

УДК 550.831

Д.А. Гилод, А.А. Булычев, К.В. Кривошея, А.Н. Зайцев

СТРОЕНИЕ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ РОМАНШ (ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА) ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Район трансформной зоны Романш является ключевым для понимания истории развития и геодинамики Экваториальной и всей Атлантики в целом. Этот район характеризуется обширной сложной мультиразломной зоной деформаций, подобной некоторым континентальным сдвиговым границам, что дало основание отнести этот разлом к новому классу океанических трансформных плитных границ [8].

В то же время, несмотря на то что к этому району на протяжении многих лет проявляется повышенный интерес, многие вопросы до настоящего времени остаются нерешенными или дискуссионными из-за его слабой геолого-геофизической изученности. Так, по магнитным наблюдениям, до последнего времени не было получено результатов о геохронологии дна из-за методической сложности обработки и интерпретации магнитных данных в экваториальных районах [5], а спутниковые альтиметрические данные не были задействованы для выяснения вопросов строения тектоносферы этого региона.

Для построения модели тектоносферы разломной зоны Романш авторы использовали следующие данные: поля высот геоида и аномалий силы тяжести в редукции за свободный воздух, полученные по спутниковым альтиметрическим данным (D. Sandwell); результаты набортных батиметрических, гравиметрических и магнитных измерений, выполненных в рейсах нис "Академик Страх" (1994) и нис "Геленджик" (1996) во время совместных российско-итальянских экспедиций; данные о рельефе дна (Predict relief, D. Sandwell) и данные о возрасте океанического дна, положений трансформных разломов и рифтовой зоны.

Наборные гравиметрические и магнитные измерения позволили оценить точность и представительность данных о поле силы тяжести, вычисленных по спутниковой альтиметрии, и впервые получить датировку и положение хрон по магнитному полю [1].

Детальный анализ поля аномалий силы тяжести и рельефа дна показал, что существующая в мировых базах данных информация о положении трансформных разломов и рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) не соответствует структурным и морфологическим особенностям анализируемых полей. Нами была проведена переинтерпретация и получена карта положения трансформных разломов и рифтовой зоны, которая в дальнейшем использована в модели тектоносферы.

Модель тектоносферы представлена следующими слоями: водным слоем, слоем океанической коры (включая осадочный комплекс), слоем подкоревой литосферы и слоем астеносферы до глубины около 100 км.

Для определения мощности литосферы при отсутствии данных сейсмических наблюдений обычно пользуются данными о возрасте дна. Проведенная интерпретация аномального магнитного поля [1] дала нам возможность оценить скорость спрединга и построить карту возраста дна при средней скорости спрединга 1,86 см/год. По этой карте и корреляционным соотношениям между возрастом дна и мощностью литосферы [4] была рассчитана карта мощности литосферы. Для определения положения поверхности Мохо с учетом отсутствия сейсмических данных использованы данные частотного анализа поля аномалий силы тяжести и высот геоида. Для получения поверхности Мохо рассчитано несколько моделей: классическая модель (постоянная мощность океанической коры 6—7 км), топоизостатическая модель и смешанная модель. Вычисления глубины поверхности Мохо по классической и топоизостатической моделям показали, что для данного региона в целом ни одна из этих моделей не может быть использована при построении модели тектоносферы. Поэтому мы использовали смешанную модель построения глубины до границы Мохо, которая предполагает: 1) сглаженный рельеф дна; 2) для возраста дна от 0 до 20 млн лет глубина меняется от 4 до 6 км; 3) для возраста дна от 20 до 110 млн лет и глубины дна меньше 4 км глубина до поверхности Мохо рассчитывается с учетом изостази; 4) для возраста больше 110 млн лет и глубины дна меньше 4 км глубина до поверхности Мохо рассчитывается с учетом изостази отдельно для суши и моря; 5) в остальных случаях для возраста дна от 20 до 110 млн лет и глубины дна больше 4 км глубина до поверхности Мохо рассчитывается прибавлением 6 км к сглаженному рельефу (классическая модель). Результативная модель строения литосферы включает градиентное изменение плотности подкоревой литосферы и астеносферы в зависимости от возраста. По результатам трехмерного моделирования, проведенного на первом этапе работ, был сделан вывод, что трансформная зона Романш имеет сложное внутреннее строение с резким изменением плотности и мощности всех слоев тектоносферы [2].

Однако эти исследования носили региональный характер и не отражали результатов интерпретации геофизических данных по самой разломной зоне Романш и областям, примыкающим к ней на расстоянии не более 200—300 км.

Для решения этой задачи был проведен детальный качественный анализ батиметрии (наборные данные), полей аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2,67 г/см³) и их трансформаций на участке от 35 до 8° з.д. Кроме того, привлечены данные по тепловому потоку.

По результатам проведенного качественного анализа была построена схема структурных и морфологических особенностей полей силы тяжести в различных редуциях и рельефа дна (рис. 1). На схему нанесены трансформные разломы и оси спредингов Срединно-Атлантического хребта, полученные после переинтерпретации материала банка данных с учетом имеющихся новых карт аномалий силы тяжести и батиметрии и результатов набортных измерений. На схему вынесены региональные максимумы и минимумы аномалий силы тяжести в редуции Буге и полосовые линейные и локальные аномалии силы тяжести в свободном воздухе и в редуции Буге. Для сопоставления и корреляции их с морфологическими особенностями рельефа дна на схеме представлены оси локальных минимумов и максимумов (поднятий и прогибов) и контуры впадин (котловин) по рельефу дна. Отмечается корреляция морфологических особенностей полей силы тяжести и рельефа дна как в региональном, так и в локальном плане.

