

В южной части Кандалакшского грабена моренные гряды гораздо более мелкие, мощность ледниковых отложений не превосходит первые десятки метров. Гряды не имеют связи с береговыми образованиями аналогичного генезиса, что позволяет соотносить происхождение этих гряд только с выпахающей деятельностью ледникового языка.

В Двинском заливе ледниковые гряды имеют локальное распространение, их ориентировка при данной густоте сети наблюдений не всегда устанавливается однозначно, но складывается впечатление, что они обрамляют границы ледникового языка с востока, т.е. замыкание этого языка происходило недалеко от Зимнего берега Архангельской области. Сами гряды имеют высоту до 20-40 м и симметричны. Неоднородностей во внутреннем строении, говорящем о присутствии разновозрастных морен, не зафиксировано. Вероятно, здесь отлагались конечные морены.

Структурное положение акватории Горла Белого моря в кайнозой было такое, что экзарационные процессы менее затронули верхнюю часть осадочного чехла. Здесь, по-видимому, развиты разнообразные четвертичные и возможно более древние отложения кайнозоя. В Горле четвертичные отложения представлены, главным образом, основной мореной и морскими флювиальными отложениями мощностью до 60 м. Для Горла характерны палео- и современные врезы. Палеоврезы заполнены преимущественно морскими осадками с ярко выраженной слоистостью и со структурой облекания рельефа. У Зимнего берега в глубоком врезе палеодолины четвертичные отложения отсутствуют и отмечаются выходы коренных пород.

В Воронке характер осадконакопления отличается от остальной акватории Белого моря. Здесь предположительно выделены только неоплейстоцен-голоценовые осадки мощностью до 40 м, которые накапливались в основном у побережья Кольского полуострова, в то время как у побережья Канина мощность четвертичных отложений не превышает 20 м. Осадки, вероятно, флювиального типа залегают в виде клина, направленного острием в сторону Мезенского залива.

Таким образом, полученные данные позволили более конкретно охарактеризовать площади распространения ледников, выделить две стадии оледенения и выявить зоны распространения краевых образований, что крайне важно при картировании четвертичных отложений Белого моря.

Голоценовые осадки занимают ограниченные площади, не превышающие 40-50% современной поверхности дна Белого моря. Они в значительной мере отсутствуют на прибрежных мелководьях до глубин 50-60 м, а также на склонах Кандалакшского грабена. Обширные абразионные поверхности доголоценовых осадков выделены в Горле и в Мезенском заливе. Принципиально важным оказалось выявление зоны с редуцированным покровом голоценовых образований в центральной части Бассейна – между глубоководной впадиной Кандалакшского грабена и Двинским заливом. Эта зона трассируется к югу в пролив Западная Соловецкая Салма и далее в Сорокскую губу.

Гранулометрический анализ донных осадков Бассейна Белого моря показал наличие двух изолированных зон накопления тонких алевропелитовых илов, одна из которых связана с глубоководной впадиной, а вторая контролируется выносами реки Северная Двина. Северо-восточное простираение зон осадконакопления, вероятно, обусловлено неотектоникой, которая унаследует древнюю регматическую сеть. Этот вопрос требует дальнейшего уточнения, однако очевидно, что многие элементы структуры четвертичных осадков имеют связь со структурой более древнего коренного субстрата. В этом смысле можно констатировать, что на формирование рыхлого чехла Белого моря оказали влияние древнейшие тектонические движения (по крайней мере, начиная с рифея), несколько оледенений квартера, современный гидрологический режим и климат.

ЛИНЕАМЕНТНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КИТАЯ (по данным сейсмической томографии)

Заец Л.Н.

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

На территории юго-восточной Азии и ее окружения выделена сеть крупнейших нарушений, пересекающих границы крупных мегаблоков. Трансструктурные зоны играют существенную роль в общей тектонической картине региона. Наиболее крупные из них стали своеобразным каркасом, в рамках которого происходили бурные тектонические события, которые привели к современному облику региона [1]. Линеаменты определяют очертание континентов, служат граничными структурами между отдельными элементами земной коры и через них осуществляется связь мантии и глубоких частей коры с поверхностью.

