ), а факторизованные переменные. Это особенно важно, когда задача заключается в выделении некоторых классов или групп из всей изучаемой совокупности (в нашем случае 3185 ячеек), т.е. решается задача классификации.

В таблице 6.2 приведены значения коэффициентов корреляции для 18 геолого-геофизических параметров территории Ростовской АЭС.

Таблица 6.2

and the second second second second

Корреляция между 18 геолого-геофизическими параметрами Ростовского

	региона																	
	AD C	Bug e	Iso	Iso25	Iso5 0	IsoG rad25	IsoG rad50	∆gs ed	Η	w	K _{int}	Mo ho	Fun d	Pz	К	Pg	q .	ΔTa
ADC	1	,10	,04	,1	,111	-,12	,05	,47	,2	,18	-,07	-,09	-,20	,28	,21	,39	-,04	,01
Buge	,10	1	,67	,64	,63	,12	,68	-,14	,04	-,05	-,34	-,14	,16	,38	-,00	,09	-,07	,00
Iso	,04	,67	1	,78	,78	,11	,98	-,19	,16	,08	-,17	-,13	,2	,2	,07	,06	-,02	-,01
Iso25	,1	,64	,78	1	,99	-,06	,80	,01	-,03	-,18	-,17	-,08	,19	,09	,07	,13	-,09	,03
Iso50	,11	,63	,78	,99	1	-,07	,80	,02	-,03	-,19	-,17	-,09	,187	,1	,07	,14	-,07	,03
IsoGra d25	-,12	,12	,11	-,06	-,07	1	,11	-,36	,19	,21	-,15	-,28	,10	,02	-,07	-,17	-,11	-,02
IsoGra d50	,05	,66	,98	,80	,80	,11	1	-,18	,15	,07	-,18	-,13	,20	,2	,07	,07	-,01	-,02
∆gsed	,47	-,14	-,19	,01	,02	-,36	-,18	1	-,03	-,16	-,01	,19	-,59	,15	,31	,46	-,05	,02
Н	,2	,04	,16	-,03	-,03	,19	,15	-,03	1	,65	-,13	-,26	-,21	,45	,23	,10	,08	-,02
w	,18	-,05	,08	-,18	-,19	,21	,07	-,16	,65	1	-,21	-,23	-,09	,38	,26	,19	-,09	-,03
K _{int} _	-,07	-,34	-,17	-,17	-,17	-,15	-,18	-,01	-,13	-,21	1	,10	,00	-,23	-,27	-,23	,39	,02
Moho	-,09	-,14	-,13	-,08	-,09	-,28	-,13	,19	-,26	-,23	,10	1	-,13	-,03	,16	,12	-,25	,00
Fund	-,20	,16	,2	,19	,19	,10	,20	-,59	-,21	-,09	,00	-,13	1	-,43	-,23	-,14	,10	,02
Pz_	,28	,38	,2	,09	,1	,02	,2	,15	,45	,38	-,22	-,03	-,43	1	,36	,26	-,05	-,02
K	,21	-,0	,07	,07	,07	-,07	,06	,31	,23	,28	-,27	,16	-,23	,36	1	,60	-,26	,00,
Pg_	,392	,09	,06	,13	,14	-,17	,07	,46	,10	,19	-,23	,12	-,14	,26	,60	1	-,11	,01
q	-,04	-,07	-,02	-,09	-,07	-,11	-,01	-,05	,082	-,09	,39	-,25	,10	-,05	-,26	-,11	1	,01
ΔTa	,01	,0	-,01	,03	,03	-,02	-,01	,02	-,02	-,03	,02	,00	,02	-,02	,00	,01	,01	1

Тем не менее, применим на этом этапе факторный анализ ко всем имеющимся у нас 18-и переменным. Для выявления характера связей между переменными лучше иметь дело не с исходными данными (в которых могут содержаться ошибки), а с факторизованными переменными. Это особенно важно, когда задача заключается в выделении некоторых классов или групп из всей изу-

		Фак	торы(68.2	2%)							
	1(24.4%)	2(17.1%)	3(12.5%)	4(8.3%)	5(5.8%)						
ADCM	0.08	,676	,220	-0.07	0.01						
Buge	,800	-0.05	0.09	,138	-,102						
Iso	,918	-0.05	,148	0.04	0.01						
Iso25	,930	,107	-,143	0.03	0.08						
Iso50	,931	,125	-,139	0.02	0.09						
IsoGrad50	0.02	-,472	,438	,232	0.04						
IsoGrad25	,930	-0.05	,139	0.03	0,01						
∆gsed	-,112	,790	-,247	-0,05	-,282						
Н	0.04	,133	,806	-0.03	-,224						
W	-,107	0.08	,821	,218	-0,03						
K _{int}	-,203	-0.04	-,211	-,685	-0.05						
Moho	-,140	,121	-,566	,312	-,272						
Fund	,208	-,404	-0.04	0,0	,747						
Pz	,220	,304	,466	,143	-,574						
K	0.01	,570	,185	,522	-0.02						
Pg	0.07	,760	0,1	,331	,169						
q	-0.09	0.03	,153	-,810	,123						
ΔTa	-0.01	,167	0.01	-0.032	,391						

Таблица 6.3

Значения 5 главных факторов для 18 параметров Ростовского региона.

Из таблицы 6.3 видно, что в первом факторе 5 гравитационных параметров с высокой положительной нагрузкой на сам фактор. Поэтому, переходя к следующему этапу, можно оставить только один из этих параметров, например Buge. Амплитуды новейших движений скоррелированы с современным рельефом, можно оставить только w. На следующей итерации оставляем 9 параметров и подвергаем их заново корреляционному (таблица 6.4) и факторному (таблица 6.5) анализу.

Таблица 6.4

	на													
	Buge	w	K _{int}	Moho	Fund	Pz	К	Pg	q					
Buge	1	-,051	-,340	-,136	,156	,382	-,001	,087	-,066					
w	-,051	1	-,212	-,228	-,091	,379	,275	,190	-,086					
K _{int}	-,340	-,212	1	,101	,001	-,218	-,269	-,227	,386					
Moho	-,136	-,228	,101	1	-,131	-,027	,162	,123	-,254					
Fund	,156	-,091	,001	-,131	1	-,431	-,232	-,142	,100					
Pz	,382	,379	-,218	-,027	-,431	1	,362	,264	-,053					
K	-,001	,275	-,269	,162	-,232	,362	1	,601	-,263					
Pg	,087	,190	-,227	,123	-,142	,264	,601	1	-,111					
q	-,066	-,086	,386	-,254	,100	-,053	-,263	-,111	1					

Корреляция между 9 геолого-геофизическими параметрами Ростовского регио-

Таблица 6.5

Значения 4 главных факторов для 9 параметров Ростовского региона

	Факторы			
	1(27.9%)	2(17.2%)	3(14.3%)	4(11.5%)
Buge	0.01	0.01	.952	-0.01
w	.264	.249	127	.78 7
K _{int}	643	0.08	492	213
Moho	.298	.201	225	748
Fund	0.2	787	.167	.108
Pz	0.08	.764	.451	.211
K	.641	.496	-0.08	.125
Pg	.528	.429	0.03	0.09
q	767	0.01	0.08	.193

Во втором факторе сильная отрицательная связь Fund и PZ, отчасти K и Pg, прежде чем выбрать наиболее из представительных структурных параметров, отдельно проведем корреляционный и факторный анализ 8 параметров, см. таблицы 6.6 и 6.7.

Таблица 6.6

	w	Moho	Fund	Pz	K	Pg	RCM	Н
w	1	-,228	-,091	,379	,275	,190	,082	,647
Moho	-,228	1	-,131	-,027	,162	,123	-,055	-,262
Fund	-,091	-,131	1	-,431	-,232	-,142	-,297	-,209
Pz	,379	-,027	-,431	1	,362	,264	,157	,452
K	,275	,162	-,232	,362	1	,601	,185	,226
Pg	,190	,123	-,142	,264	,601	1	,046	,102
RCM	,082	-,055	-,297	,157	,185	,046	1	,204
Н	,647	-,262	-,209	,452	,226	,102	,204	1

Корреляция между 8 структурными параметрами Ростовского региона

Таблица 6.7.

Значения трех главных факторов для 8 структурных параметров Ростовского региона

	Факторы								
	1(33.3%)	2(19.3%)	3(14.3%)						
w	,816	,265	0,03						
Moho	-,633	,382	,142						
Fund	0,02	-,183	-,816						
Pz	.428	,396	,483						
K	,117	,835	,178						
Pg	0,04	,859	-0,03						
RCM	0,08	-0,07	,726						
H	,819	,129	,262						

Из анализа таблиц 6.6 и 6.7, следует, что достаточно остановиться на параметрах Fund из третьего фактора, и w – из первого фактора (сильно сцеплены оказались и K – Pg из второго фактора. Добавим также напряжения в литосфере s_1 - s_3 , и заменим Buge на ISO, из чисто физических соображений. Теперь у нас остается 6 параметров, для них тоже проведем корреляционный и факторный анализ.