Непосредственно для трансформной зоны Романш (при удалении от нее до 100–200 км) прямая корреляционная зависимость с рельефом дна существует и для аномалий силы тяжести в свободном воздухе (что закономерно для всей акватории трансформного разлома от 6° ю.ш. до 6° с.ш.), и для аномалий силы тяжести

в редуции Буге (характерно только для локальных особенностей поля непосредственно в трансформной зоне Романш и при небольшом, до 100–200 км, удалении от нее к северу и югу). Рассчитанные трансформации поля силы тяжести в редуции Буге методом Сейковского—Ниггарда выявленную зависимость подчеркивают еще четче. На картах трансформаций поля силы тяжести четко проявляется зональность разломной зоны Романш не только вкрест, но и вдоль ее простираения.

По характеру выраженности в полях трансформаций в пределах разломной зоны Романш и прилегающих к ней акваторий на удалении не более 200 км можно выделить три участка: первый — от 35 до 25° з.д.; второй — от 25 до 15° з.д.; третий — от 15 до 8° з.д. Первый отрезок разломной зоны Романш имеет широтное простираение аномалий силы тяжести и градиентных зон. К югу от разломной зоны Романш в полях трансформаций поля силы тяжести прослеживается цепочка отрицательных аномалий, а с севера к градиентной зоне примыкает цепочка положительных аномалий. На втором отрезке простираение аномалий меняется на восток-северо-восточное. Разлом проходит по оси интенсивных линейно вытянутых минимумов аномалий силы тяжести. К северу линейно вытянутая

