

УДК 550.311,551.31

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (ОБЗОР)

© 2007 г. В. О. Михайлов, В. М. Гордин, Е. П. Тимошкина,
Е. А. Киселева, Е. И. Смольянинова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 08.06.2006 г.

В статье дан обзор работ в области теории и практики интерпретации геологических и геофизических данных в рамках моделей геодинамики, выполненных в основном сотрудниками ИФЗ РАН. Рассмотрены модели эволюции платформенных структур, пассивных континентальных окраин, рифтовых зон и орогенов. Приведены постановки обратных задач и результаты интерпретации для различных областей, включая осадочные бассейны Восточно-Европейской платформы, окраины Атлантического океана, Кавказ, Южный Урал и др.

PACS: 91.45.Ga

ВВЕДЕНИЕ

Развитие этого направления началось с решения следующей практической задачи, возникшей в 1972–1973 гг. при построении структурных карт на ЭВМ: как при построении карт глубоких плохо изученных структурных поверхностей в осадочном чехле учитывать рельеф более мелких хорошо изученных поверхностей? Вопрос состоял в том, нельзя ли найти оператор, связывающий рельефы различных структурных поверхностей в осадочном чехле? Вениамин Петрович Мясников поставил задачу иначе: давайте построим геодинамическую модель формирования структур осадочного чехла, тогда можно будет определить параметры тектонического процесса по рельефу хорошо изученных верхних границ, а затем рассчитать рельеф менее изученных глубоких границ. При этом он сразу же выдвинул идею о том, что при решении обратной задачи (определения параметров модели и тектонического процесса) можно использовать любые имеющиеся геологические и геофизические данные, т.е. проводить комплексную интерпретацию. Тогда, в начале 70-х годов, при слабом уровне развития вычислительной техники, эта идея казалась слишком смелой. Но уже через несколько лет были построены первые геодинамические модели, разработана теория решения обратных задач в рамках моделей геодинамики и получены первые практические результаты. В данной статье мы попытаемся дать обзор основных результатов, полученных в этом направлении, которое основал и которым многие годы руководил академик РАН В.П. Мяс-

ников. Мы посвящаем эту работу светлой памяти этого замечательного человека.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Интерпретация геофизических полей, в частности при изучении строения литосферы и верхней мантии, обычно проводится по следующей схеме. На основе геологических представлений и данных о физических свойствах горных пород строится качественная статическая модель изучаемой среды, а затем в рамках этой модели определяется положение и геометрия областей изменения физических свойств среды (плотности, намагниченности, скоростей сейсмических волн и т.д.). При этом неиспользованным остается значительный объем информации о возможных механизмах формирования и истории эволюции изучаемых структур (это и качественные тектонические схемы, и конкретные данные, например, данные структурной геологии о времени и характере тектонических деформаций, данные об истории тектонического погружения и т.д.). Эта информация в лучшем случае привлекается на качественном уровне при формулировке интерпретационных моделей, но не используется в самом процессе интерпретации. Известно, что большинство обратных задач в рамках отдельных геофизических методов относится к классу условно корректных по А.Н. Тихонову. Методы регуляризации позволяют успешно бороться с различными эффектами неустойчивости и эквивалентности, но наиболее надежным и естественным способом достижения единственности и устойчивости является привле-

чение дополнительной информации и комплексирование различных геофизических методов.

Для реализации подхода, основанного на геодинамическом моделировании, необходимо было, прежде всего, решить прямую задачу геодинамики, т.е. построить модель формирования тех геологических структур и тех неоднородностей в распределении физических свойств, которые находят отражение в геофизических полях [Гордин и др., 1976; Михайлов, 1976; Гордин и др., 1978]. В общем случае эта задача далека от своего решения. Действительно, наблюдаемые вариации скоростей сейсмических волн, плотности, магнитной восприимчивости, теплопроводности имеют полигенетическую природу. Они могут быть вызваны тектоническими движениями различного масштаба и знака, разнообразными магматическими и постмагматическими явлениями, физико-химическими преобразованиями и другими факторами. Механизмы действия и особенно взаимодействия большинства из этих факторов изучены не достаточно полно, поэтому построение соответствующих моделей во многих случаях представляет весьма серьезную проблему. В то же время, для региональных тектонических структур правомерно предположить, что доминирующее влияние на вариации физических свойств оказывают тектонические процессы, приводящие к перемещениям и деформациям горных пород, а также тепловые поля. Это позволило ограничиться решением термо-механических задач в рамках механики сплошных сред. При этом, однако, потребовалось создать новый для того времени класс геодинамических моделей, так называемые эволюционные модели, которые отражают динамику изменения физических свойств пород и изменение геометрии исследуемых структур во времени. В начале 70-х годов подобные модели были крайне немногочисленны, поскольку в большинстве случаев задачи сводились к аналитическим или численным оценкам распределений полей скоростей или напряжений. В следующих разделах мы рассмотрим основные модели, которые использовались нами при решении обратных задач.

В зависимости от детальности геодинамической модели, имеющейся геологической и геофизической информации возможны различные схемы интерпретации. Рассмотрим следующую, не претендующую на общность, постановку задачи. Пусть имеется геодинамическая модель формирования изучаемой тектонической структуры или нескольких структур. Эта модель задает соответствие между начальными параметрами среды φ_i^0 и характеристиками тектонического процесса p_i с одной стороны и функциями, характеризующими современное строение структуры φ_i^t , ее геофизи-

ческие поля и историю развития ψ_i^t с другой стороны. Функции φ_i^0 задают начальные условия: положение геологических границ, распределение температуры, плотности, вязкости, упругих модулей и т.д. Скорости тектонических движений, приток тепла от внутренних и внешних источников, процессы осадконакопления и денудации – суть функции координат и времени p_i . В большей своей части это граничные условия. Современное строение среды (функции φ_i^t) включают рельеф фациальных и вещественных границ, положение разломов, распределение скоростей сейсмических волн, плотности, намагниченности, температуры и т.д. Функции ψ_i^t суть сейсмические, гравиметрические, магнитометрические данные, тепловой поток и данные об истории эволюции (скорости тектонического погружения по данным бурения, данные трекового анализа о времени и скорости эксгумации пород, данные о степени преобразования углеводородов и т.д.). Известными являются функции ψ_i^t и часть функций φ_i^t . Часть начальных условий (функций φ_i^0) может быть задана априори из общих соображений или по методу аналогий.

