

КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.Н. Иванченко¹, Б.В. Малкин²

¹ИДГ РАН, Москва

²ООО «Нордголд менеджмент», Москва

Работа посвящена изучению связи напряжённого состояния Восточно-Европейской платформы (ВЕП), её геодинамической истории с колебаниями уровня мирового океана и кайнозойскими внутриплитовыми деформациями. На примере центральной части ВЕП показано, что абсолютные кайнозойские деформации различных реперных уровней верхнего мела-кайнозоя не превышают по амплитуде первые сотни метров и лучше согласуются с моделями локализации пластических деформаций, чем с моделями общелитосферной складчатости. Отмечена значительная роль докембрийских прочностных неоднородностей фундамента ВЕП в локализации кайнозойских тектонических деформаций.

Введение

Для анализа накопленных за кайнозой деформаций используется фиксирующая их система базисных реперов, позволяющая делать количественные оценки. Впервые современные модели внутриплитных деформаций, рассматриваемых как следствие горизонтальных тектонических сил, были приведены в работе Э. Аргана «Тектоника Азии» в 1935 году. Орографические волны как длинноволновые (500–700 км), но малоамплитудные (200–500 м) элементы рельефа выделял для Евразии Ю.А. Мещеряков (1972). Базовой для многих последующих исследований тектонических деформаций континентальной литосферы стала модель локализации пластических деформаций А. Надаи (образование шейки при растяжении и зоны сплющивания при сжатии в условиях изостазии). Позднее были сделаны попытки применить к континентальной литосфере модели упругих деформаций. Так, Stephenson и Cloetingh (1991) для объяснения деформаций в осадочных бассейнах северной Канады и центральной Австралии рассмотрели возможность изгибовых деформаций континентальной литосферы с напряжениями в десятки МПа. Однако возможность существования общелитосферной складчатости [Nikishin и др., 1997] в условиях континентальной литосферы остаётся проблематичной. Для понимания природы внутриплитных деформаций с амплитудами в первые сотни метров и менее нужна оценка этих деформаций в абсолютных величинах, то есть очищенная от влияния колебаний уровня моря, имеющих сопоставимую амплитуду. Отметим, что традиционные геологические методы фиксируют относительные, то есть не очищенные, вертикальные деформации поверхности.

Были рассмотрены деформации литосферы как пластичной плавающей (изостазия) оболочки со щелями [Малкин, 1991]. При этом подходе в глобальном ансамбле литосферных плит выделяется несколько групп механически связанных литосферных плит, разделённых щелями (зоны спрединга и часть зон субдук-

ции). Развитие деформаций внутри континентальных блоков механически связанных групп плит идёт от упругих деформаций к пластическим, от нелокализованных к локализованным, в том числе к протрузиям пластичных пород фундамента платформ в осадочный чехол. Колебания уровня моря при этом коррелируют с деформациями континентальной литосферы. Развитие в различной степени локализованных деформаций на платформах в условиях сжатия предполагает коробление поверхности, часто сопровождаемое флексурами, и, в ряде случаев, разрывными деформациями (взбросами, надвигами, сдвигами). На поздних стадиях процесса может наблюдаться формирование зон сплющивания земной коры с повышением её мощности.

Режимы, характерные для областей интенсивного растяжения (рифтогенез), и режимы границ плит на рассматриваемой территории в кайнозое не фиксируются. Реализация растягивающих напряжений обычно слабо локализована и ограничивается пологими мульдовидными опусканиями, изредка приводящими к формированию мелких грабенов. Вся рассматриваемая область в настоящее время принадлежит к Евразийской плите, и тектонические деформации кайнозоя рассматриваются как внутриплитные, но с учётом наличия прочностных неоднородностей и включений.

Методика исследования

Чтобы исключить эвстатические колебания уровня моря при количественной оценке деформаций, необходима абсолютная высотная привязка стратиграфических уровней и определение высотных интервалов формирования пенеппенов различного возраста. Эта задача сводится к калибровке колебаний уровня моря и созданию модели формирования пенеппена (поверхности выравнивания), принимаемого за реперный уровень при оценке тектонических движений. Ранее ее частичное решение для ВЕП было выполнено при помощи метода «неподвижного репера» для оценки верхнемелового максимального уровня моря в мезозое-кайнозое. Этот уровень определён в +280 м [Malkin, 2008], что близко к значениям, полученным методом палеобереговых линий: +270 м [Sahagian, 1987] и +276 м [McDonough, Cross, 1991] для других стабильных платформ. От этого уровня удобно начинать рассмотрение морфоструктурной истории как истории формирования и деформаций реперных поверхностей [Иванченко, 2008; 2015].