Таблица 6.8

	-					-
	Fund	Iso	W	q	S 1-S 3	K _{int}
Fund	1	,199	-,091	,100	,348	,001
Iso	,199	1	,079	-,015	-,130	-,169
W	-,091	,079	1	-,086	-,649	-,212
q	,100	-,015	-,086	1	,130	,386
<i>S</i> ₁ - <i>S</i> ₃	,348	-,130	-,649	,130	1	,138
Kint	,001	-,169	-,212	,386	,138	1

Корреляция между 6 важнейшими параметрами Ростовского региона

В таблице 6.8 наибольшая отрицательная корреляция между s_1 - s_3 и w, поменьше но положительная корреляция между K_{int} и q, Fund и s_1 - s_3 .

Таблица 6.9

Значения З главных факторов для 6 важнейших параметров Ростовского регио-

па											
	Фак	Факторы(73.3%)									
	1(32.5%)	2(21.8%)	3(19%)								
Fund	,349	0.07	,741								
Iso	-,231	-0.1	,780								
W	-,857	-0.08	0.08								
q	0	,855	,149								
S ₁ -S ₃	,912	0.08	,110								
K _{int}	,150	,799	-,200								

Следующий этап – картирование каждого из трех факторов, (рис. 6.28– 6.30) для того, чтобы можно было видеть вариации каждого фактора по площади. Такая процедура является обязательной перед проведением кластерного анализа и окончательного разбиения всей территории на классы для геодинамического районирования.

В таблице 6.9 показаны три основных фактора матрицы таблицы 6.8, 1-й фактор занимает 32,5% изменчивости и включает в себя s_1 - s_3 с положительным знаком и w –,857 с отрицательным знаком. Карта этого фактора показана на рис. 6.28.



Рис. 6.28. Первый фактор по 6 основным параметрам

Второй фактор составляет 21,8% общей изменчивости, и в него входят тепловой поток q и интенсивность кривизн К_{int}. Карта этого фактора показана на рис. 6.29.



Рис. 6.29. Второй фактор по 6 основным параметрам

Третий фактор составляет 19% общей изменчивости и в него входят (с положительным знаком) глубина залегания фундамента Fund, и изостатические аномалии Iso. Карта этого фактора показана на рис. 6.30.



Рис. 6.30. Третий фактор по 6 основным параметрам

После завершения факторного анализа перейдем к проблеме классификазии земной коры данного района на основании выделенных факторов. Разобьем участки земной коры на различные геодинамические типы (режимы), чтобы содержательно описать различия между ними, применяя метод классификации Ксредних. В таблице 6.10 показаны финальные центры классов для модели с 10 кластерами.

Таблица 6.10

Окончательные центры 10 классов после К- кластеризации по трем основным факторам из таблицы 6.9. Синий цвет – пониженные значения фактора, зеленый цвет – умеренные значения и оранжевый цвет – повышенные значения фактора

	Классы												
Фак-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
торы													
1	1.276	-1.33	597	-1.160	362	.4615	1583	-1.69	2.429	.2084			
2	.480	.167	459	2.59	2.0318	5105	.3745	.642	3.6297	-1.014			
3	.0083	.0252	-2.185	1.228	-2.027	.7860	455	1.848	.0804	267			

Эта процедура пытается идентифицировать относительно однородные группы, основываясь на определенных характеристиках. Используется алгоритм К-средних, который может обрабатывать большие массивы информации (десятки тысяч точек наблюдения с несколькими параметрами). Этот алгоритм требует заранее задать число кластеров. Это число мы будем задавать исходя из следующих соображений. На всей изучаемой площади, на которой у нас 3185 ячеек, при имеющейся точности и детальности данных, существует возможность выделять структуры с характерным размером 100 – 500 ячеек. Поэтому при первом использовании кластерного анализа, задаем заранее 13 кластеров, потом последовательно уменьшаем в каждой итерации число кластеров: 12, 11, 10, 9, 8, 7. Получаемые результаты сравниваем. Окончательный, выбираемый нами вариант, оказывается, в итоге, компромиссом между детальностью и устойчивостью. В нашем примере, при 11 кластерах появлялись отдельные клас:теры состоящие из 1-3 ячеек. Можно заранее указать центры кластеров, вокруг которых будут сгруппированы данные. Для этого можно использовать эталонные тектонические структуры. Есть два метода такой классификации: только классификация или классификация с итеративным обновлением центров клас теров. Можно получить информацию о принадлежности каждой точки наблюдения к определенному кластеру, информацию о расстоянии от центра кластера и финальные координаты центров кластеров.

На рис. 6.31 показано положение центров классов в координатах трех главных факторов. Такой способ отображения помогает проанализировать средние физические характеристики самих классов, и их взаимоположение.



Рис. 6.31. Положение центров 10 классов района Ростовской АЭС в системе координат трех главных факторов. Вертикальная ось – фактор 1, горизонтальная левая ось – фактор 2 и горизонтальная правая ось – фактор 3

В таблице 6.11 показана дендрограмма построенная для 10 классов, выделяемых по 3 первым факторам для района Ростова. Зная тектоническое строение этого региона, мы предполагаем различный размер кластеров, поэтому остановимся на методе взвешенного попарного среднего. Самый распространенный класс – 6-й, 861 ячейка, самый малочисленный – 9-й, 52 ячейки (рис. 6.32).

1-й класс – характеризуется повышенным напряжением в коре, умеренным тепловым режимом и умеренным влиянием коровых структур;

2-й класс – характеризуется слабым напряжением в коре, умеренным тепловым режимом и умеренным влиянием коровых структур;

3-й класс – характеризуется средним напряжением в коре, низким тепловым потоком и слабым влиянием коровых структур;

4-й класс – характеризуется средним напряжением в коре, повышенным тепловым потоком и сильным влиянием коровых структур;
5-й класс – характеризуется средним напряжением в коре, повышенным тепловым потоком и слабым влиянием коровых структур;

6-й класс – характеризуется повышенным напряжением в коре, низким тепловым потоком и сильным влиянием коровых структур;

7-й класс – характеризуется ...; повышенным напряжением в коре, средним тепловым потоком и слабым влиянием коровых структур;

8-й класс – характеризуется слабым напряжением в коре, средним тепловым потоком и сильным влиянием коровых структур;

9-й класс – характеризуется повышенным напряжением в коре, повышенным тепловым потоком и умеренным влиянием коровых структур;

10-й класс – характеризуется средним напряжением в коре, низким тепловым потоком и умеренным влиянием коровых структур (в соответствии с таблицей 6.10).

Таблица 6.11

Дендрограмма связей между 10 геодинамическими классами Ростовского региона.



6.4. ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНОЙ МАГНИТУДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Полученная карта геодинамического районирования является основой — для прогнозирования максимально возможной магнитуды M_{max} . Для этого в пределах территории каждого класса находим максимальное произошедшее за последние 100 лет землетрясение (рис. 6.32) и полагаем, что на всей территории этого класса может произойти землетрясение с такой магнитудой.





Рис. 6.32. Карта геодинамического районирования с нанесенными максимальными наблюденными землетрясениями (по квадратах 0.3' на 0.3') для района РоАЭС и прилегающей территории и наблюденные за последние 100 лет землетрясений



Рис. 6.33. Карта геодинамического районирования с нанесенными максимальными наблюденными землетрясениями (по квадратам 0.3' на 0.3') для района РоАЭС и прилегающей территории



Рис. 6.34. Районирование по *M_{мах}*. В тех классах (например, 8, 2), где нет наблюденных землетрясений использована регрессия по наблюденной *M_{мах}*



Рис. 6.35. Карта *М_{мах}* для района РоАЭС и прилегающей территории Из результирующей карты рис. 6.35 видно, что сама Ростовская атомная станция находится в области, где возможны землетрясения с магнитудой 4–4.5.

6.5. ВЫВОДЫ

1. На основании тщательного изучения геолого-геофизического строения территории отобрано 18 параметров, для которых проведен предварительный корреляционный и факторный анализ.

2. На основании предварительного анализа, отобрано 6 наиболее существенных для геодинамики региона параметров, для которых проведен факторный анализ.