Идеальной постановкой обратной задачи было бы определение всех неизвестных функций путем минимизации функционала невязок по всем известным функциям плюс система ограничений на определяемые функции и параметры. На практике такую схему пока осуществить не удалось. Действительно, анализ, например, волновых полей является задачей столь трудоемкой, что даже при современном уровне развития вычислительной техники его вряд ли удастся сделать частью решения задачи многомерной минимизации. Более предпочтительной является схема последовательной интерпретации, в рамках которой на первом этапе решается часть обратных задач без учета соотношений, задаваемых геодинамической моделью. Например, по сейсмическим данным определяется положение сейсмических границ и распределение скоростей сейсмических волн. В результате определяется часть функций φ_i^t . На втором этапе решается обратная задача:

$$\sum_i \alpha_i \|\psi_{i, \text{изм}}^t - \psi_{i, \text{выч}}^t\| + \sum_i \beta_i \|\varphi_i^t - \varphi_{i, \text{апр}}\| = \min, \quad (1)$$

где в первую сумму входят все известные данные, не использованные на первом этапе интерпретации. Набор функций $\varphi_{i, \text{апр}}$ включает те характеристики строения среды, которые были определены

на первом этапе, а также априорную информацию, например, данные бурения. Уравнение (1) может быть дополнено ограничениями на искомые параметры, которые вытекают из общих геодинамических представлений (например, максимально допустимая скорость тектонических движений или температура) или условиями близости к заданным распределениям (например, можно потребовать, чтобы плотности, определенные по гравитационному полю, согласовались с распределением сейсмических скоростей, определенном на первом этапе). Если на втором этапе не удается получить решение, согласующееся с имеющимися данными и геодинамической моделью, можно вернуться на первый этап и получить иное решение, изменив исходные предположения или параметры интерпретации.

В данной схеме возможен и третий этап, поскольку не все параметры модели могут быть связаны между собой и могут не входить в уравнения геодинамики. В частности, намагниченность пород прямо не связана с другими характеристиками. Более того, наблюдаемое магнитное поле может быть объяснено распределением намагниченности в слое произвольной конфигурации. Поэтому обратная задача магнитометрии может быть решена отдельно, после того, как решена задача второго этапа. Так при комплексной интерпретации геологических и геофизических данных для пассивных континентальных окраин [Михайлов, Требина, 1988] решение задачи (1) позволило уточнить положение кристаллического фундамента и распределение температуры. Эти данные были использованы для задания верхней и нижней кромки магнитоактивного слоя, с использованием которых на третьем этапе была решена обратная задача магнитометрии (см. ниже). Рассмотрим конкретные примеры моделирования и решения обратных задач в хронологическом порядке.

МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Первые примеры реализации рассматриваемого подхода были выполнены с использованием модели деформирования осадочного чехла под действием вертикальных движений поверхности кристаллического фундамента [Занемонец и др., 1976]. Осадочный слой моделировался двухслойной линейно-вязкой несжимаемой средой в приближении погранслоя. Разложение по малому параметру позволило получить систему дифференциальных уравнений для поля скоростей в слоях модели. Отличительной особенностью этой модели было то, что в ней был осуществлен переход от эволюции поля скоростей к эволюции границ геологического разреза во времени. Для этого

было использовано уравнение движения вещественной границы:

$$\frac{\partial z}{\partial t} + U \frac{\partial z}{\partial x} = W, \quad (2)$$

т.е. предполагалось, что скорость движения границы все время совпадает со скоростью движения принадлежащих ей частиц. Уравнение (2) выписано для плоского случая: (x, z) – декартовы координаты, t – время, U и W горизонтальная и вертикальная компоненты вектора скорости.

Данная геодинамическая модель впервые была использована для комплексной интерпретации сейсмических и гравитационных данных и данных бурения для структур Волго-Урала [Гордин и др., 1976]. Задача ставилась следующим образом. Предполагалось, что по данным сейсморазведки и бурения известен рельеф одной ближайшей к поверхности структурной границы z_1 ; с использованием гравитационных аномалий требовалось определить рельеф более глубоких границ осадочного чехла и поверхность кристаллического фундамента, при этом полагалось, что имеется также одна глубокая скважина, задающая число осадочных слоев и их асимптоты. В функционал (1) входили только гравитационные аномалии, но требовалось, чтобы расчетная верхняя граница отличалась от z_1 не более чем на заданную величину. Известно, что обратная задача гравиметрии о восстановлении формы нескольких контактных поверхностей не имеет единственного решения. Однако в данном случае рельефы всех границ, от поверхности фундамента до верхнего стратиграфического горизонта z_1 , были связаны между собой уравнениями геодинамической модели, в предположении, что рельеф границ осадочного чехла создан в результате перемещений поверхности кристаллического фундамента. Такая постановка позволила существенно сократить размерность задачи, так что ее решение оказалось единственным и устойчивым. Аналогично ставилась задача при интерпретации сейсмических и гравитационных данных для Пучеж-Катунского метеоритного кратера [Dabiza et al., 1979] с использованием модели релаксации крупных импактных структур в системе литосфера–астеносфера.

Анализ первых результатов, полученных на теоретических и практических примерах, показал, что точность решения обратных задач в рамках данного подхода определяется в основном тем, насколько полно используемая геодинамическая модель описывает реальный природный процесс. Главным фактором, лимитирующим применение модели [Занемонец и др., 1976], оказалось отсутствие в ней процессов осадконакопления и денудации, что критически важно при решении прямых и обратных задач для региональных тектонических структур. Модель, включающая эти

процессы, была построена в работе [Михайлов, 1983а], что значительно расширило круг возможных приложений. Рельеф верхней границы модели определялся уравнением:

$$\frac{\partial z_s}{\partial t} + u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} = W_s + \varphi(x, t) + \lambda \frac{\partial^2 z_s}{\partial x^2}, \quad (3)$$

где индексом s обозначены компоненты вектора скорости на поверхности модели, функция $\varphi(x, t)$ задает скорость добавления или выноса материала, а последний член в правой части определяет перераспределение материала по поверхности за счет процессов денудации и переотложения. Вид функции $\varphi(x, t)$ не регламентируется. Для хорошо изученных осадочных бассейнов она может задаваться для различных интервалов времени по данным о мощности осадочных слоев. При моделировании пассивных континентальных окраин [Михайлов, 1983б; 1986] принималось, что скорость осадконакопления экспоненциально убывает с удалением от береговой линии. В этих работах в погранслойном приближении рассмотрена двух и трехслойная модель линейно-вязкой литосферы. Для описания процесса изостатической компенсации под литосферой был помещен слой идеальной жидкости большой мощности (полупространство). На основе полученной системы уравнений были построены модели эволюции крупных платформенных прогибов (например, Донецкого бассейна), пассивных континентальных окраин [Михайлов 1983б; 1986] и др. региональных тектонических структур. Было, в частности, показано, что ряд медленных (релаксационных) тектонических процессов, таких как эволюция пассивных континентальных окраин в зоне перехода от более мощной континентальной к более тонкой океанической коре, определяется не только динамикой перемещения вещества в слоях литосферы и астеносферы, но и процессами осадконакопления и денудации. С использованием новых моделей было продемонстрировано, что изостатическая компенсация поверхностной нагрузки может осуществляться не только за счет погружения или поднятия литосферы, но и за счет изменения мощности слагающих ее слоев. В частности, увеличение мощности осадочной линзы сопровождается "выдавливанием" материала нижних слоев земной коры из-под осадочного бассейна к его периферии. Учет этого фактора для осадочных бассейнов уменьшает оценку величины растяжения литосферы.