В работе принято, что деформирование есть не только функция от напряжений, которые в пределах ВЕП варьируют в кайнозое по ориентации вектора максимального сжатия и абсолютным значениям напряжений, но и функция от пространственного распределения прочностных свойств. В настоящее время на исследуемой территории преобладает сжатие [Коптев, Ершов, 2014]. При этом, разные авторы придают различное значение факторам, влияющим на деформационный режим. Одни [Артюшков, 2003] подчёркивают явления изменения прочности литосферы, например, её разогрева при локализации деформаций. Другие [Лобковский, Никишин, Хаин, 2004] выделяют скачки в напряжённом состоянии литосферной оболочки при реорганизации движения ансамбля плит. В природе, видимо, оба процесса реально существуют и взаимодействуют. Расхождения и столкновения плит проявляются для ВЕП созданием общего поля

тектонических напряжений Евразии, трансформируемого на региональный уровень через систему «субплит» (ВЕР одна из них) и «жестких» включений.

Таким образом, на региональном уровне изучения кайнозойских деформаций ВЕР важно правильно выделить прочностные неоднородности литосферы, перераспределяющие генеральные усилия сжатия и концентрирующие локализованные деформации преимущественно в зонах контакта неоднородностей. Одной из форм неоднородностей фундамента являются изометричные купольные структуры, особенно характерные для Волго-Уральского сегмента ВЕР [Минц, 2010]. Крупные купола (овоиды) Волго-Камского мегаблока в северной части Волго-Уралии образованы архейскими гранулитами, переработанными в палеопротерозойское время – к центральным частям куполов приурочены палеопротерозойские граниты и гнейсы. Именно палеопротерозойские купола определяют специфический облик Волго-Уралии, а их влияние прослеживается на протяжении всей геологической истории, включая кайнозой и неотектонический этапы. Модель сводово-купольного строения неархейских блоков с концентрической надвигово-сладчатой внутренней структурой представлена на структурно-тектонической карте масштаба 1:500 000 центральной и юго-восточной частей Волго-Уралии (Татарское ГРУ ОАО «Татнефть» [Шаргородский и др., 2004]). Отметим, что овоидные изометрические структуры выделяются для ВЕР и при визуальном и автоматизированном дешифрировании космоснимков различного масштаба [Иванченко, Горбунова, 2015].

После консолидации Восточно-Европейской платформы в раннем протерозое в рифее начался собственно платформенный этап развития этой территории. В рифее – раннем венде на платформе преобладают рифтовые, ныне погребённые, структуры растяжения – авлакогены. В настоящее время достаточно детально изучены литологические и структурные особенности строения рифтогенных образований ВЕР [Балуев, 2001]. Рифей–вендский этап рифтогенеза привел к формированию на Восточно-Европейской платформе нескольких генераций авлакогенов, определяющих основные неоднородности поверхности фундамента. Эти неоднородности проявляли себя и в последующей геологической истории, вплоть до современной. В частности, с ними связаны палеозойские области опускания – синеклизы, а также инверсионные структуры, возникшие в мезозойско-кайнозойское время над рифтами в условиях сжатия.

С некоторой условностью можно считать, что гранито-гнейсовые куполо-овоиды обладают меньшей прочностью, чем кора платформы в среднем («мягкие» включения), а авлакогены – большей прочностью («жесткие» включения). Упрочнение коры после рифтогенеза и последующего остывания литосферы, то есть возникновение «жестких» включений – авлакогенов, имеет ясный тектоно-физический механизм [Malkin, Shemenda, 1991].