3. В результате факторного анализы выделено три основных фактора, обеспечивающих 73% общей изменчивости. В первый фактор входят максимальные касательные напряжения в земной коре и с обратным знаком амплитуда новейших движений. Этот фактор отвечает за напряженное состояние коры. Во второй фактор входят тепловой поток и интенсивность кривизн новейших движений. Этот фактор отвечает за тепловой режим. В третий фактор входят глубина залегания фундамента и изостатические аномалии. Этот фактор отвечает за влияние коровых структур.

292

4. На основании выделенных факторов, проведена геодинамическая классификация литосферы, в результате чего выделено 10 классов.

5. Район исследований оказался удачным в том смысле, что в отличие от асейсмичных платформ, в этой области, по сути, переходной от платформы к сейсмоактивному Предкавказью, имеется сейсмичность и определенная статистика сильных землетрясений. Полученная карта геодинамического районирования использована как основа для прогнозирования максимально возможной магнитуды M_{max} . Для этого в пределах территории каждого класса найдено максимальное произошедшее за последние 100 лет землетрясение и сделано предположение, что на всей территории этого геодинамического класса может произойти землетрясение с такой же магнитудой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа ориентирована на разработку новой методики геодинамического районирования.

Автором предложена методика геодинамического районирования на основе исследования скрытых взаимосвязей между исходными параметрами среды. На основании выявленных факторов, имеющих физическую интерпретацию, и строились алгоритмы классификации. Разработанная методика обладает достаточной универсальностью и перспективностью при исследовании геодинамики различных областей в различных масштабах.

Полученные результаты, по своему характеру, - это новая формализованная методика, которая, по существу, решает не только геологическую задачу, то есть осуществляет районирование, но и метрологическую задачу: стандартизует основные процедуры и алгоритмы обработки данных. Поэтому любые пользователи, располагающие одинаковыми данными, получают одинаковые результаты. По сути, этим решается задача метрологии, то есть единства измерения.

В таком походе есть и достоинство и недостаток. Достоинство очевидное разные исследователи получают одинаковый результат, субъективность исключена. Недостаток менее очевиден: в сильно формализованном подходе нет места интуиции, мастерству, индивидуальному видению, которое может иногда оказаться вернее формальных построений.

Но в программу может быть вложен интерактивный элемент: по результатам предварительного обсчета пользователь может на свой вкус изменить весовые коэффициенты, учтя полученный результат и свой индивидуальный опыт.

Сила новой методики, как и статистических методов, вообще – способность выявлять новые закономерности, слабо проявляемые, на основе больших массивов данных, получать результаты там, где обычная визуальная обработка не дает результатов вообще, либо полученные результаты потребовали преодоления слишком больших трудностей (например, держать в уме слишком большой фактический материал). Если исходный материал слишком беден – не стоит и связываться с новой методикой.

Обобщение большого количества разнородного геолого-геофизического материала по Северной Евразии, Восточно-Европейской платформе, Паннонскому бассейну привело к установлению скрытых, неявных, корреляционных связей между рядом геолого-геофизических параметров.

Диссертация является первой работой, в которой предложен метод геодинамического районирования на разном масштабном уровне с использованием факторного и кластерного анализа. Важнейшим результатом работы является разработка методики геодинамического районирования.

Впервые поставлены и решены следующие задачи:

 Проанализированы геометрические характеристики неотектонических деформаций.

2. Показано, что интенсивность кривизн новейших тектонических движений является наиболее информативной величиной, характеризующей напряженное состояние лучше, чем амплитуды и градиенты новейших движений.

3. На основе данных о новейших вертикальных движениях земной коры (ВДЗК) исследованы геометрические характеристики деформаций поверхности литосферы Северной Евразии и построены соответствующие карты. Речь идет о величинах, отражающих относительные изменения в пространстве амплитуд ВДЗК - градиенту и кривизнам поверхности ВДЗК.

4. На основе методов многомерной статистики - корреляционного и факторного анализа выявлена корреляция между различными геометрическими характеристиками как для выделенных на карте геоструктурных областей, так и для отдельных регионов внутри них. Анализ корреляционных связей и геометрическая интерпретация результатов факторного анализа основаны на типизации поверхностей, принятой в дифференциальной геометрии и на проведенном исследовании градиентов и кривизн некоторых модельных поверхностей (параболических, эллиптических и гиперболических).

5. Проведенное исследование показало наличие на изучаемой территории различных типов деформирования. В частности, для орогенических и, в несколько меньшей степени, для платформенных областей характерен параболический и гиперболический типы поверхности вертикальных движений земной коры. Поверхности ВДЗК впадин глубоководных морей более близки по типу к эллиптическим поверхностям.

6. Разные типы поверхности соответствуют, видимо, разным физическим механизмам возникновения ВДЗК.

В результате проведенного анализа новейшей тектоники, геодинамики и сейсмичности Паннонского бассейна, получены следующие результаты:

1. На основании корреляционного анализа 22 геолого-геофизических параметров для Паннонского бассейна, выделено 6 самых информативных.

2. Для геодинамического районирования Паннонского бассейна использованы шесть параметров, для которых получено три главных фактора с суммарным весом более 80%. Первый фактор показывает, что характер новейших тектонических движений Паннонского бассейна определяется глубиной залегания границы Мохо и плотностными неоднородностями в фундаменте.

3. Во второй фактор с разным знаком входят тепловой поток и аномалии скоростей продольных волн в верхней мантии относительно средней скорости в 7.9 км/с, что вполне понятно, учитывая высокий разогрев литосферы под Паннонским бассейном. В третий фактор вошел только один параметр интенсивность кривизн. Можно предположить, что третий фактор связан с горизонтальными напряжениями в литосфере.

3. На основе полученных трех факторов проведен кластерный анализ, в результате которого выделено 9 основных геодинамических типов литосферы Паннонского бассейна. Для выделенных классов проведен иерархический кла-

стерный анализ, установлены формализованные таксономические отношения между классами.

4. Нам представляется, что именно такой подход позволит приблизиться к пониманию природы сейсмической активности Паннонского бассейна, которая до сих пор остается мало понятной.

При работе с материалами по Восточно-Европейской платформы нами решалось несколько отдельных задач.

Впервые факторный анализ применен к 5 структурным планам Восточно-Европейской платформы, что дало два значимых фактора.

1. Первый фактор показал, что существует тесная связь между структурными планами для венда, верхнего девона и среднего карбона. Неожиданный результат дает второй фактор, показывающий, что между глубиной залегания фундамента ВЕП и кровлей отложений артинского яруса нижней перми существует сильно выраженная положительная связь.

2. Впервые применение факторного анализа к картам мощностей осадков Восточно-Европейской платформы позволило выделить 8 отдельных режимов осадконакопления. Форма бассейнов осадконакопления за это палеозой-мезозой поменялась 10 раз. Причем в трех случаях произошло возвращение к древней, уже имевшей место форме бассейнов – это было в раннем ордовике, раннем девоне и раннем мелу.

3. Факторный анализ температур и теплового потока на Восточно-Европейской платформе, показал, – первый фактор объединяет температуры на глубинах 1000, 2000 и 3000 метров. Второй фактор объединяет тепловой поток, температуры на поверхности Мохо и глубине 5000 метров. Причина такого различия – объясняется большой раздробленностью верхних 3000 метров земной коры и подвижностью флюидов.

4. В результате анализа более 20 геолого-геофизических параметров Восточно-Европейской платформы выделено 8 самых информативных. Принципиально новым в нашем подходе явилось использования интенсивности кривизн новейших движений и разности минимального и максимального главных значений тензора напряжений в литосфере, характеризующих напряженное состояние литосферы.

5. По 8 параметрам платформы выделено четыре основных фактора. Оказалось, что в первый фактор с высоким весом 35% входят тепловой поток и температура на глубине 5000 метров. Такой результат входит в противоречие с обычными представлениями о древних платформах, как об областях, в которых все термические аномалии, учитывая древний возраст фундамента, давно диссипированы. Либо мы плохо знаем температурный режим платформы, либо данные о тепловом потоке и глубинных температурах содержат погрешности.

6. Во второй фактор с весом 19% входит глубина границы Мохо которая противопоставляется мощности осадочного чехла и разности главных напряжений в земной коре. Этот фактор отражает влияние на новейшую геодинамику глубинных неоднородностей, вызванных рифейским и позднедевонским рифтогенезом. Он же влияет на напряженное состояние земной коры, регулируемое силой отталкивания от дивиргентных границ литосферных плит.

7. Третий фактор с весом 12%, включает в себя амплитуды новейших вертикальных движений и гравитационное влияние верхней мантии. Этот фактор показывает, что новейшие тектонические движения, в пределах платформенных областей связаны с глубинными плотностными неоднородностями.

8. Интенсивности кривизн новейших движений составляют четвертый фактор с весом 10%. Можно предположить, что этот фактор связан с горизонтальными напряжениями.

