

В тектоно-геологическом смысле Великая Долина и горы Сьерры-Невады представляют собой реликты преддугового бассейна и вулканической дуги, сформировавшихся в мезозое при субдукции палеоплиты Фараллон под западную окраину Северо-Американского континента. Великая Долина в течение всего кайнозоя (и в настоящее время) оставалась осадочным бассейном. Фундамент Сьерры-Невады представлен преимущественно поздне-меловыми (~85 млн. лет) и более старыми гранитоидами и разнообразными метаморфическими породами [Wernicke et al., 1996]. Исходя из низких сейсмических скоростей под Сьеррой-Невадой на всю мощность коры (<6.2 км/с), весь этот коровый блок трактуется как гранитный батолит [Fliedner et al., 2000].

Анализ многочисленных миоцен-четвертичных коровых и мантийных ксенолитов [Dodge et al., 1988] дает прямые доказательства изменения состава литосферы под Сьеррой-Невадой за этот период [Ducea and Saleeby, 1998b; Manley et al., 2000; Lee et al., 2001]. Ксенолиты из миоценовых вулканитов маркируют трехслойную литосферную колонку, состоящую из (1) гранитного батолита (мощностью ~30-35 км), подстилаемого (2) нижнекоровым слоем (мощностью до 40 м) мафических и иногда ультрамафических кумулатов, в свою очередь подстилаемым (3) перидотитовой мантией. В плиоценовых и четвертичных вулканитах отсутствуют ксенолиты, содержащие гранат, а ксенолиты с глубин от 35 до 70 км свидетельствуют о наличии горячей перидотитовой мантии, что подтверждается детальными сейсмическими исследованиями, которые показывают в мантийном слое непосредственно под границей М скорости 7.4–8.2 км/с, но в среднем низкие ~7.8 км/с [Fliedner et al., 2003], подразумевающие повышенные температуры. Изменение состава литосферной колонки должно было произойти между 10 и 3 млн. лет назад и является сильным аргументом в пользу деламинации нижней коры и подстилающей ее литосферной мантии в течение этого временного периода. Кратковременный импульс высококалийного и низко- ϵ_{Nd} вулканизма с возрастом 3-4 млн. лет большинством исследователей связывается с начальной фазой процесса деламинации [Ducea, 2001; Farmer et al., 2002; Elkins-Tanton, 2005], хотя некоторые связывают формирование высококалийных магм с процессами растяжения [Putirka and Busby, 2007]. По оценкам [Elkins-Tanton and Grove, 2003] высоко-калийные магмы были выплавлены из водонасыщенных пород на глубинах более 100 км.

Область проявления этого вулканизма на север и юг гораздо больше, чем размер «мантийной» капли. Это может свидетельствовать о том, что область деламинации литосферы обширнее, чем современное сечение «капли». Устанавливаемое по датировкам магматизма замещение части литосферы астеносферой по времени совпадает с плиоцен-голоценовой фазой поднятия Сьерры-Невады, инициированной изменением плавучести верхней мантии [Ducea and Saleeby, 1996; Jones et al., 2004; Saleeby and Foster, 2004].

Считается, что толстая гранитная кора и ее мафический (а местами и ультрамафический) корень были образованы в поздне-меловое время, когда и была сформирована большая часть Сьерро-Невадского батолита [Coleman and Glazner, 1997; Ducea and Saleeby 1998b, 1998c; Ducea, 2001, 2002; Ducea et al., 2003]. При выплавлении мощного гранитного батолита формируется сопутствующий мафическо-ультрамафический подстилающий батолит остаток, как минимум равной (а, возможно, и превосходящей гранитный слой в два раза) толщины [Ducea, 2001]. Этот остаточный корень должен иметь эклогитовую компоненту, в которой доминирует гранатовый пироксенит, начиная с глубин ~35-40 км. Остаточный пироксенит – очень плотная порода, благодаря своему обогащению гранатом до 50% от объема (для сравнения: типичные эклогиты субдукционного происхождения содержат всего около 15% граната) и высокому содержанию Fe. Измеренные плотности высокожелезистого гранатового пироксенита в ксенолитах в среднем на 0.15-0.25 г/см³ больше, чем плотности обычных мантийных перидотитов и достигают 3.6-3.75 г/см³ при нормальных условиях [Lee et al., 2006] и 3.7-3.8 г/см³ при P-T условиях внутри «капли» (in situ).

Динамическое моделирование [Houseman and Molnar, 1997; Neil and Houseman, 1999; Jull and Kelemen, 2001; Morency and Doin, 2004] предсказывает, что (1) в течение наиболее интенсивной фазы формирования «мантийной капли» должно происходить проседание вышерасположенных коровых блоков с прогибом дневной поверхности, (2) вязкие силы драгирования на detachменте достаточны для того, чтобы вызвать общее утолщение коры и сгуживание нижней коры на несколько десятков километров или даже более в идущий вниз поток, формируя V-образный «язык» на Мохо. Новейшие детальными сейсмические и геоморфологические исследования региона над «каплей» выявили не которые структурные детали процесса деламинации.