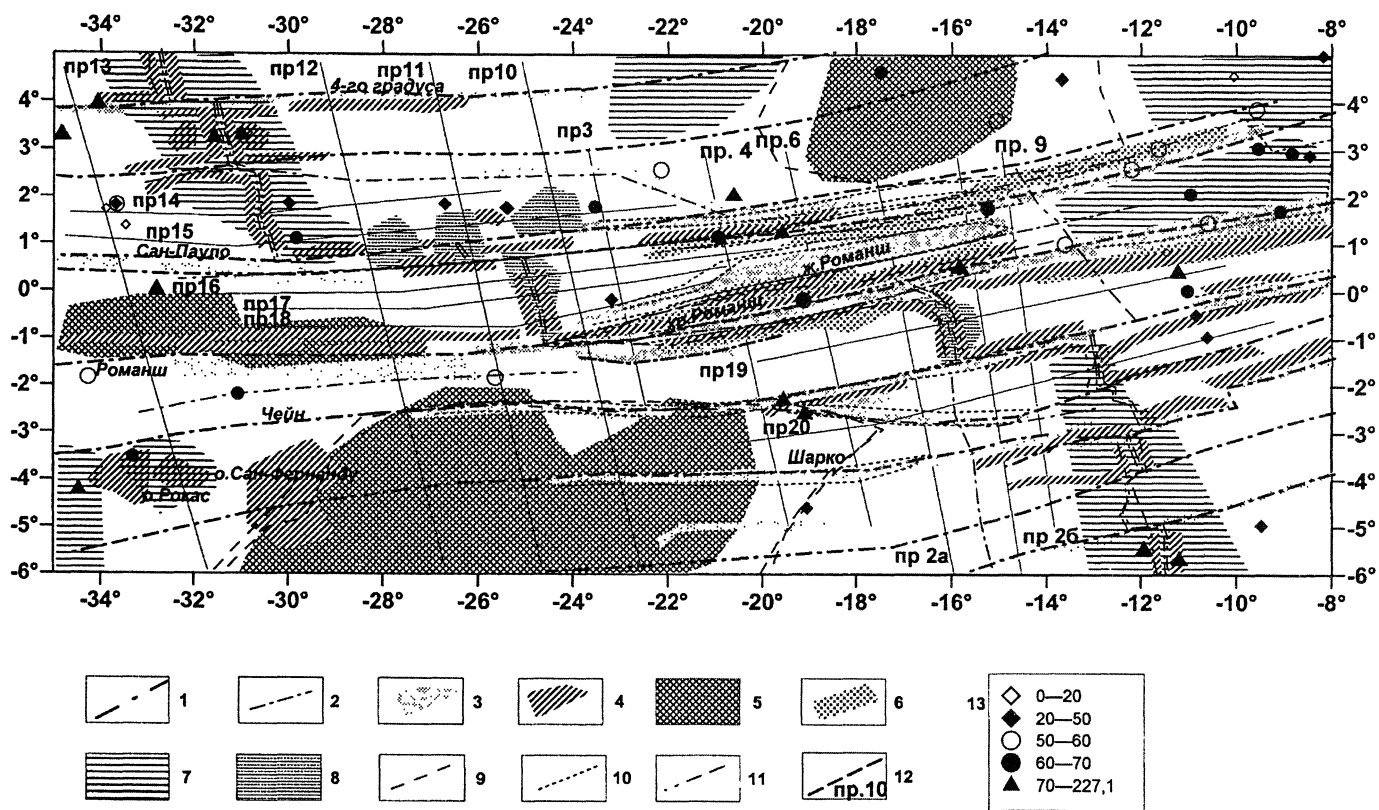


Рис. 1. Схема структурных и морфологических особенностей полей силы тяжести в свободном воздухе и в редуции Буге и рельефа дна: 1 — оси спрединга и трансформные разломы по гравитационному полю и батиметрии; 2 — другие разломы по рельефу дна; 3 — полосовые отрицательные локальные линейные аномалии поля силы тяжести в редуции в свободном воздухе; 4 — полосовые положительные локальные и линейные аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе; 5 — региональные максимумы аномалий поля силы тяжести в редуции Буге; 6 — положительные локальные линейные аномалии поля силы тяжести в редуции Буге; 7 — региональные минимумы поля силы тяжести в редуции Буге; 8 — локальные минимумы поля силы тяжести в редуции Буге; 9 — региональные минимумы рельефа дна (впадины и котловины); 10 — полосовые локальные минимумы по рельефу дна (прогибы и трансформные долины); 11 — полосовые локальные максимумы по рельефу дна (хребты и поднятия); 12 — линии профилей с плотностным моделированием разреза; 13 — интенсивность теплового потока в мВт/м²

полоса интенсивных минимумов сменяется полосой интенсивных положительных аномалий, а затем снова полосой отрицательных аномалий, но с интенсивностью в 1,5—2 раза меньше, чем в центральной зоне. По сравнению с зоной, расположенной к северу от разломной зоны, к югу от нее линейно-полосчатый характер морфологии поля практически не проявлен или проявлен очень слабо, и то только в непосредственной близости от оси разлома. Аномалии здесь не имеют четко выраженного простирания, и интенсивность их значительно меньше. Третий участок начинается с долготы 14° з.д., имея небольшую (от 15 до 14° з.д.) переходную зону. Центральная часть, по которой проходит разломная зона, представлена линейно вытянутой полосой интенсивных отрицательных аномалий трансформант силы тяжести, сменяющейся к северу и югу линейно вытянутыми полосами интенсивных положительных аномалий. Ширина этих полос на разных трансформациях колеблется от 50 до 100 км (и чуть более) и приблизительно в два раза превосходит ширину полосовых аномалий второго участка.

Такой характер поведения полей аномалий силы тяжести и их трансформаций непосредственно в разломной зоне и на удалении от нее в среднем не более чем на 100 км объясняется, по-видимому, сменой характера напряжений вдоль разломной зоны. На первом участке по разломной зоне происходит контакт литосферных плит разного возраста и соответственно мощности. Это приводит к распространению термической аномалии, которая находит отражение в повышении рельефа дна от осевой области разлома на 20—30 км в сторону холодного блока (к югу от разломной зоны). В свою очередь такой характер поведения рельефа проявляется в линейно вытянутой вдоль разлома полосе локальных положительных аномалий силы тяжести. Дополнительный температурный эффект, связанный с рифтовой зоной, уменьшается с удалением от оси хребта в пассивную часть разлома, однако и на расстояниях, соответствующих возрасту в 50 млн лет, следы этого влияния обнаруживаются в виде размазанной широкой области относительно приподнятого рельефа и связанной с ней положительной аномалии силы тяжести.

На втором участке разломная зона имеет интенсивную сдвиговую составляющую с растяжением, ортогональным самой зоне разлома (трансформ с растяжением) [5]. Профили многоканальных сейсмических наблюдений вблизи землетрясений 1971 и 1994 гг. показали существование такого растяжения. Растяжение, перемежающееся со сжатием, обусловлено небольшими изменениями в направлении спрединга, инициирующими вертикальное движение литосферных пластин и образование трансверсивного хребта [7, 8]. Это объясняет, почему часть северной долины Романш была приподнята на флангах такого хребта.

Трансформные разломы такого типа характеризуются значительными по амплитуде аномалиями силы тяжести в свободном воздухе (до 60—80 мГал), повышенными значениями теплового потока (рис. 1), обна-

жениями ультраосновных, частично серпентинизированных пород по склонам приразломных хребтов, утонением и разуплотнением океанической коры под осевыми долинами трансформных разломов, что в дальнейшем подтвердилось результатами плотностного моделирования. На основании этих фактов предполагается подъем высокотемпературного вещества мантии по ослабленной разломной зоне. При этом возможна ситуация, когда поднимающиеся мантийные дифференциаты застывают на значительной глубине (несколько десятков километров) от поверхности дна, и ситуация, когда растяжение поперек разлома настолько велико, что мантийные дифференциаты успевают подняться по разломной зоне довольно близко к поверхности литосферы (до границы Мохоровичича и выше). Поднимающийся мантийный высокотемпературный диапир прогревает края блоков литосферы, прилегающие к разлому. При этом термическое расширение пород приводит к формированию так называемых термических приразломных хребтов.

На третьем участке для разломной зоны характерно напряжение растяжения. Морфологию рельефа дна и поля силы тяжести здесь можно объяснить теми же причинами, что и для второго участка. Такое объяснение подтверждается исследованиями других авторов, в частности Е.П. Дубинина и С.А. Ушакова [5, с. 103—106]: “Часть рельефа приразломных хребтов, которая обусловлена термическим расширением пород, релаксирует уже через 10—15 млн лет после активного действия мантийной интрузии. Рельеф приразломных хребтов, остающийся после термического остывания, обусловлен в основном протрузиями серпентинитов и связанными с ними поднятиями блоков земной коры. Эти хребты, видимо, сохраняются в рельефе дна значительный период времени (десятки миллионов лет) и прослеживаются вдоль пассивных участков трансформных разломов на многие сотни километров (третий участок). Станции драгирования позволили обнаружить по склонам многих разломных долин и приразломных хребтов базальтовые и габброидные породы, а также ультрабазиты с разной степенью серпентинизации. Во многих драгированных серпентинитах наблюдаются четкие признаки формирования их в процессе тектонического выжимания (такие образцы отобраны и в трансформной зоне Романш [9])”.