9. По четырем факторам проведен кластерный анализ, в результате которого выделено 15 основных геодинамических типов литосферы, наиболее распространенными оказались из них 9 типов.

10. В случае Восточно-Европейской платформы, использование только двух главных факторов из четырех приводит к результатам, близким к районированию по всем четырем факторам, с сохранением самых существенных черт. То есть, вклад третьего и четвертого факторов в результат геодинамического районирования в этом случае оказывается незначительным.

Результаты, полученные для геодинамики Северной Евразии, имеют фундаментальное научное значение:

1. Для Северной Евразии, отдельно изучены сейсмоактивные и асейсмичные области. Для платформ с повышением значений положительных гравитационных мантийных аномалий возрастает глубина Мохо, амплитуда новейших движений и понижается тепловой поток, а для активных областей с повышением разогрева коры возрастает напряженное состояние литосферы.

2. На основании проведенного факторного и кластерного анализа, проведено геодинамическое районирование.

3. Совершенно отчетливо выявляется сильная гетерогенность платформенных областей. Здесь следует отметить разделение древних и молодых платформ. Платформы разделяли на древние и молодые и ранее, но возрасту фундамента. То, что на схеме геодинамического районирования эти платформы разделились, главным образом, по геофизическим признакам-показателям, представляет исключительный интерес для геодинамики.

4. Внутри древних и молодых платформ, выделились существенные неоднородности. В пределах Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты отчетливо видна центральная область, связанная с системой погребенных рифтов в основании платформенного чехла.

5. Интересно, что самая северная часть в приустьевой части р. Оби, где в процессе рифтогенеза континентальная кора была разорвана в раннем триасе, после чего образовался Обский палеоокеан, на карте геодинамического районирования выражена как особая область, вдающаяся в Карское море. Очень сильная гетерогенность характерна для другой молодой платформы – Туранской плиты.

6. Неоднородности в пределах древних платформ выступают также весьма отчетливо. Для Восточно-Европейской платформы обращает внимание ее северо-восточная и юго-восточная границы, выраженных в виде двух входящих углов. На северо-востоке это Тимано-Печорский бассейн, а на юго-востоке – Прикаспийская синеклиза. В пределах последней хорошо видна структурная ступень, отражающая резкий перепад в глубине залегания фундамента, аналогичная той, которая наблюдается при переходе от Таймырской складчатой зоны к Восточно-Сибирской платформе.

7. Также четко выражены плотностные неоднородности внутри древних платформ: для древней Восточно-Сибирской платформы отметим аномальную область, связанную с трапповым магматизмом, а для Восточно-Европейской платформы аналогичную зону в районе Воронежского массива.

8. Для активных областей Северной Евразии неоднородности выражены еще более резко. Так в структуре области слабого горообразования современного Урала выделяется Средний Урал, который разделяет Южный и Северный Урал. Это представляет несомненный интерес в связи с дискуссией о тектонической природе Урала на новейшем тектоническом этапе. Резко неоднороден орогенический пояс Средней Азии, где структуры Памиро-Алая, Южного и Северного Тянь-Шаня и Таримского бассейна достаточно хорошо видны. В пределах Монголии обращает внимание область предрифтового режима, захватывающая и часть Тункинского рифта. Байкальская рифтовая зона как единая новейшая структура оказывается сильно неоднородной, что в значительной степени связано с гетерогенностью фундамента, на котором заложился Байкальский рифт.

9. Естественно, что детальность схемы геодинамического районирования, которая впервые составлена для всей территории Северной Евразии, определяется, в первую очередь, исходными данными, которых для отдельных районов (северо-восток Азии и другие районы) явно недостаточно.

Для территории Ростовской АЭС, расположенной в зоне перехода от Восточно-Европейской платформы к Скифской плите, нами решалась прикладная задача – оценка максимально возможной магнитуда М_{max}: 1. На основании изучения геолого-геофизического строения района Ростовской АЭС, в масштабе 1:200000, отобрано 18 параметров, для которых проведен предварительный корреляционный анализ. Далее отобрано 6 наиболее существенных для геодинамики региона параметров, и для них проведен факторный анализ.

2. В результате выделено три основных фактора, обеспечивающих 73% общей изменчивости. В первый фактор входят максимальные касательные напряжения в земной коре и с обратным знаком амплитуда новейших движений. Во второй фактор входят тепловой поток и интенсивность кривизн новейших движений. В третий фактор входят глубина залегания фундамента и изостатические аномалии.

4. На основании выделенных факторов, проведена геодинамическая классификация литосферы, в результате чего выделено 10 классов.

5. Полученная карта геодинамического районирования использована как основа для прогнозирования максимально возможной магнитуды М_{max}. Для этого в пределах территории каждого класса найдено максимальное произошедшее за последние 100 лет землетрясение и сделано предположение, что на всей территории этого геодинамического класса может произойти землетрясение с такой же магнитудой.

Методическое значение формального геодинамического анализа в том, что он может подсказать нам, где следует усилить наблюдения, как долго наблюдать, то есть поставить задачу планирования наблюдений – сети геофизических станций, продолжительность наблюдений, характеристики и т.д.

Усовершенствовать методику можно, например, вовлекая новые характеристики, увеличивая плотность сетей наблюдений, и качество существующих данных, лучше изучить строение Земли методами геофизической томографии (сейсмической, гравиметрической, электрометрической).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И.И., Груза В.В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. - Л.: Недра, 1972. - 236 с.

2. Амбарцумян С. А. Общая теория анизотропных оболочек. - М.: Наука, 1974. - 446 с.

3. Атлас структурных карт Восточно-Европейской платформы в масштабе 1:5 000 000 // под ред. В.В.Бронгулеева. - М.: МГУ, 1986.

4. Баженова М.Л., Буртман В.С. О природе северной дуги Карпат // Докл. АН СССР. - 1980. - т. 255. - № 3. - С. 681-685.

5. Балла З. Проблема неогеновых вулканов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе // Геотектоника. - 1981. - № 3. - С.79-93.

6. Бегун Д.Г., Бобух В.А., Васильев В.Г. и др. Нефтегазоносность и основные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в Волго-Донском регионе / Под ред. В.Г. Васильева. - М.: Недра, 1966. - С. 7-84.

7. Беклемишев Д.В. Курс аналитической геометрии и линейной алгебры. - М.: Наука, 1976. - 320 с.

8. Белонин М.Д., Голубева В.А., Г.Т.Скублов. Факторный анализ в геологии. - М.: Недра, 1982. - 269 с.

9. Белоусов В.В. Геотектоника. - М.: МГУ, 1976. - 334 с.

10. Беэр М.А., Щерба Г.И. Позднеальпийская история развития Восточных Карпат // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1984. - т.59. - С. 47-62.

11. Билинкис Г.М. Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. -Кишинев: Штиница, 1971. - 151 с.

12. Биркенмайер К. Карпаты. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. - М.: Мир, 1977. - т.1. - С. 163-199.

13. Бримих Л., Латынина Л.А. Результаты деформационных измерений в Словакии // Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1988. - № 12. - С. 21-27.

14. Бронгулеев В.В. О построении карт структурного соответствия рельефа земной поверхности и фундамента Восточно-Европейской платформы // Гео-морфология. - 1977. - №4. - С. 44-52.

15. Бронгулеев В.В., Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А. Современные движения земной коры, новейшая тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона. Корреляционный анализ // Физика Земли. - 1984. - № 7.- С. 3-12.

16. Бронгулеев В.Вад. Крупнейшие формы рельефа Русской равнины и их связь со строением земной коры // Геоморфология. - 1989. - №3. - с. 15-24.

17. Буртман В.С.. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. - 1984. - № 3. - С. 17-31.

18. Вадас Э. Геология Венгрии. - М.: Мир. - 1964. - 532 с.

19. Валеев Р.Н. Авлакогены Русской платформы // Тр. Геол. Ин-та, Казань. -1970. - № 30. - С. 55-87.

20. Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Фёдоров Д.Л. Глубинная структура центральных районов восточно-европейской платформы // Геотектоника. - 1997. - №3. - С. 31- 40.

21. Волож Ю.А. Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. - 1999. -№ 1. - С. 28 - 43.

22. Волож Ю.А., Антипов М.П., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Геодинамика прикаспийской впадины // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. - М.: ГЕОС. - 2001. - т.1. - С. 113 - 117.

23. Гарецкий Р.Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ // Геотектоника. -1991. -№ 5. - С. 3 - 14.

24. Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Конищев В.С. Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы. - Минск: Навука тэхника, 1990. -102 с.

25. Геология СССР. -Т. XLVI. - М.: Недра, 1970. - 667 с.

26. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат. - Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1976. - 188 с.

27. Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития Северо-Востока европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника. - 1991. - № 5. - С. 26 - 37.

28. Гзовский М. В., Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях // Современные движения земной коры. - М.: Изд-во АН СССР. - 1963. - № 1. - С. 37-63.

29. Гзовский М. В., Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. - М.: Недра, 1967. - С. 30-37.

30. Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И., Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений // Изв. АН СССР, серия геофиз. - 1959. - №8. - С. 41-52.

31. Государственная геологическая карта РФ, м-б 1:200 000 / лист L-37-V. - 2000 г.

32. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. - Киев, изд. АН СССР, 1964. - 183 с.

33. Грачев А, Ф., Магницкий В. А., Мухамедиев Ш. А., Юнга С. Л. Тензорные характеристики современных изгибных деформаций литосферы Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. - 1995. - № 340. - т.2. - С. 250-255.

34. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. - Л.: Недра, 1977. - 238 с.

35. Грачев А. Ф., Блюмштейн Э. И. Проблема эволюции вулканизма рифтовых областей Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. - М.: 1971. - С. 74-81.

36. Грачев А. Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. - 1988. - Том 11. - № 6. - С. 618 - 654.

37. Грачев А. Ф., Калашникова И. В., Лапушонок И. Л., Магницкий В. А. О связи кривизн современных деформаций земной коры Паннонского бассейна с сеисмичностью // Изв. АН СССР, Физика Земли. - 1989. - №9. - С. 3-8.

Грачев А. Ф., Калашникова И. В., Магницкий В. А. Современная и новейшая геодинамика и сейсмичность Китая // Физика Земли. - 1993. - №10. - С.
 3-13.

39. Грачев А. Ф., Калашникова И. В., Магницкий В. А. Современные движения земной коры и сейсмичность // Физика Земли. - 1990. - №11. - С. 3-11.

40. Грачев А. Ф., Калашникова И. В., Магницкий В. А., Скорости деформирования литосферы и сейсмичность // Докл. АН СССР. - 1988. -т. 302. -№ 3. - С. 579-582.

41. Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Мухамедиев Ш. А., Николаев В. А. Геометрические характеристики новейших тектонических движений земной коры Северной Евразии // Российский журнал наук о Земле.- 2000, февраль. - Том 2. -№ 1. - Электронный выпуск.

42. Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Мухамедиев Ш. А., Юнга С. Л. К определению максимально возможных магнитуд землетрясений на Восточно-Европейской платформе // Физика Земли. - 1996. - №7. - С. 3-20.

43. Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Мухамедиев Ш. А., Юнга С. Л. Тензорные характеристики неотектонических изгибных деформаций и кривизны поверхности фундамента литосферы Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. - 1995. - т. 340. - №3. - С. 396-399.

44. Грачев А. Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. - 1996. - № 12. - С. 5-36.

45. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли, 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1987. - 278 с.

46. Грачев А.Ф. Некоторые проблемы изучения современных движений земной коры // Проблемы современных движений земной коры. -Таллин: Валгус, 1975. - С. 233-237.

47. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. - 1996. - №12. - С. 5-36.

48. Грачев А.Ф. Паннонский рифт. В кн.: Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. - М.: Пробел, 2000. - С. 171-185.

49. Грачев А.Ф., Добржинецкая Л.Ф. В сб. "Глубинные ксенолиты и строение литосферы". - М.: Наука, 1987. - С. 178-193.

50. Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А. Новый взгляд на геодинамику Азии // Доклады РАН. - 1994. - т.337. - С. 804-806.

51. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В. Современные движения земной коры, новейшая тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона // Физика Земли. - 1987. - №8. - С. 3-20.

52. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В. Современные движения земной коры, новейшая тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона. Состав и состояние вещества верхней мантии и природа современной и новейшей тектонической активности // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1987. - № 9. - С. 3-15.

53. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В. Современные движения земной коры, новейшая тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона. Анализ новейшего осадконакопления и вулканизма // Изв. АН СССР. -Физика Земли. - 1987. - № 8. - С. 3-20.

54. Грачев А.Ф., В.А.Магницкий, Ш.А.Мухамедиев, С.Л.Юнга. К оценке максимальных магнитуд платформенных землетрясений на основе анализа неотектонических и сейсмотектонических деформаций //Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. - М.: Изд. Межведомственного тектонического комитета ОГГГГ РАН. - 1996. - С. 37-39.

55. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В., Лапушонок И.Л. О связи современных движений земной коры Паннонского бассейна с сейсмичностью // Физика Земли. - 1989. -№ 9. - С. 3-8.

56. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Михайлов В.О., Романюк Т.В. Геодинамическая эволюция Паннонского бассейна - комплексная интерпретация геологогеофизических данных и численное моделирование // Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов //Тезисы докл. Межд. Симпозиума. - М.: МГУ, 1992. -С. 34 - 35. 57. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Николаев В.А. Градиенты и кривизны поверхности литосферы Северной Евразии, вызванные новейшими тектоническими движениями // Физика Земли. - 2001. - №2. - С. 3-21.

58. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А. и др. Тензорные характеристики неотектонических нагибных деформаций и кривизны поверхности фундамента литосферы Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. -1995. - 340(3). - С. 389-395.

59. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А. и др. Тензорные характеристики современных изгибных деформаций литосферы Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. - 1995. - 340(2). - С. 250-255.

60. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Николаев В.А. Современные движения земной коры Паннонского бассейна и их физическая интерпретация // Физика Земли. - 2001. - № 12. - С. 32-35.

61. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Николаев В.А.. Об интерпретации данных современных движений земной коры для Паннонского бассейна // Доклады Академии наук. - 2001. - т.384. - №4. - С. 532-535.

62. Грачев А.Ф., Михайлов В.О. О происхождении внутренних осадочных бассейнов изометричной формы // Докл. АН СССР. - 1988. - т.297. -№ 2. - С. 315-318.

63. Грачев А.Ф., Мишин В.И. Построение карт новейшей тектоники на основе тренд анализа // Геоморфология. - 1975. -№ 2. - С. 63-70.

64. Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б. Позднедокембрийская и палеозойская история Восточно-Европейской платформы: эволюция структуры, осадконакопления и магматизма // Сб. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. - М.: КМК Ltd. - 1994. - С. 5-36.

65. Грачев, А. Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. - 1996. - № 12. - С. 5-36.

66. Грачев А.Ф., Мухамедиев Ш.А. Напряженное состояние и сейсмическая активность литосферы платформ: влияние удаленности от срединно-океанического хребта // Физика Земли. - 1995. - № 7. - С.14-19.

67. Дуденко Л.Н. Геохимические структуры эндогенных систем. -Л.: Недра, 1981. - 196 с.

68. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. - М.: Мир, 1976. - 572 с.

69. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы // Тр. ГИН. - вып. 232. - М.: Наука, 1972. - 399 с.

70. Йореског К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. - Л.: Недра, 1980. - 243 с.

71. Кабан М.К. Гравитационная модель литосферы и геодинамика (плотностные неоднородности литосферы и ее напряженное состояние) // Неотектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / под. ред. Грачева А.Ф. - М.: Пробел, 2000 - С. 267-290.

72. Кабан М.К., Артемьев М.Е., Караев А.И., Белов А.П. Глубинное строение и геодинамика тектонических структур Туркменистана и прилегающих областей по гравитационным данным // Геотектоника. - 1988. - № 4. - С. 81-91.

73. Кабан М.К., Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии // Российский журнал наук о Земле. - 2001. - т. 3. - № 2. - С. 143-163.

74. Кабан М.К., Юнга С.Л. К вопросу о влиянии плотностных неоднородностей на напряженное состояние и сейсмичность литосферы Байкала // ДАН. -2000. - № 2. - С. 231-234.

75. Карта новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5000000/ Главный редактор А. Ф. Грачев. - М.: Изд. НииЗарубежгеологии, 1996.

76. Карта новейшей тектоники СССР в масштабе 1:5000000 / под редакцией Н.И.Николаева и С.С.Шульца. - М.: 1959.

77. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей /гл. редактор Н.И.Николаев. - М.: Мингео СССР. - 1979.

78. Карта разломной тектоники СССР и сопредельных стран, М 1:2500000 / под ред. А.В.Сидоренко. - 1978.

79. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. - Мингео СССР. -1980. - 20 листов.

80. Карта сейсмической опасности на территории России / Гл. редактор В.И.Осипов. - М.: 1992.

81. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы в масштабе 1 : 2 500 000 /под редакцией Ю.А.Мещерякова. - М.: ГУЛГ. - 1973.

82. Карта современных вертикальных движений земной коры Карпато-Балканского региона в масштабе 1 : 1 000 000. - Будапешт. - 1979.