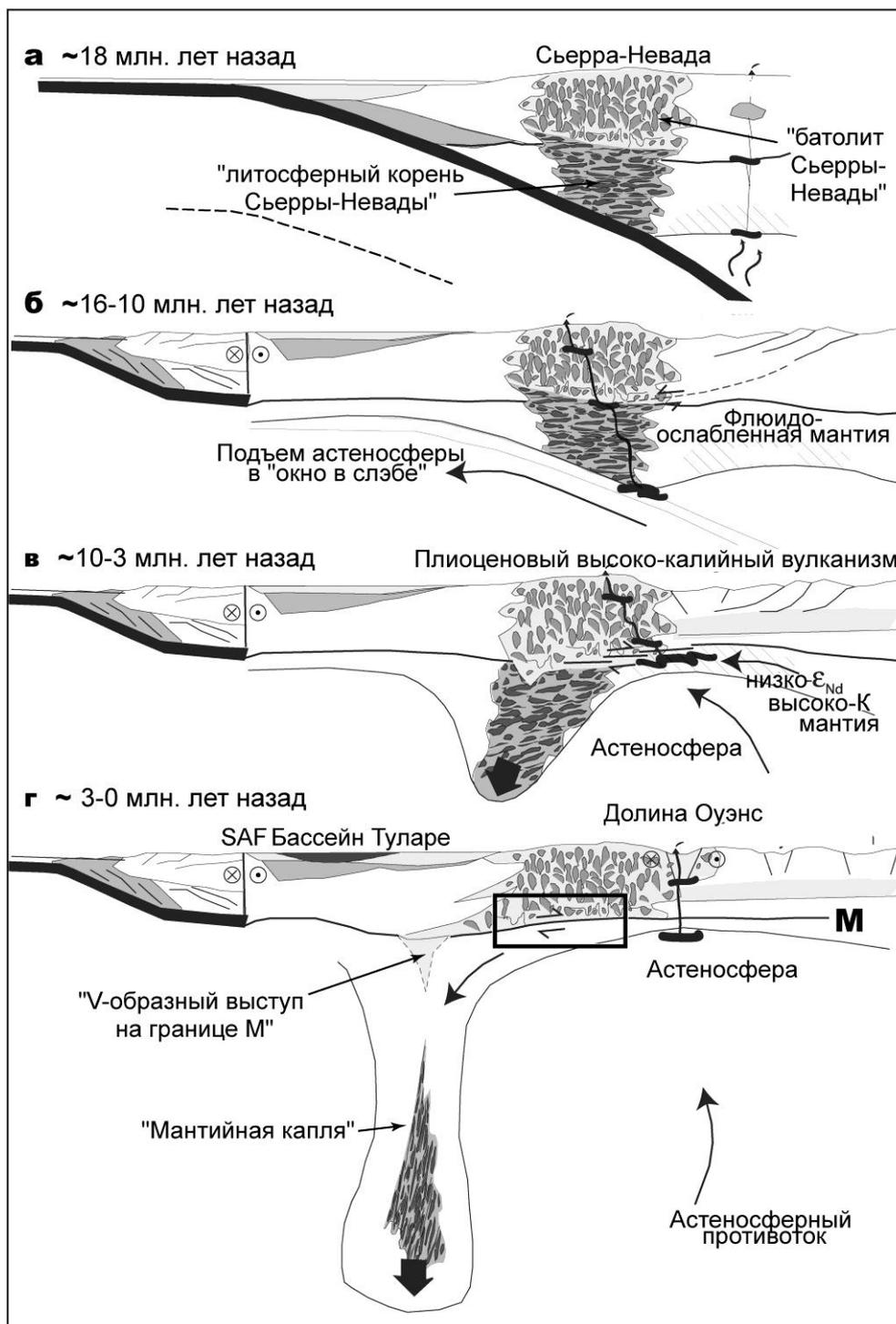


Рис. 2. Модель деляминации литосферного корня из-под батолита Сьерры-Невады по [Zandt et al., 2004]. а) Субдукция плиты Хуан де Фука под окраину Северо-Американского континента, где располагался реликт позднемезозойской вулканической дуги в виде батолита Сьерры-Невады, подстилаемого плотным литосферным гранато-пироксеновым корнем. В тыловой области батолита располагалась область надсубдукционного вулканизма. б) Раскрытие «окна в слэбе», проникновение горячего астеносферного материала под окраину континента, сдвиговая активность в системе разломов Сан Андреас, начало дестабилизации «тяжелого литосферного корня» Сьерры-Невады. в) Начальная фаза обрушения в мантию дестабилизированного «тяжелого литосферного корня» Сьерры-Невады, сопровождаемая импульсом высоко-калиевого вулканизма. г) Основная фаза сгруживания литосферного материала в мантию и оформление его в виде «мантийной капли»; формирование локального осадочного бассейна Туларе и V-образного выступа на поверхности М; геотермальная активность в области растяжения на восточной границе Сьерры-Невады (Долины Оуэнс, Панаминт и др.). Черный прямоугольник показывает область, где в подошве коры выделены анизотропные зоны, ассоциируемые со сдвиговой активностью (детачмент)

Особенности речной сети свидетельствуют о том, что округлая область диаметром около 120 км – локальный суббассейн Туларе (Tulare), расположенная приблизительно над «мантийной каплей», начала опускаться ~3-4 млн. лет назад [Wakabayashi and Sawyer, 2001], а анализ врезов речных долин западного склона южной части Сьерры-Невады показывает, что западное подножье гор в настоящее время интенсивно «захоранивается» [Saleeby and Foster, 2004]. Если бы регион находился в тектонически спокойном режиме, то он должен был бы быть близок к состоянию изостатической скомпенсированности по схеме Эйри, то есть областям высокого рельефа должны были бы соответствовать прогибы границы М. Однако общие соотношения рельефа и мощности коры демонстрируют другие закономерности. Карта глубин М, основанная на сейсмических данных по рефракционным волнам и конвертированным фазам Ps показывает, что на восточном фланге Сьерры-Невады под южной частью Долины Оуэнс (Owens Valley) граница М располагается на глубине около 30 км. Под Сьеррой-Невадой мощность коры на запад увеличивается, формируя коровый «кант» под западным флангом Сьерры-Невады с максимальной толщиной до 42 км под вулканическим полем Кингс [Ruppert et al., 1998, Flidner et al., 2000; Zandt et al., 2004].

На запад от корового «канта» фиксируется область отсутствия четких критических отражений от Мохо (PmP) в сейсмических экспериментах с применением активных источников, что объяснялось зашумлением записей мощным слоем осадков в Великой Долине [Ruppert et al., 1998; Flidner et al., 2000]. В экспериментах по обменным волнам [Zandt et al., 2004] все широкополосные станции были размещены на кристаллических породах, однако опять же в том же месте оконтурился район, где отражения от Мохо отсутствуют. Специальными расчетами было показано, что мелко-масштабный прогиб М может рассеивать как Ps

фазы обменных волн, так и отражения PmP в экспериментах с активными источниками. Таким образом, коровый «кант» и мелко-масштабный прогиб М трактуются как V-выпуклость, создаваемая вязким драгированием в основании коры [Zandt et al., 2004]. Анализ азимутальных вариаций в сейсмических записях показал наличие под Сьеррой-Невадой анизотропного слоя в основании коры, структурный рисунок и параметры которого не коррелируют ни с топографией, ни с геологией Сьерры-Невады. Анизотропная область трактуется как зона детачмента, т.е. как зона, где сконцентрировано современное сдвиговое деформирование, а наиболее вероятным фактором, который мог дестабилизировать литосферный корень в раннем миоцене, является воздействие «астеносферного окна», которое начало раскрываться под регионом ~20 млн. лет назад [Zandt, 2003].

Выявленные структурные детали фиксируют сильную современную асимметрию процесса литосферной деляминации и смещение центра «капли» на запад от центра батолита, что не укладывается в простые схемы. Самые последние детальные сейсмические данные [Boyd et al., 2004] показывают, что, возможно, деляминация протекает многостадийно. Первая порция плотного обогащенного гранатом материала провалилась приблизительно вертикально вниз под Сьерро-Невадским батолитом и спровоцировала подъем замещающего горячего вещества под Провинцией Бассейнов и Хребтов (северная часть которой имеет специальное название – Большой Бассейн) и Береговыми Хребтами и затягивание в нисходящий поток литосферных фрагментов из соседних и вышерасположенных областей [Liu and Shen, 1998]. Впоследствии сложно устроенная «капля» смешанного состава отдрейфовала на запад под действием юго-западных течений в астеносферном окне [Zandt, 2003]. Наиболее вероятно, что в настоящее время «капля» уже изолирована (механически отвязана) от вышерасположенной коры.

2. ПРОФИЛЬ «СЬЕРРА-НЕВАДА»

Кора и верхняя мантия региона расположения «мантийной капли» хорошо изучена сейсмическими исследованиями: область южного окончания Великой Долины и Сьерры-Невады исследована системой профилей ГСЗ [Flidner et al., 2000], методом сейсмической томографии [Biasi and Humphreys, 1992; Jones et al., 1994; Ruppert et al., 1998; Boyd et al., 2004], экспериментами по телесеismicким [Savage et al., 2003] и обменным волнам [Zandt et al., 2004] и

др. На основе обобщения сейсмических и большого количества других разнообразных геолого-геофизических данных [Fuis, 1998; Godfrey and Klemperer, 1998; Constenius et al., 2000, Park and Wernicke, 2003 и др.] была построена комплексная геолого-геофизическая модель по профилю «Сьерра-Невада», секущего «мантийную каплю» по ее центральной части (рис. 3). Профиль начнется в океане, пересекает шельф Северо-Американского континента, прибрежные облас-