Двухмерное плотностное моделирование

Для детального изучения строения тектоносферы разломной зоны Романш на базе результатов регионального моделирования тектоносферы экваториальной части Атлантики от 10° с.ш. до 10° ю.ш. было проведено двухмерное плотностное моделирование по профилям, секущим разломную зону, и профилям, секущим спрединговые зоны к северу и югу в непосредственной близости от разломной зоны (до 200 км). Положение профилей показано на рис. 1. Для построения моделей нулевого приближения были использованы преимущественно набортные данные о рельефе

дна, а также результаты трехмерного плотностного моделирования [4]. Плотность коры в модели нулевого приближения принималась постоянной, и задача ее определения решалась в процессе подбора. Корректировке не подвергалась граница подошвы литосферы; плотность подкоровой литосферы и астеносферы корректировалась, но незначительно и только непосредственно в разломной зоне и близлежащей акватории на расстоянии не более 100 км от нее. Тем самым региональные структурные и плотностные характеристики слоев подкоровой литосферы и астеносферы оставались практически без изменения и соответствовали полученным в результате трехмерного моделирования.

Для уточнения положения границы Мохоровичича, определенной в процессе трехмерного моделирования (установления мощности коры и ее вариаций в разломной зоне), разделения на блоки океанического слоя по плотностным характеристикам для нескольких профилей, секущих разломную зону, был рассчитан нормированный градиент силы тяжести по методу В.М. Березкина и проведена интерпретация полей нормированного градиента на всю глубину исследуемого разреза (до 70—80 км). Этот метод позволяет в первом приближении установить глубинное положение основных гравитирующих слоев (в нашем случае — вода, осадочный слой, кора, подкоровая литосфера, астеносфера) и наличие плотностной дифференциации слоев тектоносферы, в том числе блоковое строение земной коры. Количественные оценки глубины залегания границ раздела слоев, полученные по этому методу, весьма приблизительны, но эти оценки вполне можно использовать для составления модели нулевого приближения. Плотностная же дифференциация слоев по латерали оценивается с помощью этого метода лишь качественно (больше или меньше некоей средней плотности слоя). Но и эти результаты интерпретации оказываются очень важными, если отсутствует дополнительная, в том числе сейсмическая, информация. Сопоставление границ подошвы коры, полученной по трехмерному моделированию, с результатами интерпретации поля нормированного градиента по профилям показало, что в региональном плане глубины подошвы коры практически совпадают.

Положение подошвы коры, полученное по результатам интерпретации по методу нормированного градиента, отклоняется от полученной в результате трехмерного моделирования на участках резкого изменения плотности коры, т.е. на участках, расположенных непосредственно над разломной зоной. Напомним, что в трехмерном моделировании плотность коры была постоянной, что совершенно не соответствует сильно дифференцированной по мощности и плотности коре разломной зоны. Поэтому в процессе плотностного двухмерного моделирования вначале рассчитывался эффект от коры, полученной по трехмерному моделированию, при постоянной плотности. Затем глубина подошвы коры корректировалась с учетом результатов интерпретации метода полного нормированного градиента и подбирались плотность блоков коры. Результаты

интерпретации также помогли откорректировать значения плотности подкоровой литосферы и астеносферы непосредственно в разломной зоне и прилегающих к ней близлежащих акваториях (на расстоянии ~100 км от оси трансформной долины). Такой путь построения плотностной модели все равно не исключает полностью многовариантности решения. Для подтверждения представляемого по моделям плотностного разреза в тех случаях, когда это было возможно, использовали данные теплового потока, положения изотерм и др.

На рис. 2 приведены плотностные модели по профилям, секущим разломную зону. Всего вкост разломной зоны были построены плотностные модели по 10 профилям (рис. 1). Эти профили пересекают разломную зону на всех ее участках — как активном трансформном, так и на западном и восточном пассивных участках. Разница в возрасте литосферных плит, граничащих на трансформном разломе, меняется от 5—10 млн лет (профиль 4) до 80—100 млн лет (профиль 13).

Профили 3, 4 и 6 (рис. 1, 2) находятся в активной зоне трансформы Романш. По профилю 4 в зоне трансформы Романш контактируют литосферные плиты практически одного возраста — 50 млн лет. По профилю 3 с севера к трансформе примыкает плита возраста около 40 млн лет, а с юга — 60 млн лет. По профилю 6 на севере расположена плита возраста ~60 млн лет, а на юге ~30 млн лет. Ширина трансформной зоны увеличивается от профиля 3 к профилю 6 почти в 2 раза. Зона трансформы от оси трансформной долины в полосе шириной около 50 км по обе стороны от нее имеет очень сложно дифференцированную морфологию рельефа дна и резкоамплитудные знакопеременные линейно вытянутые вдоль трансформы аномальные зоны в полях силы тяжести как в свободном воздухе, так и в редукции Буге. По рельефу дна к северу от трансформной долины расположен хребет Романш. Превышение его от дна трансформной долины на профилях 4 и 6 составляет 3—4 км, а на профиле 3 — до 1,5 км. Эта зона хребта в свою очередь имеет осложнение в виде неглубокой долины в середине зоны. К северу зона хребта Романш сменяется желобом Романш приблизительно с такой же глубиной, что и в трансформной долине на профиле 3, а на профилях 4 и 6 — с глубиной примерно на 1 км меньше, чем глубина трансформной долины.