Основные результаты

Для юго-восточной части Восточно-Европейской платформы основным, при распределении деформаций и напряжений, является Прикаспийский блок, который структурно обладает определённой самостоятельностью и, вероятно, медленно смещается на север-северо-запад относительно центральной части ВЕР, принятой за неподвижную. Это относительное смещение вызывает деформации по внешне-

му обрамлению Прикаспийского блока, то есть сам блок выступает как «жесткое» включение. Такая модель достаточно полно изложена [Копп, 2005; 2014]. Геофизическая индивидуализация Прикаспийского блока очень высокая [Юдахин, Щукин, Макаров, 2003]. Её основа – сильно утонённая и упрочнённая континентальная кора, вплоть до вероятного «базальтового» окна в зоне Сарпинского рифта.

Один из крупнейших и хорошо изученный Пачелмский авлакоген находится в центральной части Русской плиты, разделяя Волго-Уральскую и Воронежскую палеозойские антеклизы. Он протягивается в северо-западном направлении более чем на 700 км между Прикаспийским прогибом и авлакогенами Среднерусской системы, характеризующимися северо-восточным и восток-северо-восточным простираниями. Его ширина составляет 60–100 км, а фундамент в его пределах имеет клавишное строение и опущен до $-3 \div -5$ км. Пачелмский авлакоген выполнен рифейскими и нижневендскими отложениями общей мощностью до 2000–3500 м. Как и во всех мировых рифтовых системах четко проявлена связь авлакогенов со структурами дорифтового основания. Пачелмский авлакоген и система Московского авлакогена наследуют коллизионные зоны раннепротерозойского возраста. Поэтому остаются различные варианты реакции авлакогена на напряжения сжатия. После завершения рифтогенеза он становится жестким включением, передающим напряжения и концентрирующим деформации вдоль своих бортов. Или, при незначительном утонении коры, остаётся, наследуя свойства коллизионной зоны, податливым к деформациям, формируя инверсионные структуры.

Строение осадочного чехла Восточно-Европейской платформы в пределах исследуемой области позволяет дополнительно к верхнемеловому реперу использовать и другие, более молодые региональные стратиграфические уровни. Деформации осадочного чехла, вызванные горизонтальными напряжениями, разделяются на локализованные и нелокализованные (или слаболокализованные). Кайнозойские деформации, особенно позднемиоценовые, достаточно широко распространены на ВЕП. Области развития локализованных деформаций с формированием структур типа Окско-Цнинского вала, Доно-Медведицких деформаций или приразломных флексур, часто по границам «жестких» включений характеризуются негоризонтальным залеганием пород, включая верхнемеловые и палеогеновые. По этому критерию они легко могут быть выделены и, при необходимости, исключены из рассмотрения. Слаболокализованные деформации выражены в крайне незначительных отклонениях от горизонтального залегания на больших площадях. Они характерны для периферических частей позднемеловых–палеогеновых областей слабых опусканий, позднее инверсированных, таких как Ульяновско-Саратовский мел-палеогеновый прогиб. Это даёт возможность для некоторых регионов наглядно представить историю деформаций. Речь идёт о территориях палеогенового Ульяновско-Саратовского бассейна (ныне Приволжская возвышенность) и Прикаспийском ареале опусканий.

Для территории Ульяновско-Саратовского бассейна хорошо обоснован стратиграфически и геоморфологически миоценовый возраст основной поверхности выравнивания. Этот региональный геоморфологический репер применён к территории палеогенового Ульяновско-Саратовского прогиба, за исключением зон локализации деформаций, в пределах которых деформации наиболее высоки, а реперная поверхность уничтожена денудацией. За исходную высоту формирования миоценового репера принята поверхность выравнивания, базис эрозии кото-