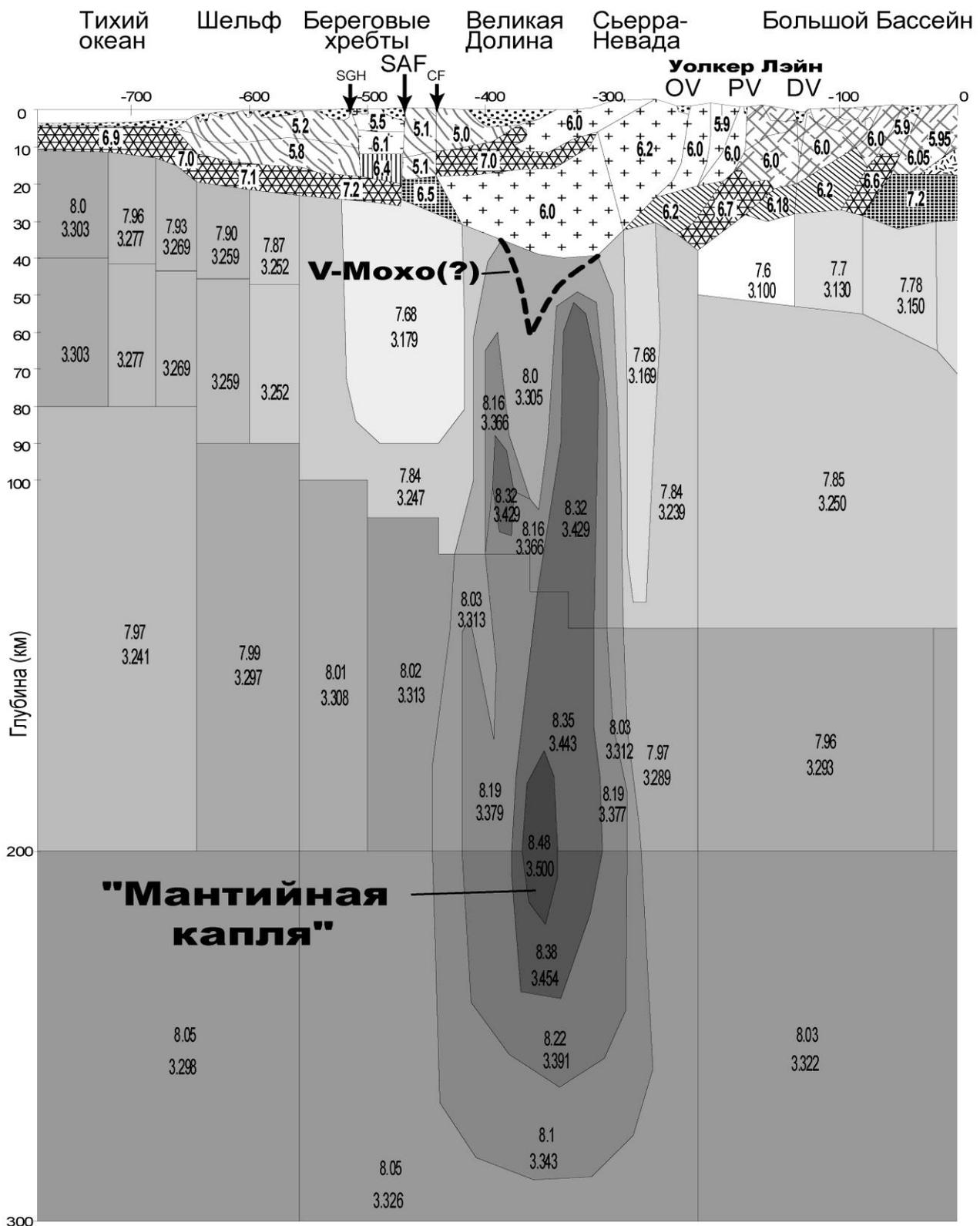


Рис. 3. Геолого-геофизическая модель для профиля «Сьерра-Невада» (положение профиля см. рис. 1). Цифры в блоках – сейсмические скорости (км/с) и плотности (г/см³). Точками показаны осадочные комплексы, крестиками – батолит Сьерра-Невада, косой волнистой серой штриховкой – метаморфические комплексы шельфа и прибрежных областей, встречной косой штриховкой – тектонизированные комплексы верхней коры Большого Бассейна, черными штриховками показаны средне- и нижне коровые породы промежуточного и основного состава, в том числе наиболее густой штриховкой слева от разлома Сан Андреас – современная океаническая кора, справа от разлома Сан Андреас – реликты аккрецированных к окраине Северной Америки офиолитовых комплексов. Скоростная структура верхней мантии изображена серыми тонами. SAF – разлом Сан-Андреас, SGH – разлом Сан-Грегорио-Хосгри, CF – разлом Калаверас, OV – Долина Оуэнс, PV – Долина Панаминт, DV – Долина Смерти. Вертикальное преувеличение приблизительно 3:1

ти, южные окончания Великой Долины и гор Сьерры-Невады и западную часть Большого Бассейна (ландшафт которого представляет собой закономерное чередование Хребтов и Долин (осадочных бассейнов), образовавшихся вследствие растяжения верхней коры региона в хрупкой моде).

Структура коры вдоль профиля представлена чрезвычайно контрастными структурами. Океаническая кора Тихоокеанской плиты (базальты+габбро) с мощностью около 5-6 км прослеживается под шельф континента до разлома Сан Андреас. В шельфовой области на широте профиля над океанической корой располагаются преимущественно субдукционные комплексы в различной степени метаморфизованных осадков. Шельфовые и береговые блоки утоненной коры сменяются глубоким осадочным бассейном Великой Долины, где осадки мощностью 5-6 м в осевой части залегают на породах основного (ультра-основного?) состава [Godfrey and Klemperer, 1998]. Под батолитом Сьерра-Невада мощность коры увеличивается до 45-50 км и резко уменьшается под Большим Бассейном до 30 км.

В коре Большого Бассейна трассируются протяженные наклонные detachments, разделяющие сильно тектонизированную (повернутые блоки) верхнюю кору, где деформации носили преимущественно хрупкий характер, от нижних горизонтов коры, где преобладали вязкие и/или пластические течения. В структуре коры Великой Долины и западной части Большого Бассейна обнаруживаются многочисленные наклонные границы и тела с повышенными сейсмическими скоростями, происхождение которых связывается с аккреционными фанерозойскими событиями [Constenius et al.,

2000]. В частности, высокоскоростные наклонные тела интерпретируются как реликты фрагментов коры океанического или субокеанического происхождения [Godfrey and Klemperer, 1998].

Пониженные на 6-8% сейсмические скорости Р-волн [Humphreys, Dueker, 1994a] и S-волн [Grand, 1987], аномально низкие групповые скорости волн Рэля и высокие коэффициенты поглощения сейсмической энергии в верхней мантии, прослеживаемые вплоть до 300 км глубины под Большим Бассейном, вместе с наблюдаемым повышенным тепловым потоком, высоким рельефом и др. данными позволили [Humphreys, Dueker, 1994b] проинтерпретировать мантию в этом регионе как очень разогретую и близкую к плавлению или даже с небольшими долями расплавов.

Плотностное моделирование, включающее детальный анализ соотношений скоростных и плотностных параметров верхне-мантийных аномалий [Романюк, 2006, 2008] для всего региона запада США, показало, что: (1) «мантийная капля» не может иметь чисто термальную природу, в ее происхождении наряду с термальными эффектами важную роль играют композиционные и/или петрохимические факторы; (2) центральная зона «капли» имеет в среднем положительный плотностной контраст $\sim 0.15 \text{ г/см}^3$ по отношению к окружающей ее «нормальной» (со скоростями $\sim 8.0 \text{ км/с}$) мантии и $\sim 0.25 \text{ г/см}^3$ по отношению к окружающей «каплю» горячей астеносфере, то есть заметно ниже, чем это можно было бы ожидать при 100% гранато-пироксеновом составе «капли». Все это свидетельствует в пользу композитного состава «капли» и усложненного сценария литосферной деляминации.

3. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Главная идея работы – проанализировать параметры напряженного состояния среды в коре и верхней мантии (мгновенные вязкие напряжения), возникающие в неподвижной неоднородной по плотности модели в поле силы тяжести. Причем распределение плотности в модели удовлетворяет наблюдаемому гравитационному полю. При расчете напряжений мы использовали двумерную модель, отвечающую решению задачи механики в виде плоской деформации (деформация в направлении, перпендикулярном сечению, отсутствует). Верхняя граница моделей по профилям соответствует сглаженному рельефу и полагается свободной от нагрузки, нижняя и боковые границы моделей – прямолинейны.

Имеющаяся в нашем распоряжении в настоящее время программа¹ позволяет выполнять расчеты лишь в приближении реологии коры и верхней мантии в виде упругого или вязкого тела, при котором взаимосвязь между напряжениями и деформациями – линейна. В реальности горные породы земной коры явля-

¹ Французская коммерческая программа «MODULEF», приобретенная в рамках проекта «Пери-Тетис» совместно лабораториями Тектонофизики ИФЗ РАН и Лабораторией Количественной Тектоники Парижского Университета. В настоящее время программа имеет версии, адаптированные для PC, и открыта для использования на интернет узле INRIA (www.inria.fr).

ются упруго-пластической средой, т.е. средой, обладающей нелинейной зависимостью деформаций от напряжений. В ней уровень девиаторных напряжений обуславливается достижением предела хрупкой прочности (верхняя кора) или предела катакластической и квазипластической текучести (трещинное течение в средней и псевдопластическое в нижней коре), определяемого соотношением между собой девиаторных и изотропных (всестороннее давление) напряжений (пластическое тело Друккер-Прагера или Кулона-Мора). Наш опыт использования линейных реологических моделей [Романюк и Ребецкий, 2001; Романюк и др., 2007] показывает, что напряжения, обусловленные движениями плит, значительно ниже предельного уровня напряжений, отвечающего началу пластического течения. В то же время, уровень напряжений, вызываемых в литосфере плотностными неоднородностями, значительно выше напряжений, обусловленных горизонтальными движениями плит, а в областях крупных плотностных аномалий превышает критические значения, отвечающие началу пластических деформаций. В реальных горных породах большая часть энергии деформаций, вызываемых крупными плотностными аномалиями, наиболее вероятно релаксирует через пластическое течение при значительно более низком уровне напряжений, чем получаемые при расчетах для линейной среды. Однако, если в модели, рассчитываемой в рамках упругого приближения, в областях пластических деформаций задать пониженный модуль Юнга и коэффициент Пуассона, соответствующий упруго-пластической среде (0.35–0.48), то рисунок распределения напряжений (локализация максимумов и минимумов, ориентации осей и т.п.) в рамках упругого и упруго-пластического приближений качественно будут схожими.

Таким образом, если области, где уровень напряжений превышает предел упругости среды, могут быть априорно локализованы по косвенным данным (области магмофлюидоактивности, области повышенной прозрачности коры на монтажах сейсмических волн, области крупных разломных зон, и т.д), то деформационные процессы с малыми деформациями могут быть грубо оценены с помощью модели среды в упругом приближении.