Модели, включающие процессы осадконакопления и денудации, позволили построить математическую теорию решения задачи палеотектонического анализа [Мясников, Михайлов, 1983; Михайлов, 1989; Mikhailov, 1993b], т.е. рассмотреть задачу реконструкции скоростей тектонических движений по данным о мощности, возрасте и фа-

циальном составе осадочных слоев. Здесь, прежде всего, была продемонстрирована неединственность решения задачи одновременного восстановления вертикальной и горизонтальной компонент вектора скорости, если эти функции являются независимыми. Для случая, когда задано уравнение, связывающее эти две компоненты или если, например, горизонтальными перемещениями в пределах изучаемой области можно пренебречь, вертикальную компоненту скорости было предложено искать в виде разложения по системам ортогональных функций координат и времени, в частности в виде отрезка ряда Фурье. Это сводит задачу к системе линейных уравнений, при этом оценка скоростей тектонических движений может быть получена не только в периоды осадконакопления, но и в периоды размыва. Метод применялся к анализу процесса формирования Терско-Каспийского прогиба [Mikhailov, 1993a] и Московского бассейна [Михайлов и др., 2006].

Новые модели позволили использовать при интерпретации геофизических данных большой объем новой информации, в частности, данные о литолого-фациальном составе осадочных пород. Рассмотрим пример совместного анализа сейсмических, гравитационных и магнитных данных и данных о скоростях тектонического погружения для пассивных континентальных окраин [Михайлов, Требина, 1988]. Схема решения состояла в следующем. В геодинимической модели, которая была использована при интерпретации, строение и эволюция зоны перехода от континентальной литосферы к океанической определяется набором параметров. В них входят характерный вертикальный и горизонтальный масштаб исследуемой структуры, плотности и эффективные вязкости осадочного слоя, слоев земной коры и верхней мантии, длительность процесса (возраст окраины). В функционал (1) была включена норма отклонения расчетной топографии верхних слоев осадочного разреза от имеющихся сейсмических данных, норма отклонения расчетной и реальной скорости тектонического погружения, известной по данным бурения. Требовалось также согласовать амплитуду и характерный размер расчетной и наблюдаемой изостатической аномалии. Решение было выполнено вдоль профиля, пересекающего восточную континентальную окраину Северной Америки. В результате была рассчитана современная конфигурация всей слоев, включая поверхности фундамента и Мохо, которые плохо известны по сейсмическим данным, в связи с большой мощностью осадков и наличием в них сильных отражающих горизонтов. Данные о поверхности кристаллического фундамента и данные о распределении температуры были затем использованы для задания верхней и нижней границ магнитоактивного слоя, что позволило оценить распределение намагниченности по магнитным аномалиям с

использованием метода [Гордин и др., 1987]. Сопоставление полученного распределения намагниченности с положением зон растяжения и сжатия позволило связать формирование Брюнсовикской магнитной аномалии на восточной окраине США с внедрением интрузивного материала в зону растяжения, которая образовалась уже по окончании рифтовой стадии, на внутреннем (обращенном в сторону континента) борту осадочного бассейна. Отметим, что на восточной континентальной окраине Южной Америки, имеющей аналогичное строение, в керне скважин обнаружены базальты двух генераций с возрастом 138–112 и 75–40 млн. лет. Это подтверждает сделанный на основе моделирования вывод о том, что хотя основное растяжение литосферы происходит на рифтовой стадии, формирование осадочного бассейна на пострифтовой стадии сопровождается дополнительным растяжением, которое значительно увеличивает глубину осадочного бассейна.

Роль процесса осадконакопления исследовалась также на примере хребта Гаккеля [Михайлов, Тимошкина, 1993] и при анализе истории погружения литосферы Большой Долины (Калифорния) в дельте р. Сакраменто [Mikhailov et al., 2006]. В последнем случае моделировались термический режим и история погружения преддугового бассейна, расположенного на океанической литосфере возраста около 150 млн. лет. Здесь потребовалось моделировать не только остывание океанической литосферы перекрытой мощным (до 14–16 км) слоем осадков, но и термический режим зоны субдукции, с учетом изменения скорости субдукции во времени и возраста погружающейся плиты. Для описания процесса остывания и погружения океанической литосферы использована модель [Михайлов, Тимошкина, 1993], в которой учтены теплота кристаллизации базальтового расплава на границе литосфера–астеносфера и увеличивающийся во времени слой осадков. Построенная термическая модель находится в хорошем согласии с данными о современном тепловом потоке, историей тектонического погружения и данными о термических преобразованиях содержащегося в осадочных породах органического вещества. Полученное современное нестационарное распределение температуры в литосфере было использовано для расчета профиля предельной прочности. Профиль прочности предсказывает наличие хрупкого слоя в верхней части коры, который может простираться до глубины 20 км и более. Это объясняет наличие в районе дельты р. Сакраменто аномально глубокого (до 20 км) кластера землетрясений. В соседних областях, отличающихся строением коры, мощностью осадочного чехла и тепловым потоком, глубина землетрясений не превосходит 12 км. Данная работа, в которой в рамках рассматриваемого подхода проведен совместный анализ данных сейсмораз-

ведки, бурения, теплового потока и плейттектонических реконструкций, представляет, по нашему мнению, интересный пример использования техники геодинамического моделирования и бассейнового анализа при решении сейсмологических задач.

Еще одним примером применения данного подхода является анализ глобальных временных вариаций гравитационного поля по данным спутников ГРЕЙС. В работе [Mikhailov et al., 2004] было показано, что изменения во времени гравитационного поля, связанные с землетрясениями магнитудой более 9 (Чили, 1960, Аляска, 1964), сравнимы с погрешностью гравитационных моделей спутников ГРЕЙС и поэтому не всегда могут быть обнаружены визуально. С другой стороны, наземные данные обычно позволяют построить модель смещения в очаге землетрясения, например, с использованием модели дислокаций в упругом полупространстве. Область разрыва аппроксимируется набором плоскостей, размеры и положение которых, также как и амплитуды смещений на них, определяются по геодезическим данным о смещении дневной поверхности. В работе [Mikhailov et al., 2004] были рассмотрены следующие задачи: 1) обнаружить гравитационный сигнал от землетрясения, если форма этого сигнала известна с точностью до константы, т.е. оценить смещения в очаге, геометрические размеры и положение которого известны; 2) распознать, какой из гравитационных сигналов, соответствующий эквивалентным по сейсмологическим и геодезическим данным моделям очага, присутствует в спутниковых данных. Предложенная в этой работе процедура статистического распознавания позволяет решить обе задачи. В работе [Diamant et al., 2006] эти теоретические разработки были применены к анализу временных вариаций гравитационного поля в результате Андаман-Суматринского землетрясения декабря 2004 г. Показано, что наряду с гравитационным сигналом от смещения в зоне разрыва, имеется отрицательная аномалия в южной части Андаманского моря, которая может быть связана с изменением плотности пород литосферы и мантии в результате деформирования (дилатансия) или с погружением этой области в результате землетрясения. Амплитуда погружения оценена в 40 см. Решение перечисленных задач стало возможным благодаря комплексированию наземных и спутниковых данных в рамках геодинамических моделей.