Данная работа посвящена, в рамках построенной трехмерной Р-скоростной модели мантии под юго-восточной Азией и Южно-Китайской платформой, выделению и анализу мантийных скоростных границ под структурами изучаемого региона и корреляции их с поверхностными структурами. 3-D Р-скоростная модель

получена в результате применения метода Тейлорова приближения решения задачи сейсмической томографии времен прихода Р-волн, предложенного В.С. Гейко [2,3]. Решение представлено в виде вертикальных сечений (широтных и долготных) до глубины 2500км с шагом 1° в невязках относительно референтной одномерной модели, полученной, как следствие решения задачи сейсмотомографии для Евразии.

Согласно сейсмотомографической модели, мантия юго-восточной Азии характеризуется сложным строением, как по вертикали, так и по горизонтали, что характерно для фанерозойских структур. Центральная и восточная части Южно-Китайской платформы, Южно-Китайское море, восточная и центральная части Индокитая – области с двухслойным строением верхней мантии: тонкий слой сейсмической литосферы (50-100км) и низкоскоростной слой. Существуют области, где отсутствует высокоскоростной слой сейсмической литосферы, и верхняя мантия до глубин 400км представлена низкими скоростями. В верхней мантии выделяется скоростная граница, разделяющая низкоскоростные структуры юго-восточной Азии и высокоскоростные структуры, соответствующие Индо-Австралийской плите (рис.1).

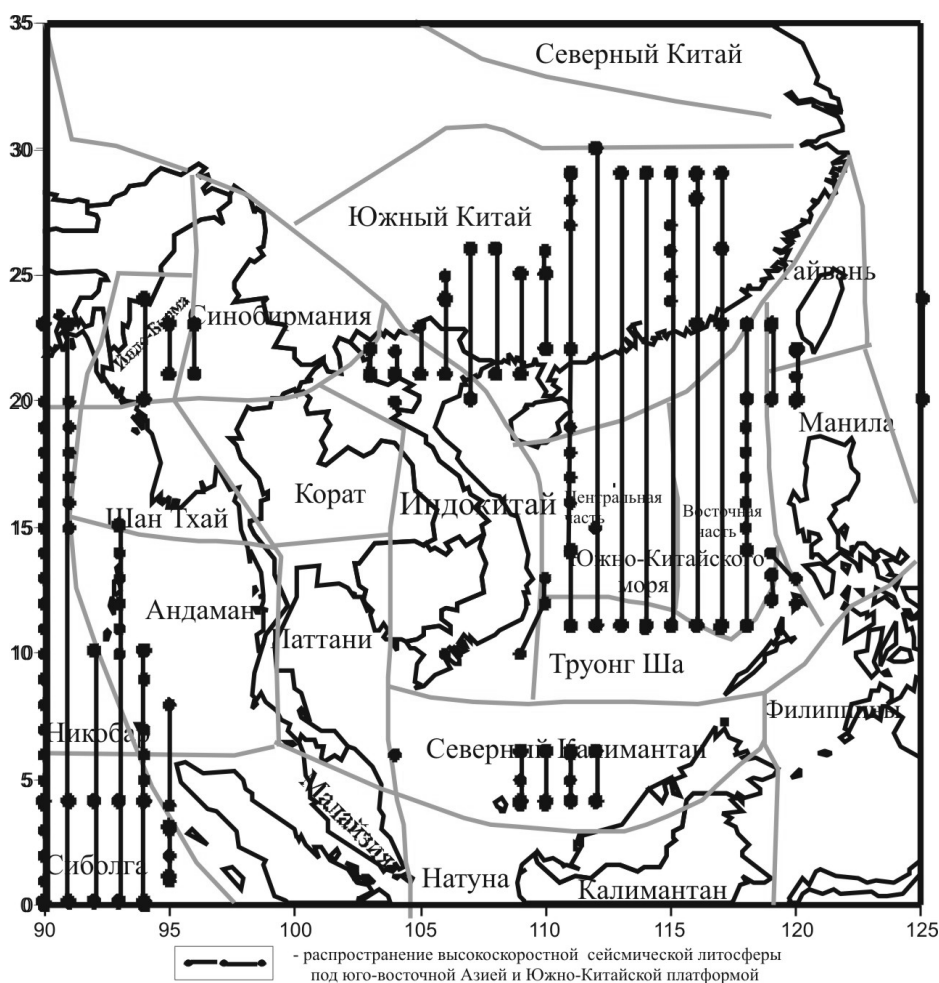


Рис.1. Распространение высокоскоростной сейсмической литосферы под Юго-Восточной Азией и Южным Китаем