Для оценок реологических параметров среды использовалась известная аналогия между решениями фундаментальных уравнений механики для линейно-вязкого и упругого приближений. Линейно-вязкая среда может быть

аппроксимирована моделью линейной упругой несжимаемой среды (значение коэффициента Пуассона 0.5), при этом перемещения в граничных условиях должны быть $L \sim \langle v \tau \rangle$; коэффициент Пуассона – 0.5, а модуль Юнга – $E \sim 4 \langle \eta / \tau \rangle$, где η – вязкость материала, τ – характерное время процесса, v – скорость течения материала. За характерное время процесса было выбрано $\tau = 1000$ лет. При этом времени усреднения и вязкости материала $\eta = 10^{20}$ пуаз, в соответствующей упругой модели следует полагать модуль Юнга $E = 4 \eta / \tau = 4 \cdot 10^{20} \text{ пуаз} / 1000 \text{ лет} = 4 \cdot 10^{19} \text{ Па} \cdot \text{сек} / 10^3 \cdot 3 \cdot 10^7 \text{ сек} \sim 10^9 \text{ Па} = 10 \text{ Кбар}$.

Упрощенная постановка задачи и невысокая точность задания реологических параметров (см. далее) не позволяют получать величины напряжений, которые могли бы быть сопоставлены с напряжениями наблюдаемыми *in situ*, но показывает лишь главные тенденции в распределении параметров напряженного состояния среды. Для того, чтобы получить более реалистичные величины и мелко и средне-масштабные детали распределения напряжений, необходимо вводить в модель проскальзывание по разломам и пластическую релаксацию.

Реологические параметры моделей. Для верхних блоков модели, выходящих на поверхность, модуль Юнга задавался соответствующим типу пород. Для глубоких мантийных блоков модуль Юнга пересчитывался из оценок вязкости (с поправками на температуру (рис. 4, Г) и др. параметры).

Прогноз вязкости для глубинных блоков модели проводился на основе сопоставления оцененных P-T условий для глубинных частей с результатами обобщений лабораторных экспериментов на образцах [Sibson, 1974; Гзовский, 1975; Ranalli and Murphy, 1987; Carter and Tsenn, 1987; Kirby and Kronenberg, 1987a,b; Kirby et al., 2002; Добрецов и Кирдяшкин, 1994; Cloething and Burov, 1996] и косвенных оценок [Politz et al., 2000; Politz, 2003; Molnar and Jones, 2004; Burgmann and Pollitz, 2004].

Установлено, что вязкость зависит от минералогического состава и структурных особенностей пород, с увеличением температуры и скоростей деформации вязкость уменьшается [Pope and Willet, 1998]. Уменьшают вязкость повышение уровня касательных напряжений и любые структурные нарушения, вязкость слоистых толщ и массивов с разрывами всегда ниже, чем вязкость отдельного сплошного образца [Гзовский, 1975]. Влиянием давления на вязкость

до глубин 200 км по сравнению с другими вышечисленными факторами можно пренебречь, но наличие флюида даже в микроскопических количествах существенно повышает текучесть вещества. Таким образом, прогноз вязкости в блоках модели может быть сделан в лучшем случае с точностью до порядка величины, то есть лишь качественно.

Конкретно, при задании вязкости осуществлялась следующая схема. Для каждого блока модели по таблице 1 подбирались наиболее подходящий по прогнозируемой петрологии базовый тип пород. Так, океанические осадки на Тихоокеанской плите, заполнение кайнозойских осадочных бассейнов на шельфе, верхний осадочный слой Великой Долины, осадочное заполнение Долины Смерти, Долины Оуэнс и т.п. классифицировались как «неконсолидированные осадки», нижний осадочный слой Великой Долины, метаморфические комплексы прибрежных областей и Большого Бассейна классифицировались как «консолидированные

осадки», батолит Сьерры-Невады – как «кварц», океаническая кора Тихоокеанской плиты и офиолитовые комплексы на континенте – как «базальт» или «габбро», верхи верхней океанической мантии – как «оливин» и т.п. Для некоторых блоков исходные базовые параметры рассчитывались, исходя из смешанного состава, например, смесь 30:70 «консолидированных» и «метаморфизованных» осадков. Для каждой базовой вязкости определялся интервал возможных значений по всей совокупности как прямых, так и косвенных данных. Далее в базовую вязкость вводилась поправка на температуру, а, если по косвенным данным можно прогнозировать наличие в блоке флюида и/или ожидать высокую скорость деформирования, то и дополнительные соответствующие поправки.

Таким образом, в реологической модели мы старались учесть всю имеющуюся в настоящее время как прямую, так и косвенную информацию о строении и свойствах пород коры и верхней мантии региона.

Таблица. 1. Некоторые базовые значения пар величин «вязкость – модуль Юнга» при нормальных условиях ($t=0^{\circ}\text{C}$, $P=1\text{атм}$) и с поправкой на температуру

Базовые типы пород*	Вязкость (пуаз)	Модуль Юнга (Кбар) при н.у.	Модуль Юнга (Кбар) при $t=300^{\circ}\text{C}$	Модуль Юнга (Кбар) при $t=800^{\circ}\text{C}$	Модуль Юнга (Кбар) при $t=1100^{\circ}\text{C}$
Вода	$1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^{14}$			
Осадки неконсолидированные (четвертичные)	$1 \cdot 10^{12}$	$1 \cdot 10^{-7}$			
Осадки консолидированные	$1 \cdot 10^{20}$	$1 \cdot 10^1$	$1 \cdot 10^{-2}$		
Осадки метаморфизованные	$1 \cdot 10^{22}$	$1 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^0$		
Кварц (верхняя континентальная кора)	$1 \cdot 10^{23}$	$1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^1$		
Кварцевый диорит (средняя континентальная кора)	$5 \cdot 10^{23}$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^1$	$5 \cdot 10^{-1}$	
Базальт (нижняя континентальная кора, верхняя океаническая кора)	$1 \cdot 10^{24}$	$1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^0$	
Габбро (нижняя океаническая кора)	$1 \cdot 10^{26}$	$1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^2$	
Оливин (верхняя океаническая мантия на глубинах до 40 км)	$5 \cdot 10^{26}$	$5 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^1$
Шпинелевый лерцолит (верхняя мантия на глубинах 40–300 км)	$5 \cdot 10^{25}$	$5 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^1$	$5 \cdot 10^0$
Эклогит («мантийная капля»)	$1 \cdot 10^{25}$	$1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^1$	

* – при «мокрой» реологии вводилась поправка 10^{-2} .

** – в областях с прогнозируемыми высокими скоростями деформирования вводилась поправка 10^{-1} .

Наиболее интересной особенностью модели является «мантийная капля». Для ее центральной области прогнозируется преимущественно гранат-пироксенитовый состав («эклогитовая» реология). В случае сухой реологии – Вариант «А» – за счет существенно пониженных по сравнению с нормальной мантией температур «мантийная капля» является более жестким включением по сравнению с окружающей ее мантией, для которой за базовую принималась реология «оливина» (рис. 4, А). Однако в тонущем литосферном фрагменте неизбежны преобразования вещества [Kay and Kay, 1993; Elkins-Tanton, 2005]. В частности, оболочка «капли» под Сьеррой-Невадой предположительно представляет собой надсубдукционные метасоматизированные породы [Mukhopadhyay and Manton, 1994], большинство гидратных фаз которых (например, серпентинизированные перидотиты), должны трансформироваться с выделением флюида, который, нарушая равновесие вмещающей среды, может вызвать ее мокрое частичное плавление и/или преобразования вещества.

С другой стороны, тонущий литосферный фрагмент наводит замещающий восходящий астеносферный поток. В результате не только сам фрагмент, но и окружающие его объемы мантии оказываются вовлечены в глубокую метаморфическую переработку и частичное плавление, которые существенно ослабляют реологию вмещающего их вещества. В случае введения поправки за магмо/флюид – Вариант «Б» («мок-

рая реология») – «мантийная капля» становится «мягче» окружающей ее мантии (рис. 4, Б).

Поскольку петрологический прогноз для глубинных частей модели, и тем более возможность оценки флюидо/магмонасыщения пород в значительной степени спекулятивны, то рассчитывались множество моделей, в которых эти параметры варьировались в широких пределах. В результатах расчетов приводятся только два варианта, которые по разным соображениям приняты за оптимальные и наилучшим образом демонстрируют полученные выводы. Коэффициент Пуассона (рис. 4, В) задавался равным 0.48 для воды и четвертичных осадков, равным 0.24 для блоков модели, где предполагалась хрупкая реология, и равным 0.35 для блоков, где прогнозируется упруго-пластическая реология.