К северу от желоба амплитуда рельефа снижается до 0,5 км и меньше. К югу от трансформной долины вдоль нее также расположен хребет. На профиле 4 высота его приблизительно та же, что и хребта Романш, а на профилях 3 и 6 его превышение над дном долины приблизительно на 0,5 км меньше. К югу от хребта рельеф дна холмистый, с изменением амплитуды превышений и погружений до 500 м.

Морфология рельефа в трансформе и прилегающей к ней полосе по обе стороны от трансформной долины коррелирует с аномальными особенностями полей силы тяжести. Амплитуды локальных аномалий силы тяжести в этой зоне иногда превышают 100 мГал. Плотностные модели, рассчитанные вдоль этих профилей, показывают

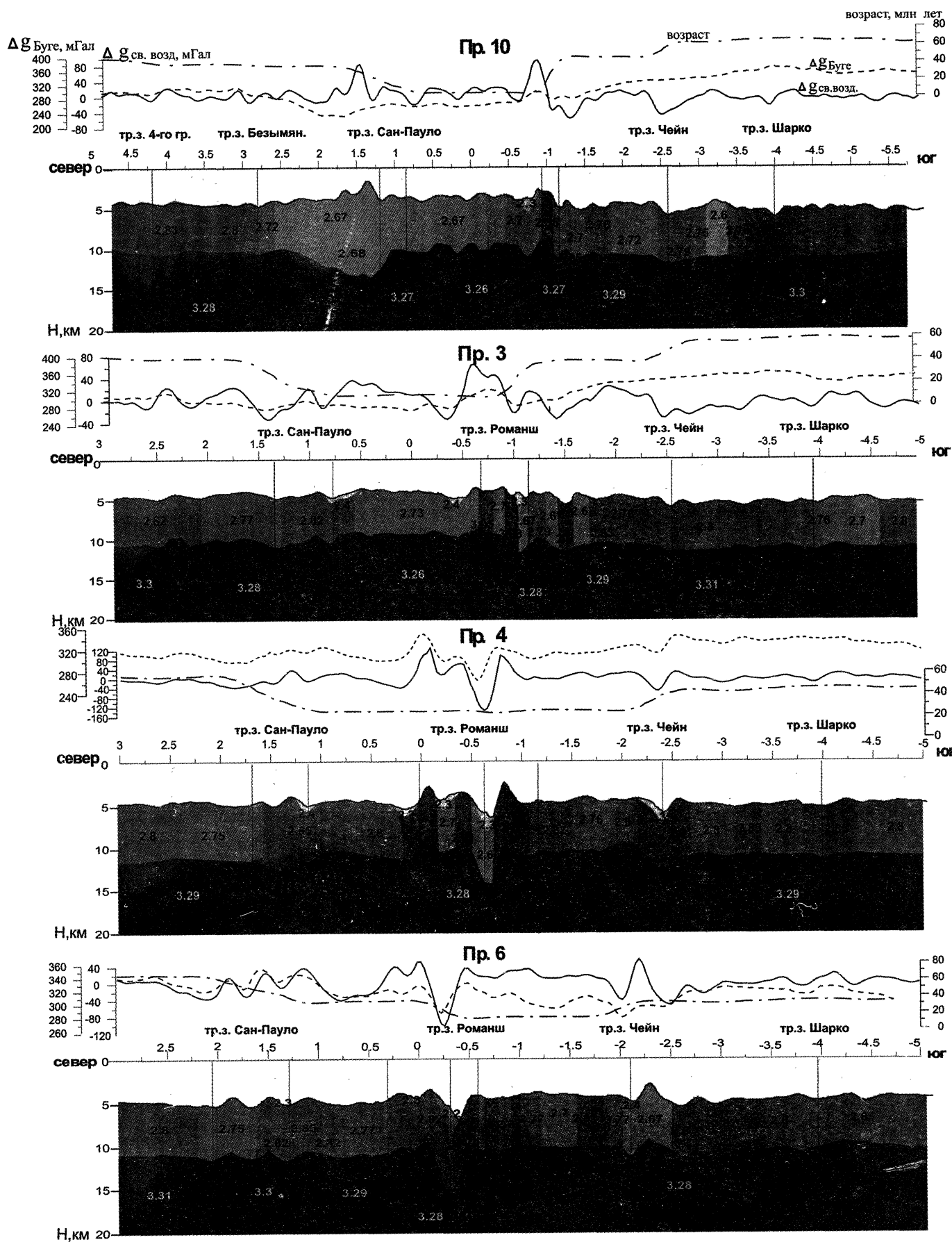


Рис. 2. Плотностные модели по профилям 3, 4, 6, 10, пересекающим активную часть трансформной зоны Романш. Цифрами на разрезе обозначены значения плотности в г/см³

кору приблизительно постоянной мощности (около 6 км), но сильно дифференцированную по плотности. Горизонтальные размеры блоков коры с резко различными значениями плотности изменяются от 10 до 30 км (рис. 2). Блок коры трансформной долины имеет пониженную плотность до $2,62 \text{ г/см}^3$. Возможно, что значения плотности в этом блоке не столь низки, однако тогда под ним должна существовать линза серпентинитов или же вертикальная мощность блока должна быть существенно больше. Такие варианты моделей также были рассчитаны.