83. Карта теплового потока Европейской части СССР в масштабе 1:5000000. Объяснительная записка. - Л.: 1987. - 35 с.

84. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов в масштабе 1:10000000. - М.: ГУКГ. - 1980.

85. Клевцева А.А. Основные этапы осадконакопления в рифее на Русской платформе // Изв. Вузов, Геология и разведка. - 1976. - №7. - С. 3-15.

86. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. М 1:8000000 / Отв.ред. В.Н.Страхов, В.И.Уломов. - 2000. -М.: НПП "Текарт".

87. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. - М.: Наука, 1974. - 832 с.
88. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1: 5000000. - Мингео СССР, Всесоюзное аэрогеологическое НПО Аэрогеология", Центральная космоаэрогеологическая экспедиция. - 1979.

89. Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: Изд-во МГУ. - 1961. - С. 382-416.

90. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика / Магницкий В.А., Соллогуб В.Б., Грачев А.Ф. и др. - Киев: Наукова думка, 1988. - 140 с.

91. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод / Пер. с англ. - М.: Мир, 1967. - 144 с.

92. Лукин А.Е., Владимиров А.С., Ермаков И.М., Турчаненко Н.Т. Проблема додевонского рифтогенеза в Днепрово-Донецком авлакогене // Геотектоника. - № 2. - 1992. - С. 30-46.

93. Лутиков А.И., Чебкасова Е.В. Сейсмический режим южной части Северо-Западного Кавказа // Материалы по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. - М.: Наука, 1991. - С. 81-98.

94. Магницкий В.А. Физическая природа некоторых типов вертикальных движений земной коры // Современные движения земной коры. - Тарту. - 1965. - С. 47-55.

95. Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. - М.: Наука, 1964. - 250 с.

96. Малушин И.И. Каспийско-Туранский палеомегасвод и связанная с ним южная континентальная рифтовая система // Геотектоника. - № 2. - 1987. - с. 61-67.

97. Мещеряков Ю. А., Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований // Современные движения земной коры. - М.: Изд. АН СССР. - 1963. - № 1. - С. 7-32.

98. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса, М.: Недра, 1973, 280 с.

99. Мишин В. И., Грачев А. Ф., Блюмштейн Э. И. Кластерный анализ и проблема классификации базальтоидного вулканизма рифтовых областей Земли // Вестн. Ленинград, ун-та, Серия геол. и. географ. - 1974. - № 12. - С. 133-140.

100. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. - М.: Наука, 1986. - 190 с.

101. Мухамедиев Ш.А., Изгиб литосферы как причина некоторых сейсмотектонических явлений // Докл. АН СССР. - 1992. - т. 324. - №5. - С. 986-989.

102. Мухамедиев Ш.А., Николаев В.А.. Интенсивность кривизны изгибаемой литосферы как показатель тектонической активности и напряженного состояния (на примере новейших деформаций литосферы Северной Евразии) // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты. - Том 2. - Материалы XXXIV Тектонического совещания. - М.: 2001. - С. 61-65.

103. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. - М.: Мир, 1969. - т.2. - 255 с.

104. Николаев В.А. Геодинамическое районирование Восточно-Европейской платформы // Тектоника и геофизика литосферы. - М.: Геос, 2002. - т.2. - с. 56-58.

105. Николаев В.А. Геометрические характеристики поверхности новейших деформаций Северной Евразии //Геодинамика и техногенез. - Материалы Всероссийского совещания 12-15 сентября 2000. - Ярославль. - С. 43-45

106. Николаев В.А. Исследование напряженного состояния литосферы литосферы на основе анализа связи земных приливов и сейсмичности. - М.: Анахарсис, 2003. - 236 с.

107. Николаев В.А. Новейшая тектоника и геодинамика Восточно-Европейской платформы //Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты. Том 2. Материалы XXXIV Тектонического совещания. - М.: МГУ, 2001. - С. 78-79.

108. Николаев В.А. О связи между температурой в земной коре и тепловым потоком Восточно-Европейской платформы // Международная конференция Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных районов. - Воронеж, 2001. - С. 87-90.

109. Николаев В.А., Варущенко С.С., Андрющенко Д.Г.. Геодинамика Паннонского бассейна и максимальные возможные магнитуды землетрясений // Материалы 35-го тектонического совещания. - М.: ГЕОС, 2003. - С. 201-204.

110. Николаев В.А., Геодинамическое районирование литосферы Кавказа по геофизическим поля // Материалы конференции то тектонике. - Иркутск, 2003. - С. 45-47.

111. Николаев В.А., К вопросу об унаследованности в развитии структуры Восточно-Европейской платформы // Международная конференция Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных районов. - Воронеж, 2001. - С. 186-189.

112. Николаев В.А., Карта геодинамического районирования Восточно-Европейской платформы для новейшего тектонического этапа Международная конференция // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных районов. - Воронеж, 2001. - С. 111-113.

113. Николаев В.А., Сейсмичность и геодинамика Паннонского бассейна //Материалы конференции по тектонике. - Иркутск, 2003. - С. 64-66.

114. Николаев В.А.. Градиенты новейших движений земной коры Северной Евразии //Материалы XXXIII Тектонического совещания «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». - М.: МГУ, 2000. - С. 112-114.

115. Николаев Н. И., Шенкарева Г, А., Карта градиентов скорости новейших тектонических движений территории СССР // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. - М.: Недра, 1967. - С. 37-43.

116. Никольский С.М. Курс математического анализа. - М.: Наука, 1975. - 840 с.

117. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры // Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. - М.: Наука, 1977. - 240 с.

 Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5000000 / под редакцией А.
 Ф. Грачева. - М.: ГЕОС, 1998. - 147 с.

119. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под редакцией А.Ф.Грачева. - М.: Пробел, 2000. - 487 с.

120. Орографическая схема Русской равнины. - М.: Наука, 1974. - 265 с.

121. Остафийчук И.М., Молявко В.Г., Гасанов Ю.Л. Сравнительная характеристика вулканизма зон Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов (Советское Закарпатье) // Геол. журнал. - 1977. - т.37. - вып.1. - С. 110-120.

122. Отчет по теме «Уточнение сейсмических и тектонических условий площадки Ростовской АЭС». - М.: Изд. ОИФЗ РАН. - 2003. - 363 с.

123. Палеогеографический атлас шельфов Евразии в мезозое и кайнозое. - Изд. Робертсон Груи, 1991. - т.1-2.

124. Постников М. М. Линейная алгебра и дифференциальная геометрия. - М.: Наука, 1979. - 312 с.

125. Пьянков В.А., Никонова Ф.И., Пруткин И.Л. Особенности применения аппарата факторного анализа при исследовании динамики геофизических полей // Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН". - 2002. - № 1(20). - С. 26-42.

126. Рао С.Р. Линейные статистические методы и их применение. - М.: Наука, 1968. - 172 с.

127. Рейснер Г.И. Геологические методы прогнозирования сейсмической опасности. - М.: Недра, 1980. - 173 с.

128. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Комплексная типизация земной коры Восточно-Европейской платформы как основа для решения фундаментальных и прикладных задач // Бюлл. МОИП, 1997. - т.72. - вып. 3. - С. 5-13.

129. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Региональный прогноз потенциальной сейсмичности и нефтегазоносности // Бюлл. МОИП, 1999. - отд. геол., т.74. - вып. 3. - С. 3-13.

130. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. - Изд. ОИФЗ РАН, 1993. - 209 стр.

131. Рихтер Я.А. Очерки региональной геодинамики прикаспийской впадины и ее обрамления. - Научная книга. - Саратов, 2003. - 85 с.

132. Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В., Солодилов Л.Н., Исмаил-Заде Т.А. Тенденции развития сейсмичности Кавказа и сейсмогенерирующие структуры Ставрополья // Разведка и охрана недр. - 1998. - № 2. - С. 23-28.

133. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. - М.: Недра, 1984. - 70 с.

134. Сеславинский К.Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. - М.: Недра, 1987. - 192 с.

135. Соболевский П.К. Современная горная геометрия. Соц. реконструкция и наука. - 1932. - Вып. 7. - С. 42-78.

136. Совчик Я.В. О тектоническом районировании и формировании структуры Украинских Карпат // Геотектоника. - 1984. - № 5. - С. 47-60.

137. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. - Киев.: Наукова Думка, 1980. - 208 с.

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

139. Схема неотектонического районирования нечерноземной зоны Европейской части СССР / Бабак В.И. и др. - 1984.

140. Тектоника Европы и смежных областей. - М.: Наука, 1978. - 586 с.

141. Тектоника Припятского прогиба // Под ред. Гарецкого Р.Г. - Минск: Наука и техника, 1979. - 176 с.

142. Тепловое поле Европы. - М.: Мир, 1982. - 376 с.

143. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. - М.: Мир, 1985. - 378 с.

144. Турчак Л. И., Основы численных методов. - М.: Наука, 1987. - 312 с.

145. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. - М.: Недра, 1984. - 344 с.

146. Харман Г. Современный факторный анализ. - М.: Статистика, 1972. - 298 с.

147. Чекунов А.В., Калюжная Л.Т. Днепровско-Донецкий палеорифт в начале формирования // Докл. АН УССР. - 1990. - № 1. - С. 21-25.

148. Шарипов Э.Э. Раннеплатформенные структуры восточной окраины Русской плиты // Бюлл. МОИП. отд. геол. - т.І, вып.4. - 1975. - С. 32-41.

149. Шарый П.А. Топографический метод вторых производных // Сборник Геометрия структур земной поверхности. - Пущино, 1991. - С. 30-59.

150. Шатский Н.С. Избранные труды. - М.: Наука, 1964. - 720 с.

151. Шахновский И.М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. - М.: Наука, 1988. - 120 с.

152. Штилле Г. Избранные труды. - М.: Мир, 1964. - 887 с.

153. Шульц С.С. Тектоника земной коры. - Л.: Недра, 1979. - 272 с.

154. Эрничек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Михайлов М.В. и др. Рифейские авлакогены севера Русской платформы // Сов. Геол, 1991. - № 7. - С.49-58.

155. Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Гарецкий Р.Г. и др. Сравнительная характеристика глубинного строения и истории развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины // Тектоника территории СССР. - М.: Наука, 1979. - С.59-68.

156. Adam A., Horvath F., Stegena L. Geodynamics of the Pannonian basin: geothermal and electromagnetic aspects //Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - 1977. - т.21. -P. 251-260.

157. Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L. Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland // Lithos. - 1987. - Vol.20. - P. 311-321.

158. Anderson J.G. Seismic strain rates in the central and eastern United States // Seismological Society of America Bulletin. - 1986. - v. 76. - P. 273-290.

159. Anderson J.G., Luco J.E. Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relation //Bull. Seism. Soc. Amer. - 1983. - Vol.73. - №.2. - P. 471-496.

160. Aplonov S.A. Mezosoic paleogeodynamivs of the West-Siberian plate // Main problems of geotectonics. - Moscow: Nauka, 1988. - P. 154-161.

161. Arabadzijski D., Vanko Ja., Wyrzykowskij T., Vyskocil P., Joo I., Mescerskij N., Mihalia M., Madenowski M., Steinberg J. Map of recent vertical movements of Bulgaria, Hungary, GDR, Poland, Romania, USSR, Czhechoslovakia, scale 1 : 2 500 000. - Moscow, 1986.

162. Aron J. A. Dunantuli-Kozephegyseg Pannonian Kepzodmenyel. - Budapest: Muszaki Konyvkiado, 1980. - 259 p. 163. Artemjev et al. Seismicity and isostasy //Phys. Earth. Planet. Inter. - 1972. V.6.- P. 256-262.

164. Artemjev, M. E., M. K. Kaban. Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspian region // Tectonophysics. - 240. - 1994.
- P. 281-297.

165. Artemjev, M. E., M. K. Kaban, V. A. Kucherinenko, G. V. Demjanov, and V. A. Taranov. Subcrustal density inhomogeneities of Northern Eurasia as derived from the gravity data and isostatic models of the lithosphere // Tectonophysics. - 1994. - v.240. - P. 249-280.

166. Artemyev, M. E., A. P. Belov, M. K. Kaban, and A. I. Karaev. Isostasy of the lithosphere of Turkmenia, Geotectonics. - 1992. - №26(1). - P. 48-58.

167. Artemyev, M. E., V. E. Golland, and G. A. Niauri. New data on the isostasy of the Caucasus, Physics of the Solid Earth. - 1992. - №21(2). - P. 85-93.

168. Artyushkov E.V., Mescherikov Yu.A. Recent movements of the Earth's crust and isostatic compensation. - Hart P.J., ed. The Earth's crust and upper mantle. W. AGU, 1969. - P. 379-389.

169. Assameur D.M. and Mareshal J.-C. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for seismicity of southeastern Canada //Tecto-nophysics. - 1995. - 241. - P. 179-192.

170. Babuska V., Plomerova J., Sileny J. Large-scale oriented structures in the subcrustal lithisphere of Central Europe //Ann. Geophys. - 1984. - v.2. - P. 649-662.

171. Balla Z. The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis //Geoph. Trans. - 1984. - v.30. - № 4. - P. 313-355.

172. Balogh K., Awa-Sos E., Pecskay Z., Ravasz-Baranai I. K-Ar dating of postsarmatian alkali bazzsaltic rocks in Hungary // Acta Min.-Petrogr.Szeged. - 1986. -XXYIII. - P. 75-93.

173. Biot M. A., Mechanics of incremental deformations. - N.-Y., London, Sydney, J. Wiley & Sons. - 1965. - 561 p.

174. Bleahu M.D., Boccaletti P., Manetti P., Peltz S. Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an island arc // J. Geoph. Res. - 1973. - v.78.
- p.5025.

175. Blusztajn J., Hart S.R. Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1989. - V. 53. - P. 2689-2696.

176. Boccaletti M., Horvath F., Loddo M., Mongelli F., Stegena L. The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranian interarc basins //Tectono-physics. - 1976. - v.35. - P. 45-69.

177. Burov E.V., Diament M. The effective elastic plate thickness of continental lithosphere: What does it really mean? //L.Geophys.Res. - 1995. - Vol. 100. - P. 3905-3927.

178. Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and evolution of the Alpine System //Geol.Soc. Am.Bull. - 1973. - v.84. - № 10. - P. 3137-3180.

179. Dzievonsky A.M., Anderson D. L., Travel times and station corrections for P waves at teleseismic distances // J. Geophys. Research. - 1983. - V.88. - P. 3295-3314.

180. Ekman M. Gaussian and mean curvatures of postglacial land uplift as expanded in surface spherical narmonics and the origin of earthquakes in Fennoscandia // 5th Int. Symp. "Geodesy and Physics of the Earth". - Potsdam, 1985. - Part III. - P. 55-71.

181. Ekman M. Gaussian curvatures of postglacial rebound and the discovery of caves created by major earthquakes in Fennoscandia // 6th Int. Symp. "Geodesy and Physics of the Earth". - Potsdam, 1989. - Part III. - P. 48-61.

182. Embey-Isztin A., Dobosi G., Altherr R., Meyer H.-P. Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xeno-liths //Tectonophysics. - 2001. - V. 331. - P. 285-306.

183. Ershov A. V., Effective middle- surface of lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. - 1999. - 173 (l-2). - P. 129-141.

184. Grachev A.F. Nikolaev V. A. Geodynamic Regionalization of the Recent Structure of North Eurasia //Russian Journal of Earth Sciences. - 2004. - (electronic edition).

185. Feng E., Cermak V., Haenel R., Zui V. Geothermal atlas of Europe. - Hermann Haak Verlagsgesellshaft. - 1996.

186. Gill J. Orogenic andesites and plate tectonics. - Berlin: Springer. - 1981. - 390p.

187. Goetze C., Evans B. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. - 1979. -59.(4). - P. 463-478.

188. Grachev A.F., Magnitsky V.A., Mikhailov V.O., Romanyuk T.V., Geodynamic evolution of the Pannonian basin: Synthesis of geological and geophysical data and numerical modeling // Abstracts. Int. Symp. - Moscow, 1992. - P.41-43.

189. Grachev A.F., Nikolaev V.A. <u>Problems of the Pannonian Basin geodynamics</u> // Russian Journal of Earth Sciences. - Vol. 4. - № 5. - October 2002.

190. Grachev A. F., N. K. Frolova, Sz. Sz. Grigorjan, et al. The Specification of Geological Position and Nature of the Fault in the Paks NPP District, Manuscript, //Paks Atomeromu Rt. - Foldrenges Proekt Jelentestara. - Paks. - 1987 c.

191. Grachev A. F., V. A. Magnitsky, and I. V. Kalashnikova. Recent and Late Cainozoic geodynamics of the Central Europe // in Abstracts, 7th Int. Symposium on Recent Crustal Movements of the Earth. - Tallinn. - 1988. - P. 48-49.

192. Grachev A. F., V. A. Magnitsky, and I. V. Kalashnikova. Recent crustal movements and neotectonics of the Pannonian basin. - 6th Int. Symp. "Geodesy and Physics of the Earth". - Abstracts. - Potsdam. - 1988. - P. 31-32.

193. Horvath F., Stegena L. The Pannonian basin: a Mediterranean interarc basin // Proc. Int. Symposium of the Structural History of the Mediterranean basins. - 1977. - P. 333-340.