Характеристики напряженного состояния среды. В каждой расчетной точке модели (центры конечных элементов разбиения модели) рассчитывался тензор деформаций и напряжений, а затем некоторые инвариантные, независимые от выбора системы координат, характеристики: (1) максимальные сдвиговые напряжения $\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$ (где главные напряжения $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ при положительных значениях растягивающих напряжений), (2) изотропное давление $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$, и (3) ориентации двух главных осей тензора напряжений (для задачи плоской деформации промежуточное главное напряжение действует нормально к плоскости модели), и др.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Из полученных результатов моделирования можно выделить следующие.

1. Общий уровень коровых напряжений по профилю «Сьерра-Невада», вызываемых плотностными неоднородностями, практически не зависит от глубинной структуры, а в значительной степени контролируется структурой самой коры и степенью локального изостатического состояния региона. Во всяком случае, при варьировании реологических параметров модели в довольно широком диапазоне, в напряжениях в коре не было выявлено никаких особенностей, которые прослеживались бы в мантию и их можно было бы связать с плотностными мантийными неоднородностями.

2. В нижней коре и подстилающей ее верхней мантии океанической части профиля, шельфа и береговых частей континента и под Большим Бассейном для Варианта «Б» получены области положительных величин шаровой ком-

поненты тензора напряжений, соответствующие областям растяжения (рис. 5). Область самого сильного растяжения располагается от континентального склона до разлома Сан Андреас.

Интерпретация этой особенности требует специальных дополнительных комментариев.

Система разломов Сан Андреас маркирует трансформную границу, по которой происходила и происходит в настоящее время релаксация относительных взаимных смещений Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Детальные исследования последних лет показали, что эта разломная система непрерывно менялась и в настоящее время представляет собой совокупность разломов различного генезиса, размеров и активности, включает в себя как современные сейсмически активные разломы, так и неактивные палео-разломы [Powell et al., 1993].

Например, в Центральной Калифорнии наряду с главной плоскостью движений – разломом

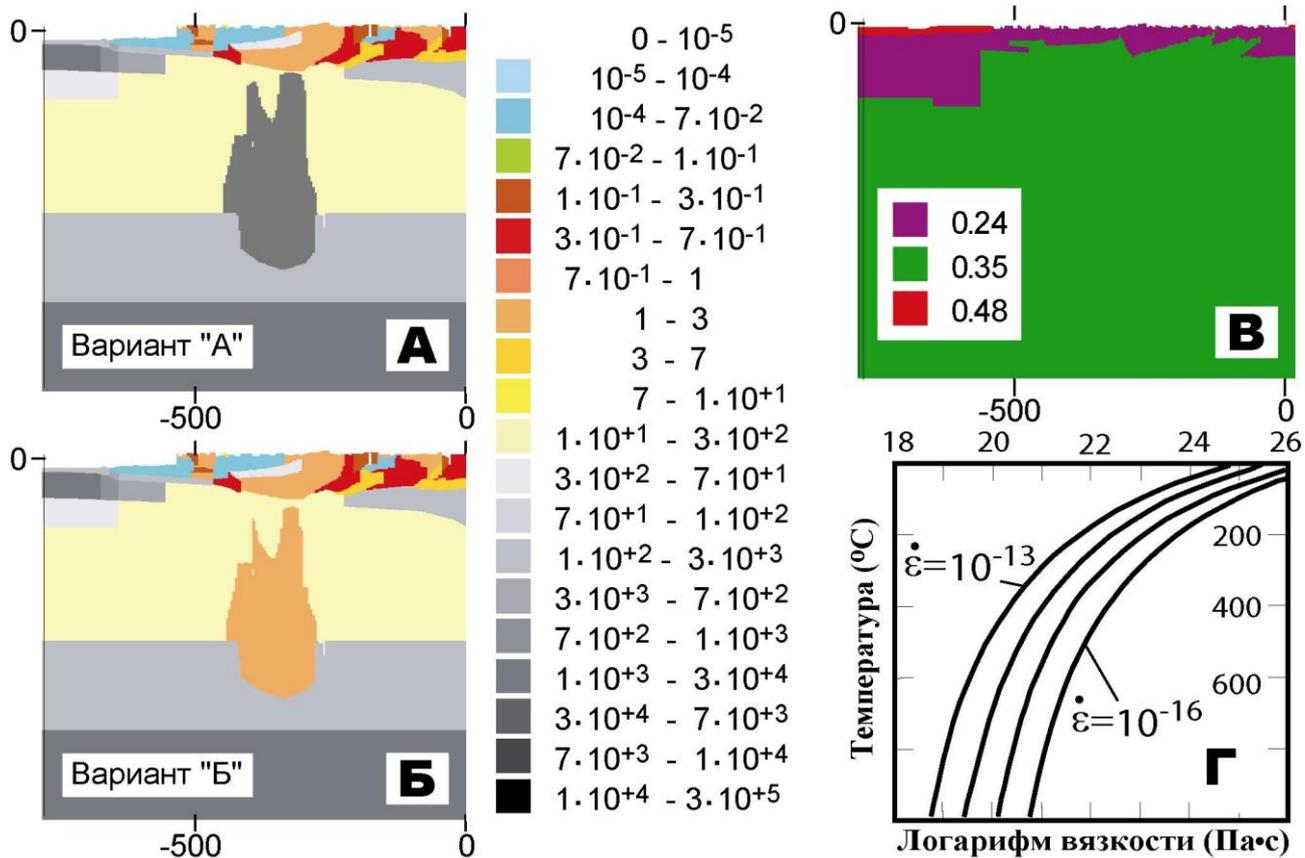


Рис. 4. Реологические характеристики модели, использованные в расчетах. (А) и (Б) – значения модуля Юнга (в Кбарах), (В) – коэффициента Пуассона, (Г) – графики зависимости эффективной вязкости от температуры и скорости деформации от 10^{-16} до 10^{-13} сек $^{-1}$ по [Pore and Willet, 1998], на основе которых рассчитывались температурные поправки

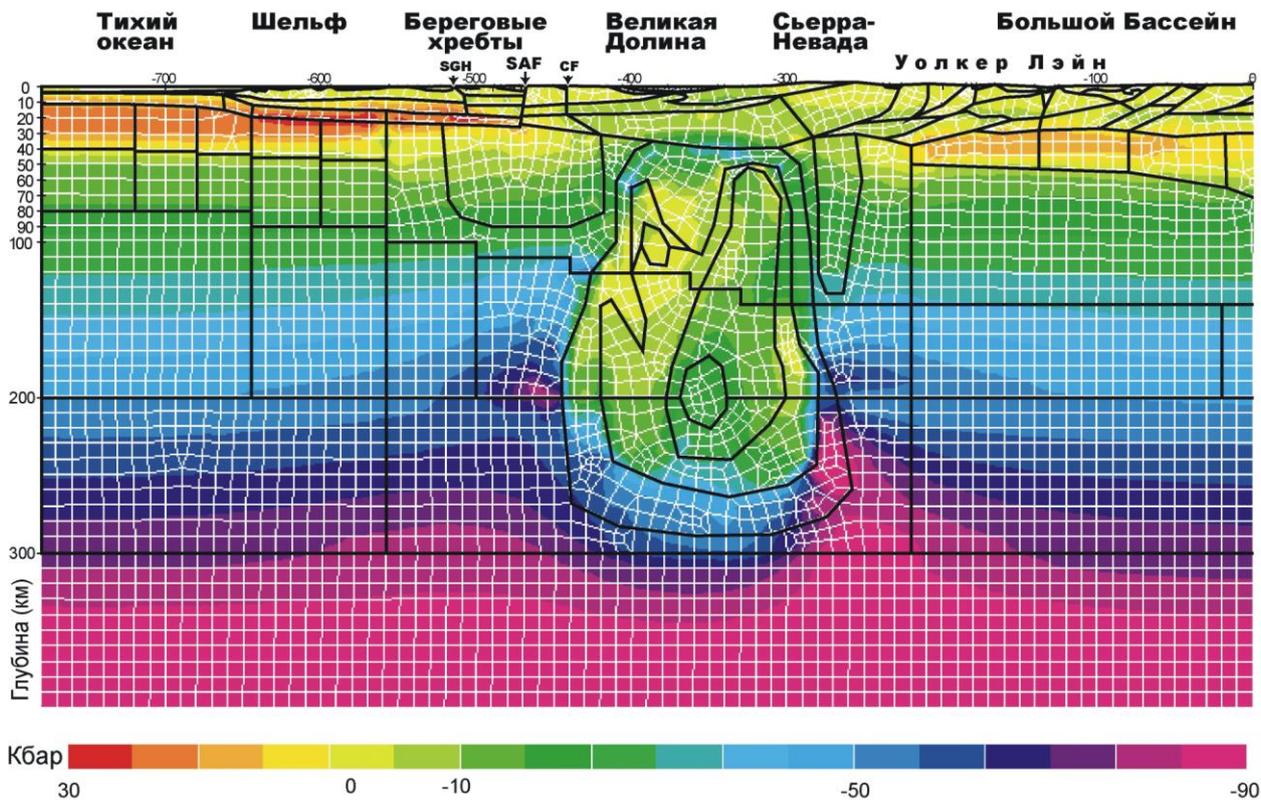


Рис. 5. Распределение шаровой компоненты тензора напряжений для варианта «Б»