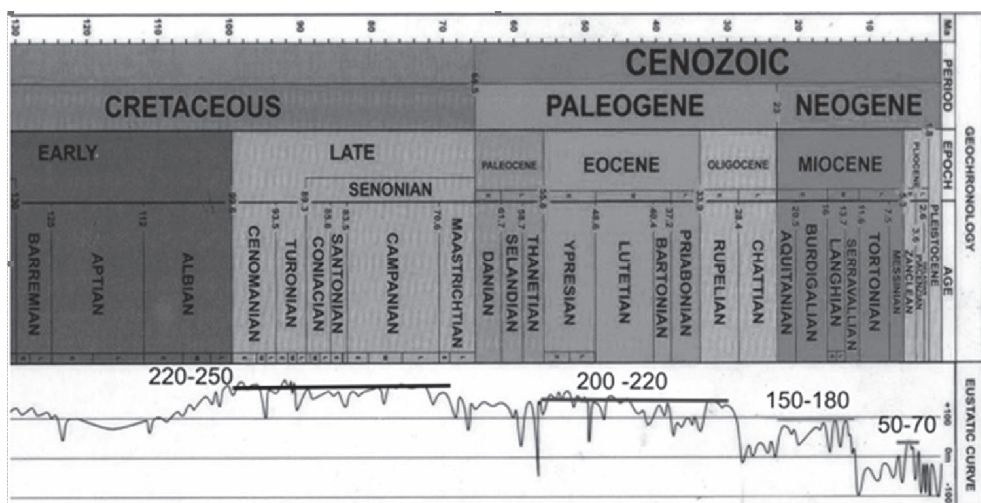


Рис. 1. Принятые высоты и периоды формирования реперных уровней и их соотношение с кривой колебаний уровня моря

рой близок к миоценовому уровню моря и составляет 150–180 м (рис. 1). Для территорий Прикаспийского ареала опусканий в областях развития ачкагыльских и апшеронских отложений возможно применение плиоценовых реперов, например таких, как кровля верхнеплиоценовых апшеронских отложений и фрагменты денудационной постачкагыльской поверхности [Иванченко, 2015].

Естественно, что картирование как накопленных деформаций, так и геодинамической ситуации, осуществляемое в региональном масштабе, не может использовать локальные реперы или иные локальные методы фиксации деформаций, позволяющие значительно детализировать карту за счёт исследования кинематики и смещений по отдельным разломным зонам. Отсюда общая направленность нашего исследования - изучение слаболокализованных деформаций, которые с одной стороны охватывают значительные площади, а с другой, как кажется, имеют непосредственное отношение к влиянию глобальной геодинамики ансамбля плит на неотектоническом этапе развития морфоструктур платформенных областей. На рис. 1 отражена взаимосвязь высот и периодов формирования реперных поверхностей, используемых при анализе деформаций, со стандартной кривой колебания уровня моря. Отметим, что основные эпизоды деформаций реперных уровней совпадают с резкими падениями уровня моря.

Согласно ранее проведённым исследованиям [Малкин, 1991; Милановский 1992; Иванченко, 2008; 2015] тектоно-эвстатические колебания уровня мирового океана связаны с деформациями континентальной литосферы. Быстрые падения уровня моря происходят в периоды геодинамических кризисов и вызваны преимущественно пластическими деформациями сжатия континентальной литосферы, частично компенсирующими смещение литосферных плит. Геодинамические кризисы – разрывы плит или их столкновения – изменяют напряжённое состояние всей литосферной оболочки и вектора движения в ансамбле плит; кривая тектоно-эвстатических колебаний тесно коррелирует с этими изменениями и мо-

жет служить основой периодизации деформаций, циклов рельефообразования и осадконакопления.

Резкие падения уровня моря в периоды перестроек движения ансамбля плит соответствуют «быстрому подъёму суши» в классической схеме эволюции рельефа В.М. Дэвиса и сопровождаются деформациями и формированием региональных угловых несогласий. Формирование «исходного пенеппена» в верхнемеловое время устанавливается для ВЕП несколькими независимыми методами. Поверхность выравнивания (пенеппен) является рубежом, начинающим хрономорфологическую шкалу. На более ранних геологических этапах может применяться метод реперных поверхностей.

В целом, вся исследуемая территория разбита на деформационные области, для каждой из которых существует свой стиль и история деформирования, регистрируемая своим набором реперных поверхностей. Так, например, близкие по современным высотам Бугульминско-Белебеевская и Приволжская возвышенности имеют очень разную историю деформирования, что очень хорошо заметно на уровне деформаций по верхнемеловым реперам, которые на месте Приволжской возвышенности всё ещё фиксируют впадину, несмотря на довольно интенсивные восходящие движения (инверсию), начиная с миоцена.