Под дном трансформной долины плотностные модели фиксируют наличие осадков мощностью до 1 км с плотностью от $2,2$ до $2,4 \text{ г/см}^3$. Хребты к северу и югу от трансформной долины на плотностных моделях представлены блоками резко повышенной плотности (до $\sim 3 \text{ г/см}^3$). Плотностный характер слоя океанической коры за пределами трансформной зоны резко отличается от вышеописанного: средняя плотность коры варьирует от $2,75$ до $2,85 \text{ г/см}^3$, горизонтальные размеры блоков составляют около 100 км. В рассматриваемую площадь входят трансформные зоны Сан-Паулу и Чейн. Плотностное моделирование вдоль профилей 4 и 6 показало возможное присутствие осадков в трансформных долинах и линз серпентинитов в основании коры в этих трансформных зонах. На профиле 3 осадки и линзы в представленном варианте плотностной модели отсутствуют. Подкорковая литосфера в трансформной зоне незначительно разуплотнена (на $0,01\text{--}0,02 \text{ г/см}^3$). Плотности подкорковой литосферы в плотностных моделях вдоль этих профилей вполне определяются ее возрастом. Так, на профиле 3 возраст литосферной плиты к северу от разлома соответствует примерно 40 млн лет, к югу — 60 млн лет, а на профиле 6, наоборот, к северу от трансформной зоны возраст литосферной плиты соответствует 60 млн лет, к югу — 30 млн лет.

Профили 26 и 9 (рис. 3) находятся в пассивной (восточной) части разлома Романш и пересекают активную часть трансформа Чейн. По профилям в разломной зоне Романш проходит контакт между литосферными плитами с возрастом около 60 млн лет к северу от разломной зоны и 10 млн лет к югу. Морфология дна фиксирует хребет к северу от зоны контакта и прогиб к югу. Разновозрастные блоки литосферы, расположенные по разные стороны от разлома, в соответствии с законом \sqrt{t} имеют различное строение, что выражается в различной глубине дна и толщине литосферы, что создает дополнительные региональные аномалии в гравитационном поле. В поле силы тяжести в редукции Буге происходит резкая смена среднего уровня поля от повышенного на стороне мощной и более древней литосферы до пониженного приблизительно на 100 мГал на стороне более молодой и тонкой литосферы. Кроме того, амплитудный эффект усиливается с разницей в плотности литосферных плит до $0,03 \text{ г/см}^3$, возможно, и более. Плотностный контакт литосферных плит происходит в зоне шириной от 50 до 100 км. Аналогичная плотностная картина наблюдается и в слое верхней мантии (астеносфере).

В морфологии рельефа дна и океанической коре контакт литосферных плит также находит отражение в результате термических процессов, происходящих на контакте более разогретой молодой литосферной плиты и более холодной старой. На профилях 26 и 9 к северу от разломной зоны расположен хребет, а к югу — прогиб с небольшими амплитудой и шириной. Плотностные модели вдоль этих профилей не дают резкой дифференциации плотности в зоне контакта. Но это можно объяснить отсутствием сведений о мощности океанической коры. В моделях она принята постоянной и слабо отличается от средней, равной 6 км. На самом деле мощность коры в зоне контакта может меняться, что в свою очередь отразится на плотностной характеристике контактирующих по разлому блоков. Оба профиля пересекают активную часть трансформа Чейн. Не останавливаясь подробно на характере поведения плотностного разреза в этой зоне, можно только отметить, что масштабы плотностной дифференциации в коре и более низких горизонтах тектоносферы на несколько порядков ниже, чем в трансформной зоне Романш. В зоне трансформа по обоим профилям в океанической коре фиксируется блок со значительно (до $0,2 \text{ г/см}^3$) повышенной плотностью.

Профили 11, 12 и 13 (рис. 3) находятся в пассивной зоне трансформа Романш (в западной части). Профили 11 и 12 в северной своей части пересекают активную зону трансформа Сан-Паулу. По разломной зоне Романш происходит контакт литосферных плит с разным возрастом: к северу расположена более молодая плита возраста около 10—15 млн лет, к югу — более древняя возраста от 80 до 100 млн лет. Выше уже были описаны характерные особенности гравитационного поля тектоносферы, связанные с зоной контакта литосферных плит разного возраста. Морфологические особенности рельефа дна на профилях 11 и 12 такие же, что и на восточной части разломной зоны Романш (профили 26 и 9). Плотностные и структурные особенности тектоносферы в целом аналогичны таковым для профилей 26 и 9.