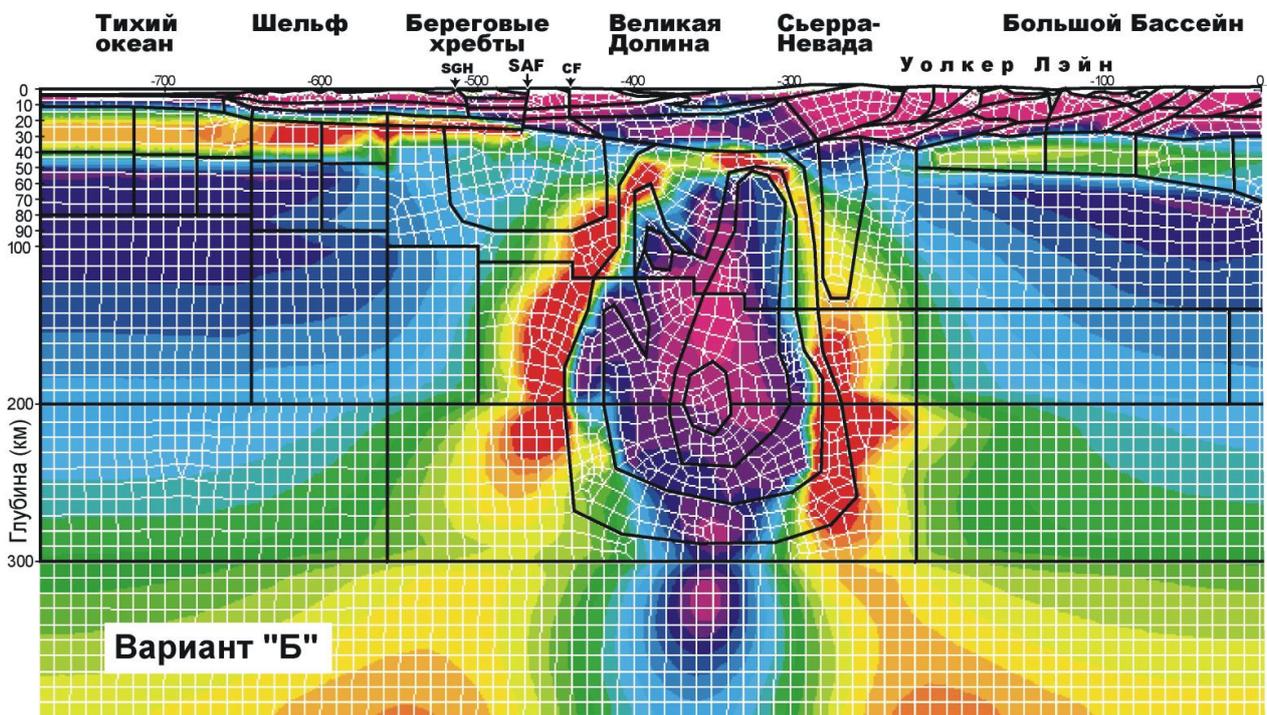
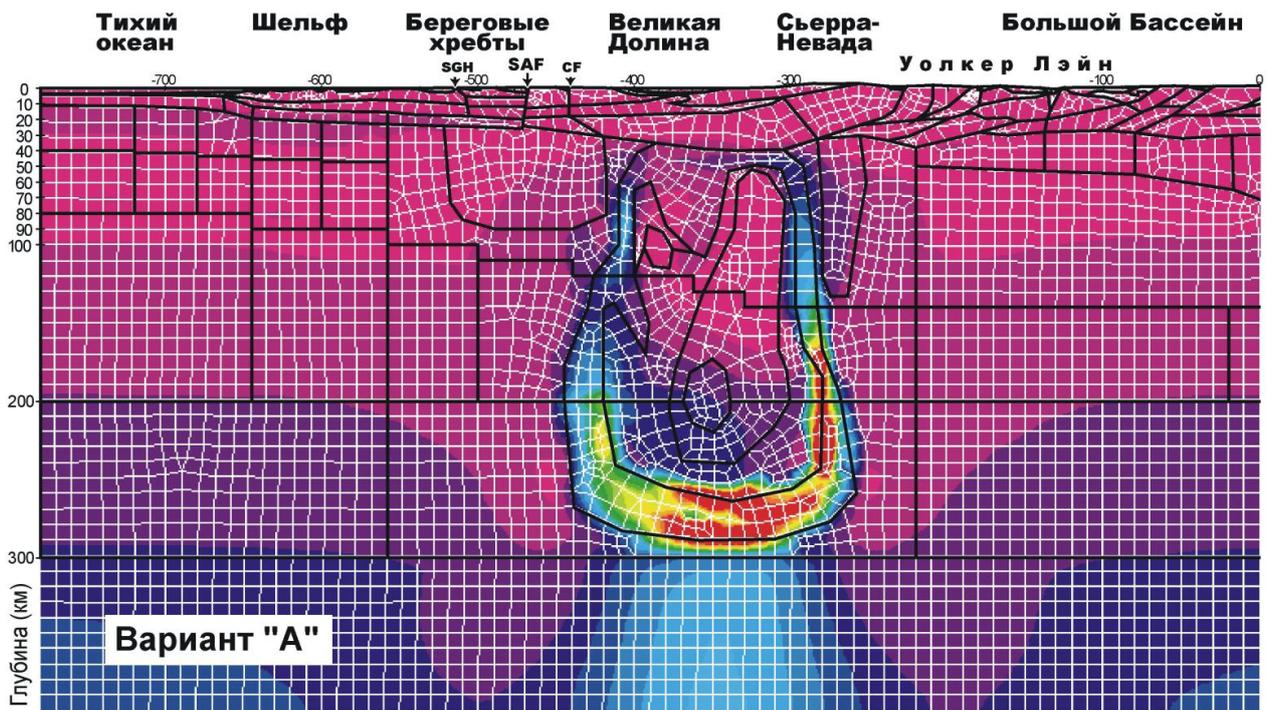


Рис. 6. Распределение максимальных касательных напряжений для вариантов «А» и «Б».

счет переноса движений на новые оперяющие разломы [Wilson et al., 2003]. На начальной стадии эволюции системы разломов Сан Андреас приблизительно 29-23 млн. лет назад плоскость главных сдвиговых смещений располагалась у подножья современного шельфового склона [McCulloch, 1989]. За 29 млн. лет на широте Сан-Франциско миграция разлома на восток вглубь континента составила около 150 км. Механизм, путем которого происходит миграция разлома на восток, следующий. Около главной плоскости скольжения появляются новые оперяющие разломы, на которые постепенно переносятся движения, а старые сегменты отмирают (большинство из них в настоящее время неактивно) [Green et al., 2003]. Фрагменты континентальной коры, отсекаемые новыми разломами от Северо-Американской плиты, «захватываются» Тихоокеанской плитой. Блоки континентальной коры как бы «увлекаются» движением подстилающей их океанической Тихоокеанской плиты, «прилипают» к ней сверху и становятся ее частью [Parsons et al., 2003].

Зоны растяжения в нижней коре играют важную роль в этом процессе. Именно в этих ослабленных зонах формируется детачмент, т.е. зона «отслоения» блоков верхней хрупкой коры от нижней пластичной коры [Burgman, 1997]. Именно в такие зоны выполаживаются листрические разломы, а новые оперяющие разломы «прорастают» через эти зоны в сторону от главного разлома. Отсутствие зоны растяжения в нижних горизонтах коры и подкоревой литосферы под Великой Долиной и Сьеррой-Невадой препятствует плавной миграции трансформного разлома Сан Андреас на восток.