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ РЕОЛОГИЧЕСКИ РАССЛОЕННОЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ОБОЛОЧКИ

Новые возможности в моделировании геодинамических процессов и истолковании региональных геофизических данных появились после создания

термо-механической модели эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки, согласованной с гидродинамической моделью эволюции Земли. Модель включает литосферу (состоящую из осадочного слоя, земной коры и подкоревой мантии), астеносферу и часть верхней мантии ниже астеносферы. Рассмотрим вкратце основные принципы построения этой модели. Детальное изложение дано в работах [Мясников и др., 1993; Михайлов и др., 1996; Тимошкина, 1998].

Для описания движений в основном объеме мантии были введены три характерных параметра [Мясников, Фадеев, 1980]: $Ra = g_0 R^3 \rho_0 / (\kappa_0 \eta_0)$ – число Релея, $t_0 = R^2 / (Ra^{1/2} \kappa_0)$ – время конвективного перемешивания вещества, $v_0 = R/t_0$ – скорость переноса тепла. Здесь g_0 ускорение силы тяжести, R – радиус Земли, ρ_0 , η_0 , κ_0 – средняя плотность, вязкость и температуропроводность мантии. Для основного объема мантии были приняты следующие значения: $\rho_0 = 3 \times 10^3$ кг/м³, $\eta_0 = 10^{23}$ Па с, $\kappa_0 = 10^{-6}$ м²/с, откуда с учетом $R = 6.4 \times 10^6$ м, $g_0 = 10$ м/с² получаем $Ra = 10^8$. Это позволяет ввести малый параметр $\varepsilon = 1/\sqrt{Ra} \approx 10^{-4}$ и получить определяющую систему уравнений в основном объеме мантии после введения безразмерных величин и последовательного применения разложений по малому параметру к уравнениям Стокса.

Поверхностная оболочка планеты рассматривается как термический погранслои, состоящий из четырех однородных по вязкости слоев:

- погранслоистой части верхней мантии с вязкостью – $\eta_m = \eta$,
- маловязкой астеносферы с вязкостью – $\eta_a = \sqrt{\varepsilon} \eta$,
- сильновязкой литосферы с вязкостью – $\eta_1 = \eta / \sqrt{\varepsilon}$,
- маловязкого осадочного слоя с вязкостью – $\eta_s = \sqrt{\varepsilon} \eta$.

Для получения уравнений в пограничном слое в окрестности поверхности мантии вводится растянутая вертикальная координата Z , при этом начало координат в погранслое помещается в мантии, под подошвой астеносферы: $Z - R_0 = (z - R) / \sqrt{\varepsilon}$, где R_0 – положение гидродинамического радиуса в погранслоистой (растянутой) системе координат. Понятие гидродинамического радиуса аналогично используемым в геодинамике понятиям уровня плавления или уровня свободной мантии. Система уравнений для погранслоя получается из уравнений для мантии после введения растянутой координаты (вертикальная компонента скорости соответственно выразится как $W = w / \sqrt{\varepsilon}$), разложе-

ний по степеням $\sqrt{\varepsilon} \cong 10^{-2}$ и введения граничных условий на внешних и внутренних границах.

Принципиальным моментом является согласование решения в пограничном слое с решениями в основном объеме мантии. Для согласования моделей мантии и погранслоя был использован метод сращивания асимптотических разложений [Мясников, Савушкин, 1978]. Согласно этому методу, для любой функции f , представленной в виде разложений по $\sqrt{\varepsilon}$ в погранслое ($f^{(i)}$) и по ε в основном объеме модели (f'), в районе поверхности модели ($z = R$) должно выполняться соотношение асимптотической эквивалентности:

$$\begin{aligned} [f^{(0)} + \sqrt{\varepsilon} f^{(1)} + \dots]_{z \rightarrow -\infty} &\cong \\ \cong [f' + \sqrt{\varepsilon} (Z - R_0) \frac{\partial f'}{\partial z} + \dots]_{\varepsilon \rightarrow 0, z = R} \end{aligned} \quad (4)$$

где R_0 гидродинамический радиус Земли в растянутой системе координат.

Из приведенного условия согласования с глобальной моделью были получены условия, которые должны выполняться в пограничном слое. В частности, уравнение, связывающее вертикальную и горизонтальную скорости на подошве погранслоя и условие глобальной изостазии.

В построенной модели погранслоя слои различаются по плотности и эффективной вязкости, в уравнение эволюции дневной поверхности включены процессы осадконакопления и денудации, кровля и подошва астеносферы могут быть как вещественными, так и реологическими границами (в последнем случае они следуют за некоторой изотермой, для кровли астеносферы это обычно 1300–1350°).

Качественный анализ полученных уравнений и численные расчеты [Тимошкина, 1998] позволяют заключить, что нарушения механического и термического равновесия в поверхностной оболочке приводят к формированию круговых течений в астеносфере, которые сохраняются длительное время после окончания активной стадии, т.е. периода действия внешних тектонических сил. Данная модель впервые позволила исследовать особенности развития маломасштабной конвекции в областях растяжения и сжатия, сформированных под действием внутриплитных или мантийных воздействий.

При изучении взаимодействия литосферы и астеносферы нами была использована широко распространенная схема развития тектонических структур, которая включает два этапа. В начале, на этапе активного тектогенеза длительностью в несколько млн. лет, происходит интенсивное деформирование поверхностной оболочки (например, растяжение или сжатие горизонтальными внутриплитными силами или силами, вызванны-

ми активизацией подстилающей верхней мантии). Активные тектонические процессы приводят к нарушению механического и термического равновесия в системе литосфера–астеносфера, восстановление которого происходит на второй, более длительной стадии, в основном уже после окончания действия внешних тектонических сил. Важно, что несмотря на то, что вязкость литосферы превышает вязкость астеносферы на четыре порядка, конвективные течения в астеносфере оказывают существенное воздействие на литосферу: над восходящими астеносферными потоками формируются области растяжения, над нисходящими – сжатия. В результате происходит формирование областей погружения и поднятия, что во взаимодействии с процессами осадконакопления и денудации, существенно влияет на строение и эволюцию тектонических структур.