Профили 11, 12 и 13 в своих южных частях пересекают разломные зоны Чейн и Шарко. Но резких изменений в строении тектоносферы по этим профилям не происходит, так как возрастное различие контактирующих литосферных плит составляет не более 20 млн лет. Интерес представляют северные части профилей 11 и 12, пересекающие активную часть трансформной зоны Сан-Паулу. Более того, профиль 11 пересекает трансформную зону Сан-Паулу в непосредственной близости от зоны спрединга САХ. Это отражено в плотностных моделях вдоль этих профилей, в первую очередь в части разреза глубже океанической коры — в подкорковой литосфере и астеносфере. В структуре океанической коры нет особенностей, наблюдаемых в активной части трансформной зоны Романш. Такое различие в структуре и плотностной картине океанической коры в моделях по профилям, секущим активную часть трансформной зоны Романш и активную часть трансформной зоны Сан-Паулу,

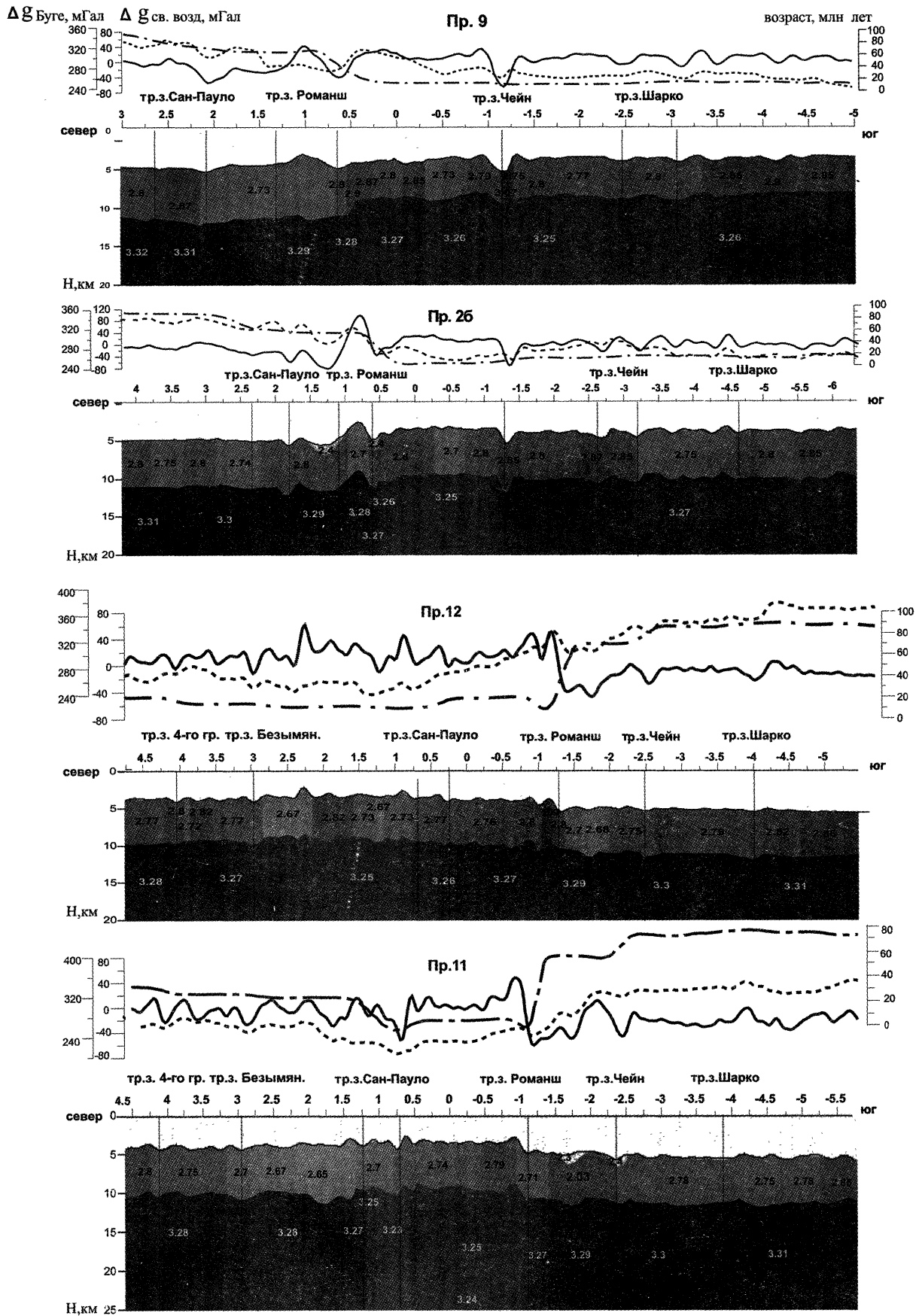


Рис. 3. Плотностные модели по профилям 26, 9, 11, 12, пересекающим пассивные части разломной зоны Романш