Большей части Индокитая – восточной и центральной – соответствует двухслойное строение верхней мантии – тонкий высокоскоростной слой, соответствующий сейсмической литосфере и мощный низкоскоростной слой. Центральная часть блока Индокитай характеризуется чередованием выдержанных по мощности высоко- и низкоскоростных слоев. С запада и востока она выделяется скоростными границами: по $104-105^\circ$ в.д. (низкоскоростной слой верхней мантии с невязками $-0,05-0,075$ км/сек, расположенный на глубинах 100-400км под блоком Индокитай, под блоком Кораат приподнимается до глубин 50-350км.) и по $109-110^\circ$ в.д. (наблюдается такое же поднятие низкоскоростного слоя под блоком Центральной части Южно-Китайского моря) (рис.2, рис.3- 109° в.д., 16° с.ш., 21° с.ш.). Причем скоростная граница $104-106^\circ$ в.д. имеет продолжение в южном направлении под блоками Натуна, Северный Калимантан, а в северном – под западной частью Южного Китая, а $109-110^\circ$ в.д. прослеживается в мантии от Калимантана до Южно-Китайской платформы. Под блоком Индокитай скоростными границами по 10° с.ш. и по 20° с.ш. ($105^\circ-111^\circ$ в.д.) выделяется южная и северная границы центральной части блока.