Эволюция тектонических структур в отсутствие внешних тектонических воздействий (релаксационная стадия) определяется целым рядом факторов, в том числе распределением плотности и температуры в поверхностной оболочке, шириной области растяжения или сжатия, интенсивностью осадконакопления и денудации. Важно, что если плотность в астеносфере не убывает с глубиной, то маломасштабные течения в основном поддерживают тот же характер деформаций, который был на активной стадии: в областях растяжения продолжается небольшое растяжение и погружение, в областях поднятия – сжатие и подъем [Тимошкина 1998]. Эти эффекты необходимо учитывать при анализе истории формирования осадочных бассейнов и горных сооружений. Ниже приведены некоторые новые результаты, полученные в рамках данной модели.

Соотношение между величиной начального растяжения литосферы и мощностью осадочного бассейна определяется размерами области растяжения и интенсивностью маломасштабной конвекции в астеносфере. Несмотря на обилие работ, посвященных моделированию процесса растяжения литосферы, многие аспекты этой проблемы до сих пор исследованы недостаточно. В частности нет детального анализа влияния осадконакопления и денудации, а так же процессов, связанных с восстановлением механического равновесия в системе литосфера–астеносфера.

Рассмотрим следующий пример. Предположим, что в начальный момент времени слои поверхностной оболочки Земли были горизонтальны и их мощность составляла: осадочный слой – 0 км (отложения более раннего возраста включены в состав литосферы), литосфера – 100 км (включая слой коры мощностью 36 км) и слой астеносферы мощностью 100 км. В начальный момент плотность в пределах каждого слоя зависела только от глубины. Плотность вновь формирую-

щихся осадочных слоев принималась постоянной (2.4 г/см^3) и не менялась во времени. Плотность земной коры возрастала с глубиной от 2.7 г/см^3 на кровле до 2.9 г/см^3 на подошве, равнялась 3.35 г/см^3 в подкоревой части литосферы и возрастала в астеносфере от 3.35 г/см^3 на ее кровле до 3.36 г/см^3 на подошве. В качестве начального, принято стационарное распределение температуры.

На первой (активной) стадии, длительностью 4 млн. лет, скорость растяжения внешними силами была задана так, чтобы в области шириной 480 км создать равномерное растяжение (процесс аналогичный формированию задугового бассейна). Максимальная скорость на краях области растяжения достигала 7 мм/год, а общее растяжение за 4 млн. лет составило 56 км или около 12%. В процессе растяжения мощность земной коры уменьшилась до 32 км; глубина сформировавшегося морского бассейна составила 800 м.

На первой стадии, в процессе растяжения, изменяется мощность слоев поверхностной оболочки и распределение температуры: изотермы под областью растяжения поднимаются вверх, распределение температуры становится нестационарным. В результате в литосфере и астеносфере возникают горизонтальные градиенты литостатического давления, связанные как с изменением температуры слоев (в модели учтена зависимость плотности пород от температуры), так и с перемещением материала (поскольку плотность пород возрастает с глубиной, подъем или погружение слоев в процессе растяжения или сжатия нарушает начальное механическое равновесие). По мере возрастания возмущений, в маловязкой астеносфере начинают развиваться маломасштабные конвективные течения, которые продолжают действовать длительное время. Движения из астеносферы передаются в литосферу.

Как отмечалось выше, скорость и направление конвективных движений существенно зависят от начального распределения плотности с глубиной [Тимошкина, 1998]. В частности, в примере, приведенном на рис. 1 плотность астеносферы возрастает с глубиной на 0.01 г/см^3 . При таком распределении плотности, в астеносфере на стадии релаксации происходит подъем материала под областью растяжения и его погружение на ее периферии. Это вызывает дополнительное растяжение и погружение в области осадочного бассейна и небольшое сжатие (подъем) на его бортах. Конвективные движения продолжают воздействовать на литосферу длительное время по окончании действия внешних сил, хотя движения значительно замедляются: в приведенном примере максимальная скорость движений составляет 0.2 мм/год.

Важной особенностью полученного результата является то, что значительная глубина осадоч-

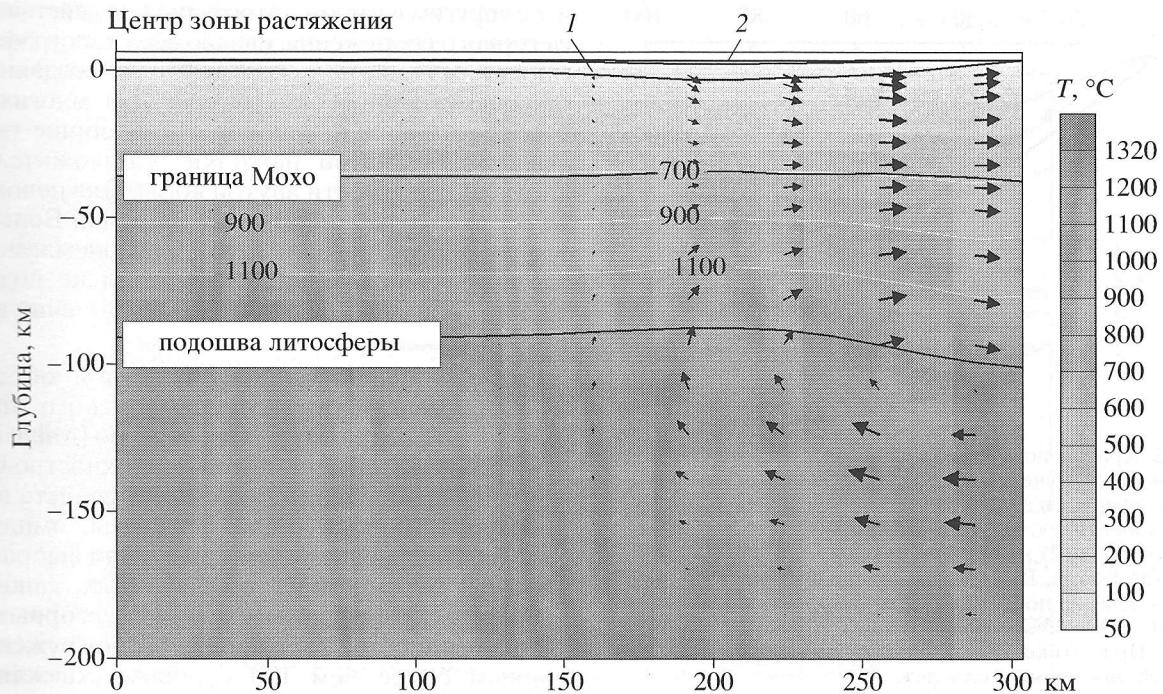


Рис. 1. Маломасштабная конвекция в астеносфере через 80 млн. лет после окончания фазы растяжения внутриплитными силами. Стрелки указывают направление движения. Максимальный размер стрелки соответствует 0.18 мм/год. Белые изолинии и градации серого цвета показывают распределения температуры: 1 – осадочный слой, сформировавшийся в течение первых 60 млн. лет после окончания растяжения; 2 – осадочный слой, сформировавшийся в интервал времени 60–80 млн. лет после окончания растяжения.