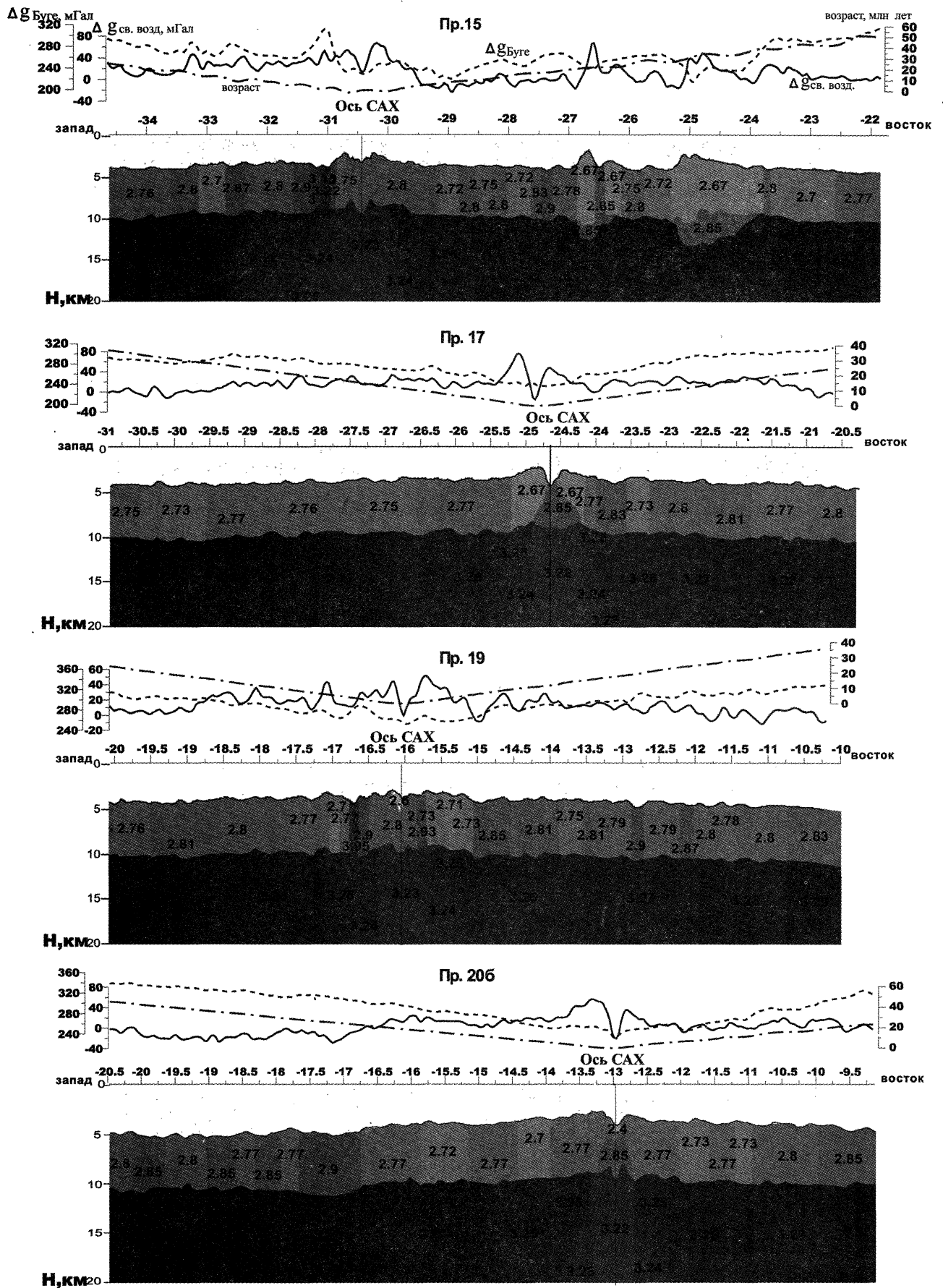


Рис. 4. Плотностные модели по профилям 15, 17, 19, 206 широтного направления к северу (15, 17) и к югу (19, 206) от разломной зоны Романши

объясняется скорее всего динамической характеристикой этих трансформных зон, и в частности тем, что по трансформной зоне Романш происходит сдвиг с растяжением.

Профили 15, 17, 19 и 20 (рис. 4) пересекают САХ с запада на восток параллельно трансформной зоне Романш. Профили 15, 17 расположены севернее этой зоны, а профили 19, 20 — южнее. Представленные модели показывают плотностные изменения в слоях тектоносферы. Отметим, что результаты двумерного моделирования были увязаны между собой по профилям в точках пересечения.

Таким образом, с одной стороны, результаты детального плотностного двумерного моделирования

подтвердили те выводы о строении тектоносферы, которые были получены по региональному трехмерному моделированию трансформной зоны Романш и прилегающих к ней акваторий [4]. С другой стороны, они показали некоторые особенности строения тектоносферы в зонах трансформных разломов и особенно в части разреза, касающейся океанической коры. Характер динамических напряжений, присущих трансформной зоне Романш, отразился в первую очередь на сложном строении океанической коры в активной части трансформы, выразившемся в сильной раздробленности, резкоамплитудных формах рельефа дна, резкой плотностной дифференциации блоков океанической коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бульчев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрейдер А.А. Первые данные о геохронологии океанской литосферы в области трансформного разлома Романш (Экваториальная Атлантика) // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 4. С. 611—615.
2. Бульчев А.А., Гилод Д.А., Кривошея К.В. и др. Трехмерное моделирование тектоносферы акватории трансформной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) по гравиметрическим данным // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2005. № 5. С. 74—80.
3. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М., 2001.
4. Лукашевич И.П., Приставакина Е.И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // *Физика Земли*. 1984. № 2. С. 103—107.
5. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Гл. ред. Г.Б. Удинцев. М., 1989—1990.
6. Bonatti E., Ligi M., Carrara G. et al. Diffuse impact of the Mid-Atlantic Ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. N B4. P. 8043—8054.
7. Gasperini L., Bernoulli D., Bonatti E. et al. Lower Cretaceous to Eocene sedimentary transverse ridge at the Romanche Fracture Zone and the opening of the equatorial Atlantic // *Marine Geology*. 2001. N 176. P. 101—119.
8. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology*. 2002. Vol. 30. N 1. P. 11—14.
9. Seyler M., Bonatti E. Regional-scale melt rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. N 146. P. 273—287.

Поступила в редакцию
06.12.2005