194. Horvath F., Szalay A., Dovenyi P., Rumpler J. Structural and thermal evolution of the Pannonian basin: an overwiew. Burrus J. - Ed. Thermal modelling in sedimentary basins // Technip. - Paris. - 1986. - pp. 339-358.

195. Hovland J., Husebye E.S. Upper mantle heterogeneities beneath eastern Europe // Tectonophysics. - 1982. - v.90. - P. 137-151.

196. Hurtig E., V. Cermak, R. Haenel, and V. Zui. (edsGeothermal atlas of Europe. 1st ed. - Hermann Haack Verlagsgesellschaft. - 1992.

197. Jambor A. Review of the geology of the s.l. pannonian formations in Hungary // Acta Geol. Hung. - 1989. - V. 32. - P. 269-324.

198. Joo I. Vertical movements in Hungary // Geodezia es Kartografia. - 1998. - №9. - P. 3-9.

199. Jugovics L. Chemical features of the basalts in Hungary // Ann. Rep. Hung. Geol. Inst. - 1974. - P. 431-470.

200. Kaban M. K., A gravity model of the North Eurasia crust and upper mantle: 1. Mantle and isostatic residual gravity anomalies // Russian Journal of Earth Sciences. -2001. - 3(2). - P. 125-144.

201. Kaban M. K., A gravity model of the north Eurasia crust and upper mantle: 2. The Alpine-Mediterranean foldbelt and adjacent structures of the southern former USSR // Russian Journal of Earth Sciences. - Vol. 4. - № 1. - February 2002.

202. Kaban M. K, M. E. Artemjev, A. I. Karaev, and A. P. Belov. The deep structure and geodynamics of the tectonic features in Turkmenistan and adjacent areas; gravity evidence // Geotectonics. - 1998. - 32(4). - P. 323-332.

203. Kaban M. K., and M. E. Artemjev. The Density Lithosphere structure of the Eastern Europe and Its Relation to Tectonics // Terra nova. - Abstr. suppl. (EUG VII, Strassburg) 1993. - 5. - № 1. - p. 54.

204. Kaban, M. K., and P. Schwintzer. Oceanic upper mantle structure from experimental scaling of Vs and density at different depths // Geoph. J. Int. - 2001. - N_{2} 147. - P. 199-214.

205. Kaiser H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis // Pyrometrical. - 1958. - 23. - pp.187-200.

206. Khain V. E., and N. V. Koronovsky. Caucasus // Encyclopedia of European and Asian regional geology, Collection: Encyclopedia of Earth sciences series. - Fairbridge-Rhodes-W (editor). - 1997. - P. 127-136,.

207. Kleb B. A Mecseki Pannon Foldtana. Evkonyve, MAFI. Budapest. - 1973. - P.751-944.

208. Kostyuchenko S.L., Egorkin A.V. and Solodilov L.N. Structure and genetic mechanisms of the Precambrian rifts of the East-European Platform in Russian by integrated study of seismic, gravity, and magnetic data // Tectonophysics. - 1999. - 313(1-2). - P.9-28.

209. Krcho J. Morphomitric Analysis of Relief on the Basis of Geometric Acpect of fielg Theory // Acta Geographica Universitatis Comenianae. - Geographicophysica. - 1973. - N_2 1. - P. 7-233.

210. Kuang J. et al. Intraplate seismicity and stress in the southern United States // Tectonophysics. - 1989. - V.170. - P.29-42.

211. Kusznir N.J. The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermorheological and geodynamic constraints // Phil. Trans. Poy. Soc. Lond. - 1991. - Vol. 337. - P.95-110.

212. Lisle R.J. Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. - 1994. - V. 78. - P. 1811-1819.

213. Lithospheric dynamics atlas of China, Beijing. - China Cartographic Publishing House. - 1989. - 225 p.

214. Magnitsky V.A., Grachev A.F., Kalashnikova I.V., Bronguleev V.V. Recent crustal movements of the Carpathian-Balkan region and their relationship with neo-tectonic movements and geophysical fields // Proceedings 5-th Inter. Symp. Geodesy and physics of the Earth, part III. - Potsdam. - 1985. - P. 113-123.

215. Mareschal J.-C., Kuang J. Intraplate stresses and seismicity: the role of topography and density heterogeneities // Tectonophysics. - 1986. - Vol. 132. - P. 153-162.

216. Mattick R.E., Rumpler J., Phillips R.L. Seismic stratigraphy of the Pannonian basin in southeastern Hungary // Geoph. Trans. Special edition. - 1985. - V. 31. - P. 13-54.

217. Molasse formation in Hungary. - Budapest. - 1981. - 185 p.

218. Nikolaev V.A. Relation of seismicity to cutvstures of new tectonic deformations of the crust in northern Eurasia // Third meeting of Asian Seismological Comission (an affiliation to the IASPEI) and Symposium on Seismology, Earthquake hazard assessment and Earth's interior related. - Tehran, I.R. Iran, 2000. - p.47.

219. Nikolaev V.A. Relation of seismicity to curvatures of new tectonic deformation of the crust in the eastern Asia // IASPEI. - Vietnam. - Hanoi, 2001 Abstracts. - p.122.

220. Nikolaev V.A. Gradients of neotectonic crust movements in the Northern Eurasia // Matireals of XXXIII Tectonic conference «General problems of tectonic. Tectonic of Russia». - Moscow: MGU, 2000. - P. 112-114.

221. Nikolaev V.A. Neotectonic and geodynamic of East-Europenean platforms // Tectonic of neogei: General and regional aspects. - Vol.2. Materials of XXXIV Tectonic conference. - Moscow: MGU, 2001. - P. 78-79.

222. Nothard S., McKenzie D., Haines J., Jackson J. Gaussian curvature and relationship between the shape and the deformation of the Tonga slab // Geophys. J. Int. 1996. - V. 127. - P. 311-327.

223. Petrol. Geoi Bull. - 78. - 1994. - P. 1811 - 1810.

224. Posgay K., Albu I., Raner G., Varga G. Characteristics of the reflection layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. Reflection seismology: a global perspective. W.: Amer. Geophys. Union. - 1986. - P. 55-65.

225. Ranalli G., Murphy D.C., Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. - 1987. - V. 132. - P. 281-295.

226. Ritzwoller M.H., Levshin, A.L., Ratnikova, L.I. and Egorkin, A.A. Intermediate-period group-velocity maps across Central Asia, western China and parts of the Middle East. Geoph. J. Int. - 1998 - 134. - P. 315-328.

227. Royden L. Sclater J. The Neogen intra-Carpathian basins // Phil. Trans. R.Soc. Lond. - 1981. - A300. - P. 373-381.

228. Royden L., Horvath F., Rumpler J. Evolution of the Pannonian basin system // Tectonics. - 1983. - v.2. - P. 63-90.

229. Scholz C.H., M.Barazangi and M.L.Sbar. Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin // Geol.Soc.Am.Bull, 1979. - 82 p.

230. Smith A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic // Geol. Soc. Am. Bull, 1971. - v.82. - P. 2039-2070.

231. StatSoft, Inc. (2001). Электронный учебник по статистике. - M.: StatSoft. WEB: http://www.statsoft.ru/home/textbook/default.htm

232. Steckler M.S., A.D. Watts. Subsidence of the Atlantic type continental margino NewYork. - Earth Planet. Sci. Lett, 1978. - 41. - P.1-13.

233. Szabo Cs., Harangi Sz., Csontos L. Review of neogene and quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region // Tectonophysics. - 1992. - V. 208. - P. 243-256.

234. The new map of recent vertical movements in the Carpatho-Balkan region, scale 1: 1 000 000 (Ed.: Joo I.). - Budapest: Cartographia, 1985.

235. Thorpe J. A., Elementary topics in differential geometry, N.-Y. - Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. - 1479. - 360 p.

236. Toth I., Monus P., Zsigos T. Hungarian Earthquake Bulletin 1995-2000. - Budapest. - Georisk, 2001. - 86 p.

237. Trubitsyn V.P. Principles of the tectonics of floating continents // Izvestiya. - Physics of the Solid Earth. - 2000. - V. 36. - P. 708-741.

238. Trubitsyn V.P., Rykov V.V. A 3-D spherical model of mantle convection with floating continents // U.S. Geological Survey. - Open File Report, 2000. - № 200-218. - P. 2-44.

239. Zoback M.L. et al. World stress map - maximum horisontal stress orientation // J.Geophys. Res. - 1992. - V. 97. - № B8. (Application).

240. Zsiros T., Momes P. Seismic activity in Hungary //Acta geod., geoph. mont. Hung. - 1986. - v.21. - P. 209-214.