ного бассейна (около 10 км) получена при относительно малом начальном коэффициенте растяжения. Этот факт принципиально важен потому, что широко распространенная модель [McKenzie, 1978] часто требует для получения наблюдаемой мощности осадочного бассейна значительно большего растяжения, чем дают оценки изменения мощности коры или реконструкции систем листрических сбросов [например, Ziegler, 1992]. Это происходит потому, что в модели [McKenzie, 1978] все растяжение происходит на начальной (активной) стадии. На этой стадии скорости тектонических движений велики, при этом формируются так называемые синрифтовые отложения, заполняющие узкие грабены. Далее начинается стадия медленного термического погружения за счет охлаждения литосферы, температура которой в результате растяжения оказывается выше стационарной. При этом формируются так называемые пострифтовые отложения, мощность которых во многих случаях оказывается меньше, чем предсказывает эта модель при наблюдаемой величине растяжения. Наша модель показывает, что часть растяжения происходит под действием маломасштабной конвекции в астеносфере, после окончания активной стадии. В результате требуемое начальное растяжение оказывается значительно меньшим, сокращается мощность синрифтовой серии, но за счет этого увеличивается мощность постриф-

товых отложений. Действительно, в приведенном примере растяжение на активной стадии составило 12%, а через 100 млн. лет в наиболее погруженной части бассейна после окончания активной стадии оно увеличилось почти вдвое. При этом скорости деформаций были невелики, поэтому дополнительное растяжение в основном могло происходить в режиме ползучести без формирования четко выраженных разрывных нарушений. (Хотя следует отметить, что на многих сейсмических профилях и в обнажениях фиксируются разрывные нарушения, сформировавшиеся значительно позже окончания стадии активного растяжения.)

На рис. 2 под номером 1 и 2 приведены кривые погружения для точек модели, в которых под действием маломасштабной конвекции через 100 млн. лет растяжение увеличилось до 21% (кривая 2) и 24% (кривая 1). Под номером 3 приведена кривая погружения по модели [McKenzie, 1978] при величине начального растяжения 30% и две кривые погружения для скважин, расположенных в Северном море [Sclater, Christie, 1980]. Видно, что кривые погружения, рассчитанные с учетом маломасштабной конвекции, дают большее погружение при меньшем растяжении и лучше соответствуют данным о характере погружения бассейна Северного моря.

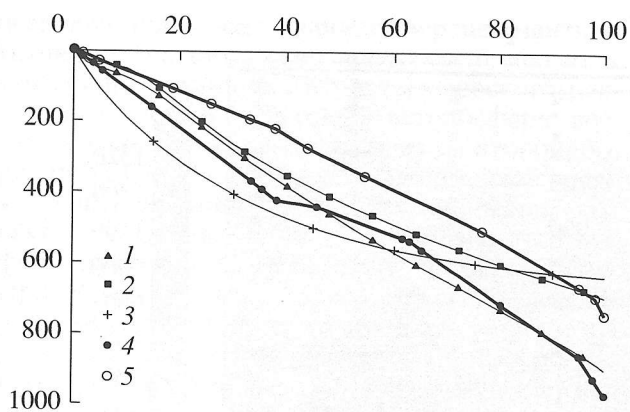


Рис. 2. Кривые погружения для осадочного бассейна, полученные с учетом маломасштабной конвекции в астеносфере: 1 и 2 – две теоретические кривые погружения для точек, где величина суммарного растяжения составила 21 и 24%; 3 – кривая погружения по модели (McKenzie, 1978) при величине растяжения 30%; 4 и 5 – кривые погружения для Северного моря – BP 30/1-1 и Montrose Amoco 22/18-2 [Sclater, Christie, 1980]. По вертикали – глубина погружения в м, по горизонтали – время в млн. лет.

Формирование глубоких осадочных бассейнов в области перехода от континента к океану. Горизонтальный размер конвективной ячейки близок к мощности астеносферы, поэтому если ширина прогиба достаточно велика, то конвекция в астеносфере охватывают не всю область растяжения, а только ее периферию – область перехода от растянутой литосферы новообразованного осадочного бассейна к нормальной континентальной литосфере, как это показано на рис. 1. В результате область максимального погружения в осадочном бассейне смещается к его периферии, формируя здесь более глубокий прогиб. Структура верхней части осадочного чехла показана на рис. 3. Как и в предыдущем примере, погружение оказывается значительно больше термического погружения по модели [McKenzie, 1978], что позволяет согласовать глубину осадочных бассейнов на пассивных континентальных окраинах (западная окраина Атлантического океана, например) с наблюдаемой величиной растяжения литосферы, подстилающей эти бассейны.

Формирование прогибов на периферии компрессионных орогенов. Расчеты показывают, что нарушение механического и термического равновесия в областях сжатия континентальной литосферы внутриплитными силами, приводят к формированию маломасштабных течений в астеносфере под внешними краями областей сжатия [Mikhailov et al., 1999]. Эти течения создают дополнительное сжатие в орогене и растяжение на его периферии, что вносит свой вклад в формирование предгорных прогибов. Погружение на периферии компрессионных орогенов часто связыва-

ют с упругим изгибом литосферы под действием веса горного сооружения, однако веса топографии во многих случаях не достаточно для создания наблюдаемого прогиба. Поэтому для многих горных сооружений предполагается наличие так называемой скрытой нагрузки – положительной аномалии плотности внутри коры. Для целого ряда горных сооружений, например, для Большого Кавказа, это предположение не приемлемо, поскольку гравитационные аномалии не подтверждают наличие более плотных включений в земной коре.

Модель эволюции поверхностной оболочки была применена нами для комплексного анализа данных по Северному Предкавказью [Mikhailov et al., 1999b]. Мощности слоев поверхностной оболочки, распределение физических свойств и температуры, ширина области сжатия, амплитуда сжатия и др. параметры модели были выбраны из условий согласования современных данных о строении горного сооружения и предгорных прогибов и скоростей тектонического погружения по данным более чем 100 буровых скважин [см. Mikhailov et al., 1999a]. Важно, что проведенное в этой работе сопоставление основных событий в истории погружения Предкавказских прогибов с фазами тектонического сжатия и вулканизма в Северокавказском регионе показало, что фазам сжатия в орогене соответствовали фазы поднятия в предгорном прогибе, а фазам покоя – периоды погружения. Именно такое соотношение следует из модели эволюции поверхностной оболочки, в то время как модель упругого изгиба литосферы предсказывает обратную корреляцию: фаза внешнего тектонического сжатия сопровождается наведением орогена на область прогиба, и, как следствие, погружением предгорного прогиба.