Интересно отметить, что в течение последних 5 млн. лет на широте профиля не формируются новые оперяющие разломы и поэтому не происходит постепенной миграции сдвиговых дислокаций на восток. Однако в более южных частях системы разломов Сан Андреас в Южной Калифорнии в пустыне Мохаве усиливается сдвиговая активность на крупном боковом ответвлении от разлома Сан Андреас – Восточно-Калифорнийской Сдвиговой зоне (ВКСЗ), переходящей в так называемую Уолкер Лэйн (УЛ) – зону растяжения и сдвиговой активности, расположенную между горами Сьерры-Невады и Большим Бассейном. Зона (ВКСЗ+УЛ) уже «перехватывает» на себя до 20% трансформных движений между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами [Dokka and Travis, 1990]. Со временем большая часть сдвиговых движений переместится из современной системы разломов Сан Андреас в эту новую зону. Мы по-

лагаем, что отсутствие зоны растяжения в нижних горизонтах коры и подкоревой литосферы под Великой Долиной и горами Сьерры-Невады препятствует плавной миграции разлома Сан Андреас на восток и вынуждает трансформную зону «обходить» этот блок.

3. При варьировании реологических параметров «мантйной капли» оказалось, что критическим для распределения рисунка напряжений в мантии является соотношение упругих параметров «мантйной капли» и окружающей ее мантии. В случае, когда «мантйная капля» является более жестким включением по отношению к вмещающей ее мантии (Вариант «А»), областями с самым высоким уровнем максимальных касательных напряжений (МКН) оказывается область, в которую «мантйная капля» «упирается» (рис. 6, А). Если «мантйная капля» мягче окружающей ее мантии (Вариант «Б»), то МКН максимальны в боковых областях тонущей «мантйной капли» и в области над ней. В варианте «Б» проявляются даже особые области в коре. И внутренние области «мантйной капли», и область непосредственно под ней в Варианте «Б» характеризуются более низкими напряжениями по сравнению с Вариантом «А» (рис. 6, Б). В варианте «А» влияние капли гораздо более локализовано по сравнению с моделью «Б». Вариант «Б» представляется более предпочтительным по следующим прямым и косвенным данным.

Прежде всего, недавняя вулканическая активность (плиоценовые поля высоко-калиевого вулканизма) в самой Сьерре-Неваде и современная фумарольная и геотермальная активность в трансформной зоне Уолкер Лэйн, разграничивающей Сьерру-Неваду и Большой Бассейн, это прямые доказательства магмо/флюидоактивности в области «мантйной капли».

В Варианте «Б» область над каплей является областью повышенных максимальных касательных напряжений, и это согласуется с фактом обнаружения в нижней коре зон с ярко проявленной сейсмической анизотропией [Zandt et al., 2004], трактуемых как зоны повышенной сдвиговой активности (детачмент) (рис. 2, г). В Варианте «А» область между корой и «каплей» не проявлена какими-либо аномалиями.

Слабым косвенным аргументом в пользу Варианта «Б» также является отсутствие в регионе расположения «мантйной капли» глубоких землетрясений. Все регистрируемые землетрясения располагаются только в коре.

4. Рассчитанная модель не выявляет заметной асимметрии в распределении напряжений относительно центральной зоны «капли». В то

же время геолого-геофизические данные свидетельствуют о явно асимметричном характере даламинации корня из-под Сьерры-Невады (рис. 2).

Таким образом, расчеты подтверждают, что

ассиметрию процессу придали не внутренние плотностные и/или реологические неоднородности, а сторонние силы. По [Zandt, 2003] причиной дрейфа «мантийной капли» на запад являются течения в астеносфере.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее интересные и важные выводы по результатам моделирования напряжений сводятся к следующему:

1. При варьировании реологических параметров мантийной капли, оказалось, что критическим для распределения рисунка напряжений в мантии является соотношение упругих параметров «капли» и окружающей ее мантии. В случае, когда «капля» является более жестким включением по отношению к вмещающей ее мантии (Вариант «А»), областями с самым высоким уровнем МКН оказываются внутренние части самой «капли» и область под ней, в которую капля «упирается». Если «капля» мягче окружающей ее мантии (Вариант «Б»), то МКН максимальны в боковых областях тонущей «капли» и вокруг нее и в области над ней. И внутренние области «капли», и область непосредственно под ней в Варианте «Б» характеризуются более низкими напряжениями по сравнению с Вариантом «А». По косвенным

данным Вариант «Б» является более предпочтительным.

2. Для Варианта «Б», в нижней коре и подстилающей ее верхушке верхней мантии получены области надлитостатического растяжения, в плане совпадающие с зоной тектонической активности системы разломов Сан Андреас на широте профиля и играющие важную роль в процессе формирования новых оперяющих разломов. Именно в те области, где формирование оперяющих разломов облегчено, происходит «прорастание» разломных зон, отсекающих блоки континентальной коры от Северо-Американской плиты. Блоки «увлекаются» движением подстилающей их океанической Тихоокеанской плиты, «прилипают» к ней сверху и становятся ее частью, т.е. «захватываются» Тихоокеанской плитой.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 04-05-65092 и 07-05-00106).

ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. НИЦ ОИГТМ СО РАН. 1994. 299 с.
- Романюк Т.В. К вопросу о природе верхнемантийных плотностных аномалий запада США // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 34-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 29 января – 3 февраля 2007 г. 2007. С. 216–220.
- Романюк Т.В. Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США // Вестник КРАУНЦ, Серия: Науки о Земле. 2008. № 1. С. 3–28.
- Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л. Плотностные неоднородности, тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны на 21° ю.ш. II. Тектонофизическая модель // Физика Земли. 2001. № 2. С. 36–57.
- Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Кайнозойская геодинамическая эволюция и тектонофизическая модель Каскадной субдукционной зоны (северо-западная окраина Северной Америки) // Бюл. МОИП, отд. геол. 2007. Т. 82, Вып. 5. С. 19–40.
- Biasi G.P., Humphreys E.D. P-wave image of the upper mantle structure of Central California and southern Nevada // Geoph. Res. Lett. 1992. V. 19. P. 1161–1165.
- Boyd O.S., Jones C.H., Sheehan A.F. Foundering lithosphere imaged beneath the southern Sierra Nevada, California, USA // Science. 2004. V. 305. P. 660–662.
- Burgman R. Active detachment faulting in the San Francisco Bay area // Geology. 1997. V. 25, N 12. P. 1135–1138.
- Burgmann A.R., Pollitz F. Postseismic deformation and stress changes following the 1819 Rann of Kachchh, India earthquake: Was the 2001 Bhuj earthquake a triggered event? // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L13609. doi:10.1029/2004GL020220.

- Carter N.L., Tsenn M.C.* Flow properties of continental lithosphere // *Tectonophysics*. 1987. V. 136. P. 27–63.
- Cloething S., Burov E.* Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 124. P. 695–723.
- Coleman D.R., Glazner A.F.* The Sierra crest magmatic event: rapid formation of juvenile crust during the Late Cretaceous in California // *Int. Geol. Rev.* 1997. V. 39. P. 768–787.
- Constenius K.N., Johnson R.A., Dickinson W.R., Williams T.A.* Tectonic evolution of the Jurassic-Cretaceous Great Valley forearc, California: Implications for the Franciscan thrust-wedge hypothesis // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2000. V. 112., N. 11. P. 1703–1723.
- Dodge F.C.W., Lockwood J.P., Calk L.C.* Fragments of the mantle and crust beneath the Sierra Nevada batholith: xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100. P. 938–947.
- Dokka R.K., Travis C.J.* Role of the eastern California shear zone in accommodating Pacific – North American plate motion // *Geophys. Res. Lett.* 1990. Vol. 17. P. 1323–1326.
- Ducea M.N.* Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective // *J. Geoph. Res.* 2002. V. 107, N. B11, 2304. DOI 10.1029/2001JB000643.
- Ducea M.N.* The California arc: Thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups // *GSA Today*. 2001. V. 11 P. 4–10.
- Ducea M., Kidder S., Zandt G.* Arc composition at mid-crustal depths: Insights from the Coast Ridge Belt, Santa Lucia Mountains, California // *Geoph. Res. Lett.* 2003. V. 30, N. 13, 1703 doi:10.1029/2002GL016297.
- Ducea M.N., Saleeby J.B.* Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: evidence from xenolith thermobarometry // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101 P. 8229–8244.
- Ducea M.N., Saleeby J.B.* A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada // *Int. Geol. Rev.* 1998a. V. 40. P. 78–93.
- Ducea M.N., Saleeby J.B.* The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998b. V. 133. P. 169–185.
- Ducea M.N., Saleeby J.B.* Crustal recycling beneath continental arcs: silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1998c. V. 156. P. 101–116.
- Elkins-Tanton L.T.* Continental magmatism caused by lithospheric delamination. In: Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C., Anderson D.L., eds., *Plates, plumes, and paradigms* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 388. 2005. P. 449–461. doi: 10.1130/2005.2388(27).
- Elkins-Tanton L.T., Grove T.L.* Evidence for deep melting of hydrous metasomatized mantle: Pliocene highpotassium magmas from the Sierra Nevada. // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, NB7. 2350. doi:10.1029/2002JB002168.
- Farmer G.L., Glazner A.F., Manley C.R.* Did lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the southern Sierra Nevada, California? // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2002. V. 114. P. 754-768.
- Flidner M.M., Klemperer S.L., Christensen N.I.* Three-dimensional seismic model of the Sierra Nevada arc, California, and its implications for crustal and upper mantle composition // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105, NB5. P. 10899–10921.
- Fuis G.S.* West margin of North America – A synthesis of recent seismic transects // *Tectonophysics*. 1998. V. 288. P. 265 – 292.
- Godfrey N.J., Klemperer S.L.* Ophiolitic basement to a forearc basin and implications for continental growth: The Coast Range/Great Valley ophiolite, California // *Tectonics*. 1998. V. 17, N 4. P. 558-570.
- Green A., Gross R., Holliger K., Horstmeyer H., Baldwin J.* Results of 3-D georadar surveying and trenching the San Andreas fault near its northern landward limit // *Tectonophysics*. 2003 V. 368. P. 7–23.
- Houseman G.A., Molnar P.* Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere // *Geoph. Journal Int.* 1997. V. 128. P. 125–150.
- Houseman G.A., Neil E.A., Kohler M.D.* Lithospheric instability beneath the Transverse Ranges of California // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 16237–16250.
- Humphreys E.D., Dueker K.G.* Western U.S. Upper mantle structure // *J. Geophys. Res.* 1994a .V. 99.,NB5. P. 9615–9634.
- Humphreys E.D., Dueker K.G.* Physical state of the western U.S. upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994b.V. 99, NB5. P. 9635–9650.
- Jones C.H., Farmer G. L., Unruh J.* Tectonics of Pliocene delamination of lithosphere of the Sierra Nevada, California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2004. V. 116, N 11-12. P.1408–1422.