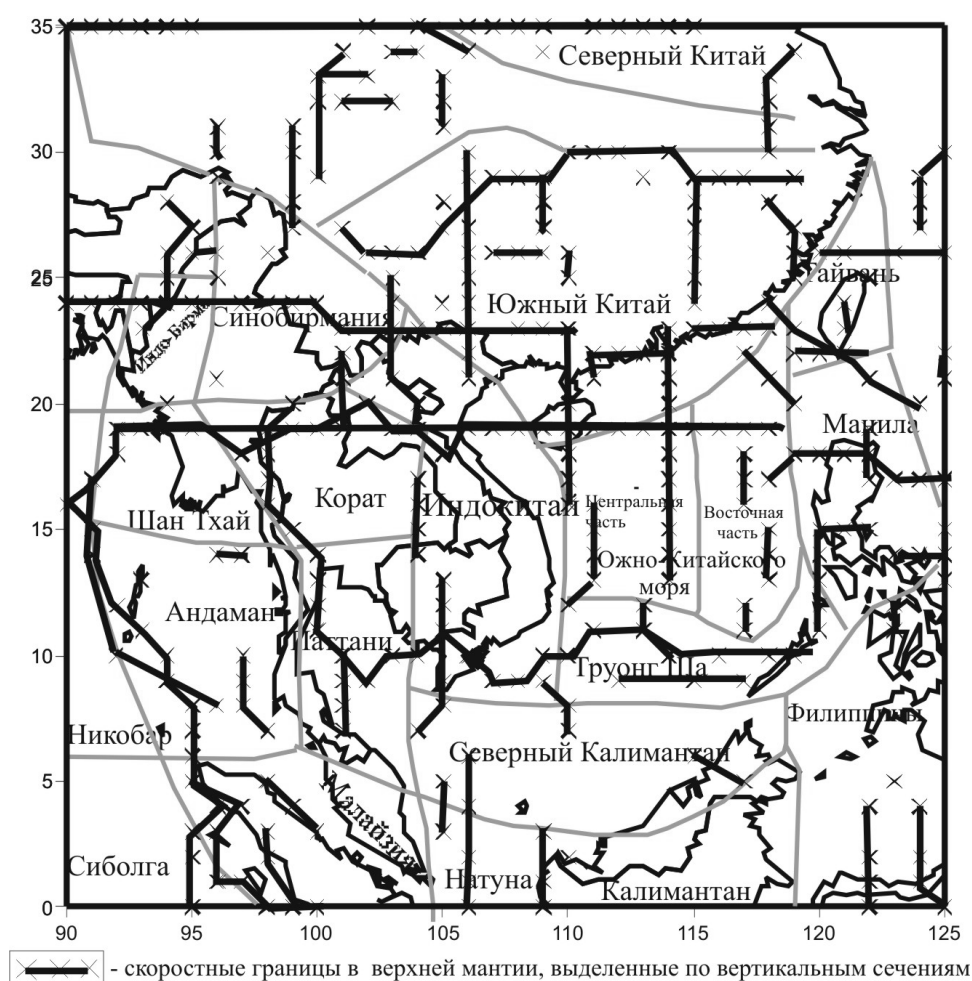


Рис.2. Скоростные границы в мантии, выделенные по широтным и долготным сечениям, под Юго-Восточной

Широтные скоростные границы 9-10°с.ш., 19-20°с.ш. выделяют южную и северную границы глубоководной котловины Южно-Китайского моря. Ограниченная вышеупомянутыми скоростными мантийными границами мантия глубоководной котловины Южно-Китайского моря характеризуется некоторыми особенностями: в верхней мантии и переходной зоне верхней мантии наблюдается картина взаимного внедрения высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии структур с юга и низкоскоростного слоя верхней мантии, соответствующего структурам с севера (Южно-Китайская платформа). Начиная с 112° в.д. до 118° в.д., в пределах 10-20°с.ш., до глубины 750км выделяются переслаивающиеся высоко- и низкоскоростные слои – результат взаимодействия скоростных структур с севера и юга (рис.2, рис.3- 113°в.д., 115°в.д.).

Южно-Китайская платформа как цельная структура в мантии не наблюдается, а разделена скоростными границами на блоки. В мантии под платформой выделяется докембрийское ядро (центральный блок Южно-Китайской платформы – между 22-23°в.д. и 29-30°в.д.), ограниченное скоростными границами 111°в.д. и 118° в.д., и активизированные окраины (рис.3-115°в.д.), образованные в результате воздействия Индийского индентора, внедряющегося в Евразийскую плиту. По 29-30°с.ш. выделяется скоростная граница, соответствующая на поверхности северной границе платформы.

По 119°в.д. (начиная с 30°с.ш.) выделяется скоростная граница в мантии по восточной окраине Южно-Китайской платформы, начиная с 23° с.ш. скоростная граница в мантии смещается к югу (120-122° в.д.). Скоростные мантийные границы 120-122° соответствуют на поверхности зоне меридионального линеймента, где располагается звено Лусон-Тайваньское звено Калимантан – Тайваньского архипелага (рис.3-32°с.ш.).

Скоростная картина в мантии подтверждает связь процессов, происходящих в коровых структурах, с мантией. Эта связь следует из расположения систем разломных зон в коре и имеющих продолжение в виде скоростных мантийных неоднородностей (границ) в мантии региона. Преобладающим в скоростном строении мантии под данным регионом является подчиненность ее структуры разломной тектонике. Так, в мантийных структурах нашли отражения такие линейменты, как 100-103° в.д.- один из крупнейших линейментов Азии, сквозной линеймент 109-110° в.д., линеймент по 116°в.д., линеймент, который протягивается в зоне между меридианами 120-122°в.д., а также ряд линейментов широтного простирания.