Применение геодинамического моделирования для численной оценки напряжений в земной коре. Ограничимся двухмерным вариантом задачи. Пусть, например, имеется некоторый сейсмический профиль, для которого на основе комплексного анализа геологических и геофизических данных получена модель глубинного строения и распределения физических свойств с глубиной. На основе этих данных можно провести численный расчет напряжений, если задать граничные условия, т.е. тектонические силы, действующие на боковых границах (внутриплитные силы) и на подошве модели (воздействия со стороны мантии). Однако имеющиеся качественные представления о характере действующих тектонических сил не позволяют задать численные значения граничных условий. С другой стороны, не использованными остаются данные о современных вертикальных и горизонтальных движениях земной коры, в частности геодезические данные (GPS) или данные неотектоники. Эти данные могут быть использованы для решения следующей обратной

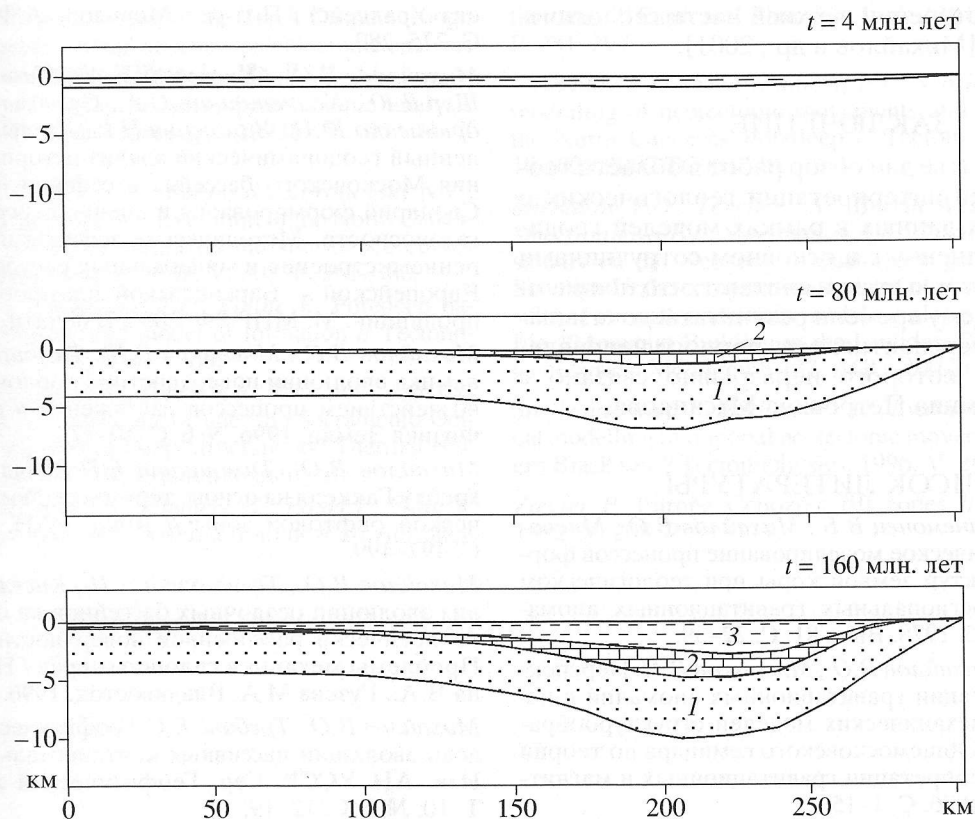


Рис. 3. Структура осадочных слоев на периферии широкого осадочного бассейна для примера, показанного на рис. 1. Цифрами обозначены осадочные слои, сформировавшиеся в течение первых 60 млн. лет после окончания растяжения (слой 1) и на интервале времени 60 – 100 (слой 2) и 100 – 160 млн. лет (слой 3).

задачи: для выбранной модели строения некоторого участка литосферы определить такие граничные условия (действующие на его боковых границах и подошве), чтобы скорости движений на поверхности были близки по норме в выбранной метрике к скоростям, известным из геодезии и/или неотектоники. Если представить граничные условия в виде разложения по системе базисных функций, то обратная задача сведется к определению соответствующих коэффициентов разложения. Такой подход был впервые предложен и реализован для профиля, пересекающего Кольский полуостров [Колпаков и др., 1991]. С применением этого подхода к настоящему времени проведена оценка напряжений для целого ряда районов. Это профили, пересекающие Черное море – Крым, море Бофорта, Большой Кавказ – Предкавказье (в районе Азово-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов и Ставропольского поднятия), Малый Кавказ, Южный Урал (библиографию см. в работах [Smolyaninova et al., 1996; Смольянинова и др., 1997; Mikhailov et al., 2002a; b]).

В частности, для Южного Урала строение земной коры было задано по данным профиля Уралсейс, распределение плотности – по результатам интерпретации гравитационных аномалий. Рас-

пределение механических параметров было задано на основе диаграмм предельной прочности, рассчитанных по данным о вещественном составе пород и распределении температуры в земной коре. Для определения граничных условий была использована амплитуда вертикальных движений на неотектоническом этапе. В результате было показано [Mikhailov et al., 2002b], что современная топография Южного Урала могла быть сформирована в результате простого внутриплитного сжатия, при этом распределение деформаций определялось неоднородным строением и распределением температуры в земной коре. Важно, что численная модель предсказывает декаплинг жестких слоев, расположенных в верхней части земной коры и слоев нижней коры, разделенных слоем средней коры, в котором деформация осуществляется за счет процесса ползучести. В верхней части коры максимальные деформации концентрируются в районе главного Уральского разлома, в то время как в нижней части коры максимальные деформации смещены на 70 км на запад и фиксируются под Западно-Уральским поднятием. Именно в этой части было обнаружен скачек поверхности Мохо (так называемый, Макаровский разлом), который не прослеживается к поверхности и не