- Jones C.H., Kanamori K., Roeker S.W.* Missing roots and mantle “drips”: Regional Pn and teleseismic arrival times in the southern Sierra Nevada and vicinity, California // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 4567–4601.
- Jull M., Kelemen P.B.* On the conditions for lower crustal convective instability // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106, NB4. P. 6423–6446.
- Kay R.W., Kay S.M.* Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* V. 219 P. 177–189.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K.* 1987a. Rheology of the lithosphere: selected topics // *Review of Geophysics.* 1993. V. 25. P. 1219–1244.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K.* Correction to “Rheology of the lithosphere: selected topics” // *Review of Geophysics.* 1987b. V. 25. P. 1680–1681.
- Kirby S.H., Wang K., Dunlop S.* (eds). The Cascadia Subduction Zone and Related Subduction Systems-Seismic Structure, Intraslab Earthquakes and Processes, and Earthquake Hazards // U.S. Geol. Survey Open File Rep. 2002. 02-328. 224 P.
- Lee C.-T.A., Cheng X., Horodyskyj U.* The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 222–242. DOI 10.1007/s00410-005-0056-1.
- Lee C.-T., Rudnick R. L., Brimhall G.* Deep lithospheric dynamics beneath the Sierra Nevada during the Mesozoic and Cenozoic as inferred from xenolith petrology // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. 2, 10.1029/2001GC000152.
- Liu M., Shen Y.Q.* Sierra Nevada uplift: A ductile link to mantle upwelling under the Basin and Range Province // *Geology.* 1998. V. 26. P. 299–302.
- Manley C.R., Glazner A.F., Farmer G.L.* Timing of volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocene delamination of the batholithic root? // *Geology.* 2000. V. 28. P. 811–814.
- McCulloch D.S.* Evolution of the offshore central California margin, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colo* // Geological Society of America, *The Geology of North America.* 1989. V. N, P. 439–470.
- Molnar P., Jones C.H.* A test of laboratory based rheological parameters of olivine from an analysis of late Cenozoic convective removal of mantle lithosphere beneath the Sierra Nevada, California, USA // *Geophys. Journal Int.* 2004. V. 156. N 3. P. 555–564 doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02138.x.
- Morency C., Doin M-P* Numerical simulations of the mantle lithosphere delamination // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B03410, doi:10.1029/2003JB002414.
- Mukhopadhyay B., Manton W.I.* Upper mantle fragments from beneath the Sierra Nevada batholith-partial fusion, fractional crystallization and metasomatism in subduction-related ancient lithosphere // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1418–1450.
- Neil E.A., Houseman G.A.* Rayleigh-Taylor instability of the upper mantle and its role in intraplate orogeny // *Geophys. J. Int.* 1999. V. 138. P. 89–107.
- Park S.K., Wernicke B.* Electrical conductivity images of Quaternary faults and Tertiary detachment in the California Basin and Range // *Tectonics.* 2003. V. 22, № 4. 1030, doi:10.1029/2001TC001324.
- Parsons T., Bruns T.R., Sliter R.* Structure and mechanics of the San Andreas–San Gregorio fault junction, San Francisco, California // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6, Q01009. doi:10.1029/2004GC000838.
- Politz F.F.* Transient Rheology of the Uppermost Mantle Beneath the Mojave Desert, California // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 215. N 1-2. P. 89–104.
- Politz F.F., Peltzer G., Burgmann R.* Mobility of continental mantle: Evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 8035–8054.
- Politz F., Bakun W.H., Nyst M.C.J.* A physical model for strain accumulation in the San Francisco Bay region: Stress evolution since 1838 // *J. Geophys. Res.* 2004. 109, V. 109, No. B11, B11408 10.1029/2004JB003003
- Pope D.C., Willett S.D.* Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction // *Geology.* 1998. V. 26. N 6. P. 511–514.
- Powell R.E., Weldon II R.J., Matti J.C.* (Eds.). Geological and kinematics constraints on evolution of the San Andreas fault system: Displacement, Palinspastic Reconstruction, and Geologic Evolution // *Geologic Society America Memoir.* 1993. V. 178. 229 p.
- Putirka K., Busby C.J.* The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California // *Geology.* 2007. V. 35, N 10. P. 923–926.
- Ranalli G., Murphy D.C.* Rheological Stratification of the Lithosphere // *Tectonophysics.* 1987. V. 132. P. 281–295.
- Ruppert S., Fliedner M., Zandt G.* Thin crust and active upper mantle beneath the Southern Sierra

- Nevada in the western United States // *Tectonophysics*. 1998. V. 286. P. 237–252.
- Saleeby J., Ducea M., Clemens-Knott D.* Production and loss of high-density batholithic root, southern Sierra Nevada, California // *Tectonics*. 2003. V. 22. №6 doi: 10.1029/2002TC001374.
- Saleeby J., Foster Z.* Topographic response to mantle lithosphere removal in the southern Sierra Nevada region, California // *Geology*. 2004. V. 32. № 3. P. 245–248; doi: 10.1130/G19958.1.
- Savage B., Ji C., Helmberger D.V.* Velocity variations in the uppermost mantle beneath the southern Sierra Nevada and Walker Lane. // *J. Geophys. Res.*, 2003. V. 108(B7), 2325, doi:10.1029/2001JB001393.
- Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature*, 1974. V. 249. P. 542–544.
- Wakabayashi J., Sawyer T.L.* Stream incision, tectonics, uplift, and evolution of topography of the Sierra Nevada, California // *Journal of Geology*. 2001. V. 109. P. 539–562.
- Wernicke B., Clayton R., Ducea M., Jones CH, Park S., Ruppert S., Saleeby J., Snow JK, Squires L., Fliedner M., Jiracek G., Keller R., Klemperer S., Luetgert J., Malin P., Miller K., Mooney W., Oliver H., Phinney R.* Origin of high mountains in the continents: the southern Sierra Nevada. // *Science*. 1996. V. 271. P. 190–193.
- Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M.* Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California // *Journal of Structural Geology*. 2003. V. 5. P. 1855–1873.
- Zandt G.* The southern Sierra Nevada drip and the mantle wind direction beneath the southwestern United States // *Int. Geol. Revs.* 2003. V. 45. P. 213–223.
- Zandt G., Carrigan C.R.* Small-scale convective instability and upper mantle viscosity under California // *Science*. 1993. V. 61. P. 60–463.
- Zandt G., Gilbert H., Owens T., Ducea M., Saleeby J., Jones C.* Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California // *Nature*. 2004. V. 431. P. 41–6.