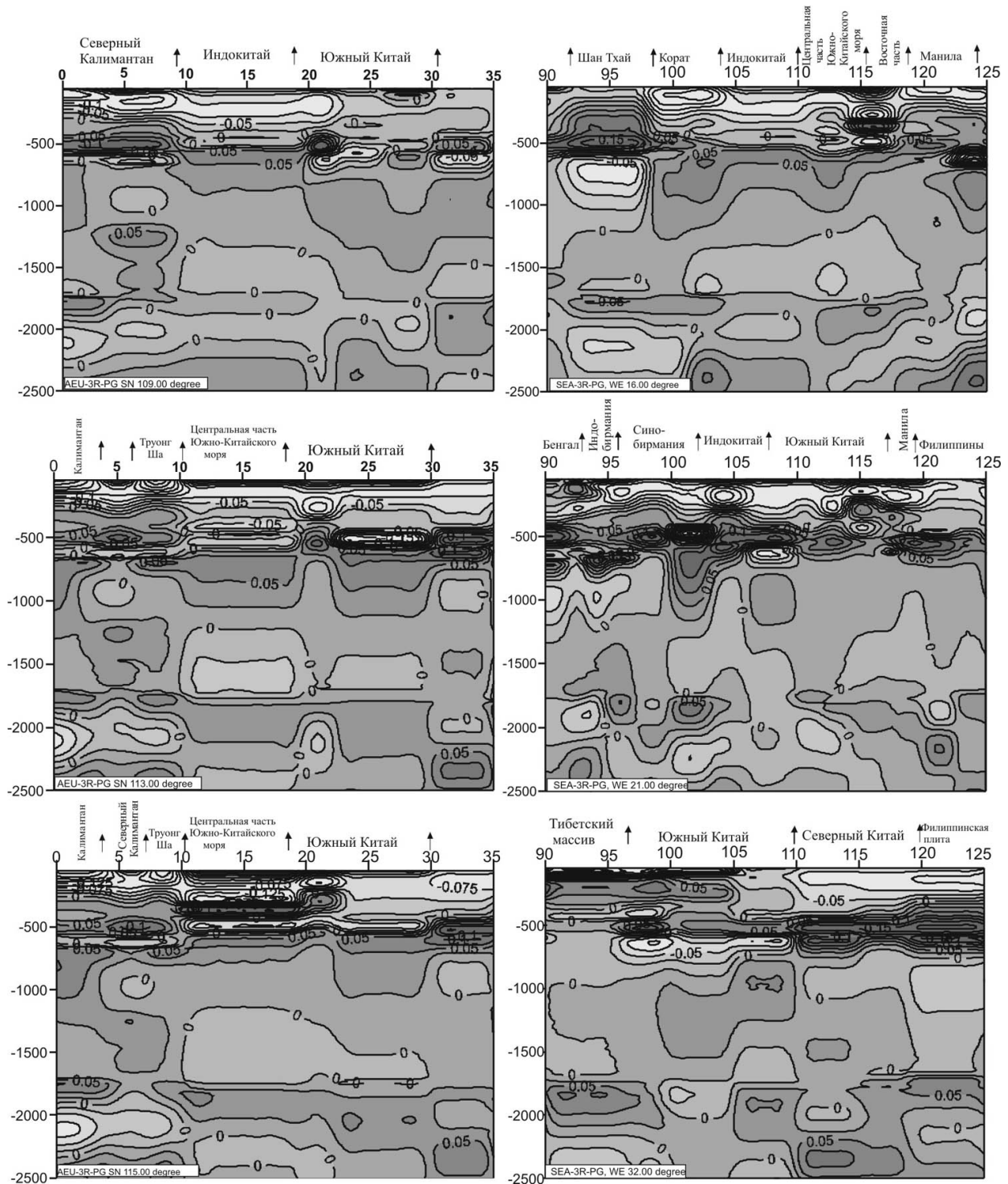


Рис.3. Долготные (109°в.д., 113°в.д., 115°в.д.) и широтные (16°с.ш., 21°с.ш., 32°с.ш.) сечения 3-d Р-скоростной модели Юго-Восточной Азии и Южного Китая

Следует отметить, что выделенные скоростные границы в мантии не всегда полностью, или частично соответствуют границам поверхностных структур. В большинстве случаев отмечается несоответствие тектонического районирования по коре и по мантийным структурам. Так, южная граница Индокитая не имеет отражения в мантийных структурах, а выделяется скоростная граница в мантии гораздо севернее – по 9°-10°с.ш. Под окраиной Южно-Китайской платформы мантийные скоростные границы лишь частично коррелируются с коровыми. Скоростные границы, выделяемые в верхней мантии, не всегда соответствуют границам, выделяемым в переходной зоне верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.З., Журавлев А.В., Здоровенин В.В., Головань А.А., Обжиров А. И., Николаева Н. А. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии.- М.: Наука, 1989. 256с.
2. Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн.-1997.-19, №3-С.48-68.
3. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography// Геофиз.журн.-2004,-26, №1. С.3-32.
4. Гейко В.С., Цветкова Т.А. О единственности решения одномерной обратной кинематической задачи сейсмики // Геофиз. журн.-1989.-11, №6-с.61-67.