На Приволжской возвышенности выделяются три поверхности выравнивания: верхняя (эоценовая) – 280–370 м, основная (миоценовая) – 200–260 м и нижняя (плиоценовая, акчагыльская) – 120–180 м. Они разделены в рельефе уступами крутизной от 25–30 до 30–40° и высотой от 60 до 110 м. Из-за эрозионного расчленения, все три поверхности сейчас не имеют сплошного распространения. Ярусность рельефа лучше всего выражена в водораздельных пространствах. В конце миоцена слабо локализованные деформации кайнозойских поверхностей относительно уровня моря (базиса эрозии) составляют максимум 150–180 м, в то время как смещения по Жигулёвскому надвигу и сопутствующей флекуре (локализованные деформации) оцениваются в 600–700 м.

Рассмотрение карты деформаций Приволжской возвышенности (рис. 2) показывает, что инверсия далеко не завершена и уровень меловых отложений всё ещё фиксируется ниже исходного уровня времени их формирования. Район Приволжской возвышенности является менее прочным, по сравнению с окружающими породами, включением, обусловленным овоидной гранито-гнейсовой структурой фундамента.

Слаболокализованные деформации в центральной части ВЕП имеют незначительные амплитуды. Так, например, выделяется почти изометричный свод (Окско-Донской купол) на северной периферии Воронежской палеозойской антеклизы. Размер свода примерно 300 × 200 км с послетуронской амплитудой в центре поднятия всего 60–70 м. Время формирования Окско-Донского купола неоген-четвертичное или даже плиоцен-четвертичное. Анализ стратиграфическими и геоморфологическими методами слаболокализованных абсолютных деформаций «исходной» поверхности для внеледниковой части ВЕП к северу от Днепровско-Донецкого авлакогена [Иванченко, 2008] показывает, что они весьма невелики: первые десятки метров поднятий для северного склона Воронежской антеклизы и первые десятки метров опусканий для центральной части Московской синеклизы.

Отмечается пространственная связь нелокализованных поднятий участков с положительным отклонением мощности земной коры от средней (>45 км). Нело-

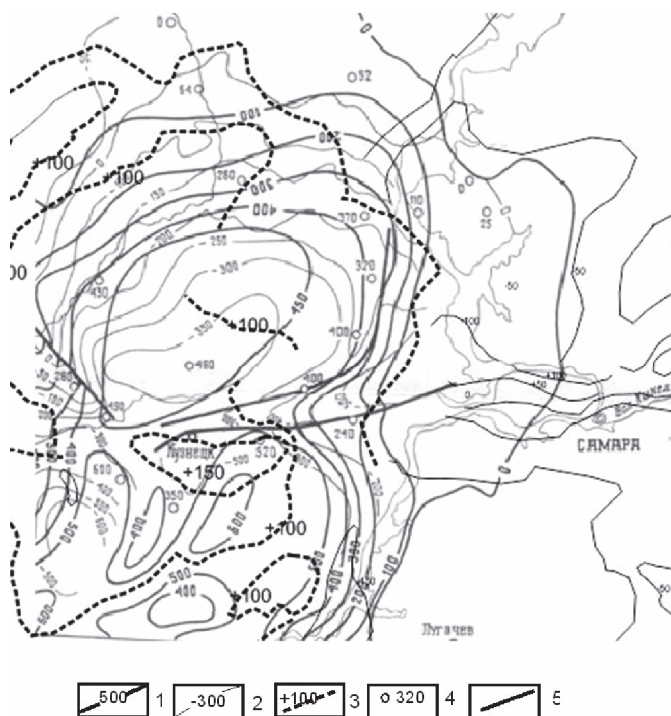


Рис. 2. Карта деформаций реперных уровней Приволжской возвышенности.

1 – изопакиты мезозойских отложений; 2 – изогипсы денудационной поверхности палеозоя (палеозойско-мезозойское региональное угловое несогласие); 3 – изолинии абсолютной величины позднемиоценовых деформаций; 4 – скважины с указанием мощности мезозоя; 5 – основные разломы. Пункты 1 и 2 соответствуют материалам Государственной геологической карты РФ 1: 1000 000, Лист N-(38),39. Самара: ВСЕГЕИ, 2000.