отражается в строении верхней части геологического разреза [Михайлов и др., 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье дан обзор работ в области теории и практики интерпретации геологических и геофизических данных в рамках моделей геодинамики, выполненных в основном сотрудниками ИФЗ РАН. Авторы статьи считают, что полученные к настоящему времени результаты доказывают большую перспективность данного направления, развитие которого неразрывно связано с именем Вениамина Петровича Мясникова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гордин В.М., Занемонец В.Б., Михайлов В.О., Мясников В.П. Механическое моделирование процессов формирования структур земной коры при геологическом истолковании региональных гравитационных аномалий // Геофиз. сб. 1978. Вып. 81. С. 22–39.
- Гордин В.М., Михайлов В.О., Мясников В.П. Перспективы интерпретации гравитационных аномалий с использованием механических моделей структурообразования. Тр. IV Общественного семинара по теории и практике интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. 1976. С. 1–15.
- Гордин В.М., Михайлов В.О., Требина Е.С. Методика и результаты интерпретации магнитных аномалий в центральной части Южной Атлантики // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 7. С. 69–83.
- Занемонец В.Б., Михайлов В.О., Мясников В.П. Механическая модель образования глыбовой складчатости // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 10. С. 13–23.
- Колпаков И.Т., Ляховский В.А., Миц М.В., Смольянинова Е.И., Шенкман Ю.Ю. Геодинамическая природа рельефоборазующих процессов на Кольском полуострове // Геотектоника. 1991. Т. 25. С. 161–166.
- Михайлов В.О. Применение механических моделей структурообразования при решении обратных задач гравиметрии. Регион., развед. и промысл. геофизика. 1976. № 15. С. 1–17.
- Михайлов В.О. Математическая модель эволюции структур, формирующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983а. № 6. С. 3–18.
- Михайлов В.О. Динамическая модель эволюции пассивных континентальных окраин. Задачи механики природных процессов. М.: Изд-во МГУ. 1983б. С. 155–175.
- Михайлов В.О. Математическая модель образования осадочных бассейнов на континентальных окраинах атлантического типа. Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука. 1986. С. 89–96.
- Михайлов В.О. Математический метод решения задачи палеотектонического анализа // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 3. С. 78–90.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П., Тевелев А.В. Оценка региональных и локальных напряжений вдоль профиля Уралсейс. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (про-ект Уралсейс) / Под ред. Морозова А.Ф. Тверь. 2001. С. 275–283.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Тимошкина Е.П., Шур Д.Ю., Хайретдинов С.А., Сулейманов А.К., Андриященко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Хераскова Т.Н. Численный геодинамический анализ истории формирования Московского бассейна в сечении профиля 1ЕВ: Сценарий формирования и оценка перспектив нефтегазоносности. Методические аспекты изучения внутреннего строения и минеральных ресурсов Восточно-Европейской – Баренцевской платформенной мегапровинции. М: МПР РФ. 2006. В печати.
- Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П. Динамика эволюции поверхностной оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Сер. Физика Земли. 1996. № 6. С. 30–37.
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. Анализ данных по хребту Гаккеля на основе термической модели океанической рифтовой зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 331. С. 497–499.
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А. Анализ эволюции осадочных бассейнов на основе модели геологически расслоенной поверхностной оболочки. Проблемы механики сплошных сред / Под ред. Левина В.А., Гузева М.А. Владивосток. 1996. С. 142–159.
- Михайлов В.О., Требина Е.С. Геофизические поля и модель эволюции пассивных континентальных окраин // Изв. АН УССР. Сер. Геофизический журнал. 1988. Т. 10. № 5. С. 12–19.
- Мясников В.П., Михайлов В.О. К математической теории палеотектонического анализа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 851–855.
- Мясников В.П., Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. К вопросу о взаимодействии мантии с геологически расслоенной поверхностной оболочкой Земли // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 771–773.
- Мясников В.П., Савушкин В.Д. Метод малого параметра в гидродинамической модели эволюции Земли // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. С. 1083–1086.
- Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модель эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ. Сер. Итоги науки. 1980. Т. 5. 232 с.
- Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Ляховский В.А. Численное моделирование региональных и локальных полей напряжений в северной части Черного моря // Физика Земли. 1997. Т. 33. № 4. С. 322–328.
- Тимошкина Е.П. Математическая модель эволюции геологически расслоенной поверхностной оболочки Земли. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. М.: ОИФЗ РАН. 1998. 25 с.
- Dabiza A.I., Krass M.S., Mikhailov V.O. et al. Geophysical and geomechanical aspects of the study of meteorite structures // Physics of the Earth and Planetary Interior. 1979. V. 20. P. 1–11.
- Diament M., King G.C.P., Mikhailov V., Panet I., de Viron O. Satellite gravity reveals subsidence in the Andaman Sea caused by giant Sumatra earthquake // Geoph. Res. Letters. 2006. Submitted.
- McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planetary Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–31.

рь. 2001.

на Е.П.,
А.К., Ан-
Г.Н. Чис-
омирова-
ля 1ЕВ:
в нефте-
ия внут-
осточно-
ой мега-

Е.П. Ди-
емли под
я // Сер.

нных по
океани-
Т. 331.

А. Ана-
е модели
болочки.
д. Леви-
2–159.

ля и мо-
краин //
л. 1988.

кой гео-
И СССР.

П. К во-
ски рас-
// Докл.

го пара-
Земли //

и Земли
тоги на-

ий В.А.
сальных
моря //

олюции
болочки
ученой
аук. М.:

physical
te struc-
r. 1979.

, de Vi-
ndaman
Res. Let-

of sedi-
3. V. 40.

Mikhailov V.O. Crustal control of the Terek-Caspian trough evolution: Constraints based on a new paleotectonic analysis method // *Tectonophysics*. 1993a. V. 228. P. 21–32.

Mikhailov V.O. A method to solve paleotectonic analysis problem // *Mathematical geology*. 1993b. V. 25. № 7. P. 949–961.

Mikhailov V.O., Panina L.V., Polino R., Koronovsky N.V., Kiseleva E.A., Klavdieva N.A. Evolution of the North Caucasus foredeep : constrains based on the subsidence curves analysis // *Tectonophysics*. 1999a. V. 308. P. 361–380.

Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Polino R. Foredeep basins: the main features and model of formation // *Tectonophysics*. 1999b. V. 308. P. 345–360.

Mikhailov V.O., Parsons T., Simpson R., Williams C. An Explanation for Deep Earthquakes Under the Sacramento Delta, California, in Terms of Deep Structure and Thermal History // *Физика Земли*. 2007 (данный выпуск).

Mikhailov V., Tikhotsky S., Diamant M., Panet I., Ballu V. Can tectonic processes be recovered from new gravity satel-

lite data? // *Earth and Plan. Sci. Lett.* 2004. V. 228. № 3–4. P. 281–297.

Mikhailov V.O., Smolyaninova E.I., Sebrier M. Numerical modelling of neotectonic movements and state of stress in the North Caucasus Foredeep // *Tectonics*. 2002a. V. 21. 10.1029/2002 TC001379.

Mikhailov V.O., Tevelev A.V., Berzin A.G., Kiseleva E.A., Smolyaninova E.I., Suleimanov A.K., Timoshkina E.P. Constraints on the Neogene – Quaternary geodynamics of the Southern Urals: comparative study of neotectonic data and results of strength and strain modeling along the URSEIS profile. “Mountain Building in the Uralides: Pangea to Present” Geophysical Monograph 132. AGU. 2002b. P. 273–286.

Smolyaninova E.I., Mikhailov V.O., Lyakhovsky V.A. Numerical modelling of regional neotectonic movements in the northern Black sea // *Tectonophysics*. 1996. V. 266. P. 221–231.

Ziegler P. Europe Cenozoic rift zones // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 91–111.