УГЛОВЫЕ СКОРОСТИ ГЛАВНЫХ ДОМЕНОВ ЕВРАЗИИ В ФАНОРОЗОЕ И УВЕЛИЧЕНИЕ ПЕРИОДА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Земцов В.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, zemtsov@krc.karelia.ru

ВВЕДЕНИЕ

Собственное вращение Земли – главнейшее физическое свойство нашей планеты. Её ротационный режим и форма существенно изменялись в геологической истории [1,2]. От начала кембрия до современности земные сутки стали длиннее на 3 ± 1 час, причем на протяжении фанерозоя рост колец разновозрастных ископаемых кораллов, моллюсков и строматолитов изменялся, практически, линейно. Геофизики связывают этот феномен с постепенным удалением Луны от Земли [3-5]. К эволюции лунной орбиты можно подойти и с других позиций: если известна топография океанического дна, положение материков и т.д., то можно теоретически оценить диссипацию приливной энергии, обусловленную приливным трением [6]. Такое моделирование по данным [7] было реализовано в работах [8-10]. Получается, что эта энергия на протяжении фанерозоя изменялась резко, в отличие от плавного увеличения земных суток. По расчетам разных авторов величины энергии диссипации для одних и тех же периодов, в частности для триаса, различаются более чем в 5 раз, поэтому возникают определенные сомнения в надежности этих данных и справедливости такого подхода к проблеме. Кроме того, как отмечает В.Н. Жарков, реальные эффекты должны быть на 25-35% больше за счет вклада других гармоник [4]. Важно, что факт фанерозойского затормаживания собственного вращения Земли, согласно теореме Клеро, обязан был привести к значительному увеличению её полярного радиуса [1], т.е. к постепенному перемещению огромных масс из экваториальных областей к полярным, что, вероятно, затрагивало не только литосферу, но и мантию, и ядро. Возникает естественный вопрос, а как эффект увеличения периода вращения Земли выразался в тектонике? В работах [1,2,11] уже сделана оценка влияния собственного вращения Земли на дрейф континентов. По данным GPS-наблюдений оценены угловые скорости вращения отдельных доменов современной Евразии, а на основе палеомагнитных исследований были получены первые оценки угловых скоростей для мезозойских доменов континента и дана упрощенная модель вращения континента на поверхности вращающейся мантии. В последние годы получены новые уникальные палеомагнитные данные по палеозойским доменам будущей Евразии (Балтике, Сибири), что позволяет оценить угловые скорости вращений древних континентов в зависимости от их географического положения, провести анализ изменения скоростей в геологическом времени, усовершенствовать методику расчета угловой скорости и существующие модельные представления.

GPS-ДАННЫЕ И МОДЕЛЬ ПЕРВОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ

Вектор мгновенной угловой скорости вращения (ω) является главной характеристикой вращающейся плиты. Если плита жесткая, то модуль вектора ω будет неизменным в любой момент времени (t) и в любой точке плиты, причем вектор направлен вдоль оси вращения плиты по правилу правого винта. Центральный блок вращения современной Евразии (EHS) расположен в Восточных Гималаях и имеет координаты $E98^{\circ}N31^{\circ}\pm 4^{\circ}$ [1,11-13]. Отсюда, степень упругости (пластичности) Евразийской плиты в разных точках ее поверхности можно оценить, рассчитывая модули векторов ω из векторного произведения:

$$V = \omega \times r, \quad (1)$$

где V – вектор линейной скорости в GPS-точке, а r – радиус вектор, равный кратчайшему расстоянию от интересующей GPS-точки до оси вращения плиты, т.е. расположенный на перпендикуляре к оси вращения.

При $r < 1200$ км сферичность Земли, практически, не сказывается на результат определения модуля ω , и r можно вычислить, используя координаты точек и программу Aviation Formulary V1.42 (см: <http://williams.best.vwh.net>), которая дает дуговое расстояние между GPS-точкой и осью вращения. При больших радиусах дуговое расстояние будет всегда больше, чем величина полухорды. В таком случае, результат