кализованные опускания связаны с отрицательными отклонениями (< 42 км). Определение мощности земной коры проводилось по гравиметрическим данным (ГНПП «Аэрогеофизика»), что позволяет предполагать изостатическую природу вертикальных деформаций поверхности при сжатии и утолщении коры.

Большую часть ВЕП составляют тектонически стабильные блоки со слабокализованными неотектоническими деформациями. Наиболее значительные дифференцированные движения отмечаются для Доно-Медведицких деформаций, Окско-Цнинского вала и бортовой зоны Прикаспийской впадины. Но и здесь накопленные кайнозойские деформации не превышают первых сотен метров, что достаточно хорошо фиксируется стратиграфическими методами или по реперным поверхностям. Отмечается значительное несоответствие неотектонического структурного плана относительно более древних структур, что свидетельствует об изменении направления сжатия при геодинамических кризисах. Локализованные деформации с большей амплитудой приурочены, в основном, к границам жёстких включений. Как пример можно привести обрамление Прикаспийской впадины или борта авлакогенов; например, Пачелмского авлакогена, во многом определяющего строение южной периферии Приволжской возвышенности.

Заключение

Представляется, что картина кайнозойских деформаций ВЕП лучше согласуется с коровой локализацией пластических деформаций, чем с длинноволновыми общелитосферными упругими изгибами. Периодизация деформаций хорошо фиксируется кривой колебаний уровня мирового океана. В пространственном распределении кайнозойских деформаций существенно влияние прочностных неоднородностей докембрийского фундамента. Накопленные за кайнозой вертикальные деформации относительно невелики – десятки метров для нелокализованных деформаций на больших площадях и сотни метров для локализованных деформаций в осадочном чехле на границах блоков фундамента с различной прочностью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00743).

Литература

Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39-56.

Балуев А.С., Моралев В.М. Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 13-30.

Государственная геологическая карта РФ 1: 1000 000, Лист N-(38),39. Самара. Объяснительная записка. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. 325 с.

Иванченко Г.Н. Оценка вертикальной амплитуды нелокализованных деформаций центральной части Восточно-Европейской платформы // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 47-57.

Иванченко Г.Н. Геоморфологические методы в региональных исследованиях неотектоники (на примере Скифской плиты и юга Восточно-Европейской платформы // Динамические процессы в геосферах. Вып. 7: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2015. С. 85-92.

Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Использование данных дистанционного зондирования участков земной коры для анализа геодинамической обстановки. М.: ГЕОС, 2015. 112 с.

Копт М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005.

Копт М.Л. и др. Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала // Методические, теоретические и прикладные аспекты, вып. 610: труды Геологического института РАН. М.: ГЕОС, 2014. 87 с.

Коптев А.И., Ершов А.В. Численное моделирование напряженного состояния литосферы Земли. Методика и результаты. LAP, Lambert Academic Publish. 2014. 220 с.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004.

Малкин Б.В. О геодинамической природе геоморфологических циклов // «Геоморфология». № 3. М.: 1991. С. 3-16.

Мещеряков Ю.А. Рельеф и современная геодинамика. Избранные труды. М.: Наука, 1981. 276 с.

Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. В 2 т. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. 400 с.

Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копяевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С. О корреляции фаз реорганизации литосферных плит и короткопериодических изменений уровня Мирового океана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 326, N 2. С. 313-317.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УО РАН, 2003.

Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K. On a tectonic mechanism for regional sea-level variations // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 75. P. 157–166.

McDonough K.J., Cross T.A. Late Cretaceous sea level from a paleoshoreline // *J. of Geoph. Res.* Vol. 96, Is. B4. P. 6591–6607.

Malkin B. Calibration of Upper Cretaceous sea level transgression peaks by method of vertical-motionless reference points in epeiric seas sedimentary cover (East European platform). Vienna, EGU A-0535, 2007.

Nikishin A.M., Brunet M.F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian-Shan. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA* // *Earth and Planet. Sci.* Jan 1997.

Sahagian D. Epeirogeny and eustatic sea level changes since the mid-Cretaceous: application to central and western United States // *J. Geoph. Res.* 1987. V. 92. P. 4895–4904.

Stephenson R.A., Cloetingh S. Some examples and mechanical aspects of continental lithosphere folding // *Tectonophisica.* 1991. V. 188. P. 27–37.