

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ВЕТВИ ТАН-ЛУ-ОХОТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА

В.А. Бормотов, Т.В. Меркулова

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: merculova@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 15 ноября 2010 г.

В статье рассматриваются особенности геологического строения, геодинамики и сейсмичности Тан-Лу-Охотской рифтовой системы, включающей ряд бассейнов: Бохайвань, Ляохэ, Ханкайский, Среднеамурский, Нижнеамурский. Наряду с общими закономерностями строения, характерными для рифтовых зон, в бассейнах выявлены различия как в глубинном строении, так и в физических параметрах верхней части земной коры: в распределении прочностных свойств, которые также влияют на уровень сейсмичности. Установлено, что уровень и характер сейсмичности в рифтовой системе в большей мере связаны с местными геодинамическими условиями.

Ключевые слова: рифтовая система, сейсмический режим, глубинное строение, разломная тектоника, прочностные свойства, Тан-Лу-Охотская рифтовая система.

ВВЕДЕНИЕ

Вдоль восточной окраины Азиатского континента от Малайского п-ова на юге до Чукотского п-ова на севере протягивается полоса рифтогенных впадин [7, 18, 35]. Этот рифтовый пояс древнего заложения стал активно развиваться с начала кайнозоя, когда в континентальном обрамлении Тихого океана геодинамическая обстановка резко изменилась и начал преобладать режим растяжения. Максимальный уровень активизации этого режима пришелся на ранний миоцен [8]. В условиях растяжения стали формироваться системы сбросов, грабенов, сдвиговых раздвигов, вплоть до образования окраинноморских бассейнов, и возникли ареалы базальтоидов.

Северная ветвь системы Тан-Лу, названная Г.Л. Кирилловой Тан-Лу-Охотской рифтовой системой (ТЛОРС) прослеживается от залива Бохайвань до Охотского моря выраженными в рельефе осадочными бассейнами и разломными зонами (рис. 1). Рифтовая система начала формироваться в докембрии под действием циклически проявляющихся процессов растяжения со сдвиговой компонентой, которые сопровождалась вулканизмом вплоть до позднекайнозойского времени [29]. Северная ветвь ТЛОРС на всем своем протяжении сейсмоактивна, однако,

по инструментальным и историческим данным, ее сейсмичность неоднородна: максимальные магнитуды коровых землетрясений на отдельных участках различны. Два, наиболее сильных и разрушительных, землетрясения с магнитудами 7–8 произошли на территории Китая (в области бассейна Ляохэ). Первое китайским ученым удалось спрогнозировать, а второе вызвало громадные человеческие жертвы.

Вблизи северного окончания ТЛОРС в пределах Северо-Сахалинского бассейна также произошло крупное Нефтегорское землетрясение с магнитудой 7. Если принять во внимание ряд геологических данных [16, 36], а также продолжение северо-восточных разломов с континента в сторону северного Сахалина и поведение глубинной аномалии по данным сейсмофотографии [1], то можно высказать предположение о продолжении ТЛОРС в Охотское море и включение Северо-Сахалинского и Дерюгинского бассейнов в эту рифтовую систему.

По мнению ряда исследователей, сейсмический потенциал рифтовых систем обусловлен свойствами основной системы разломов, вдоль которой они сформированы. Предполагается, что их сейсмический потенциал существенно не меняется по простиранию системы разломов, а максимальная магнитуда возможных землетрясений прямо пропорциональна длине разломов. Исходя из этой точки зрения, возник-

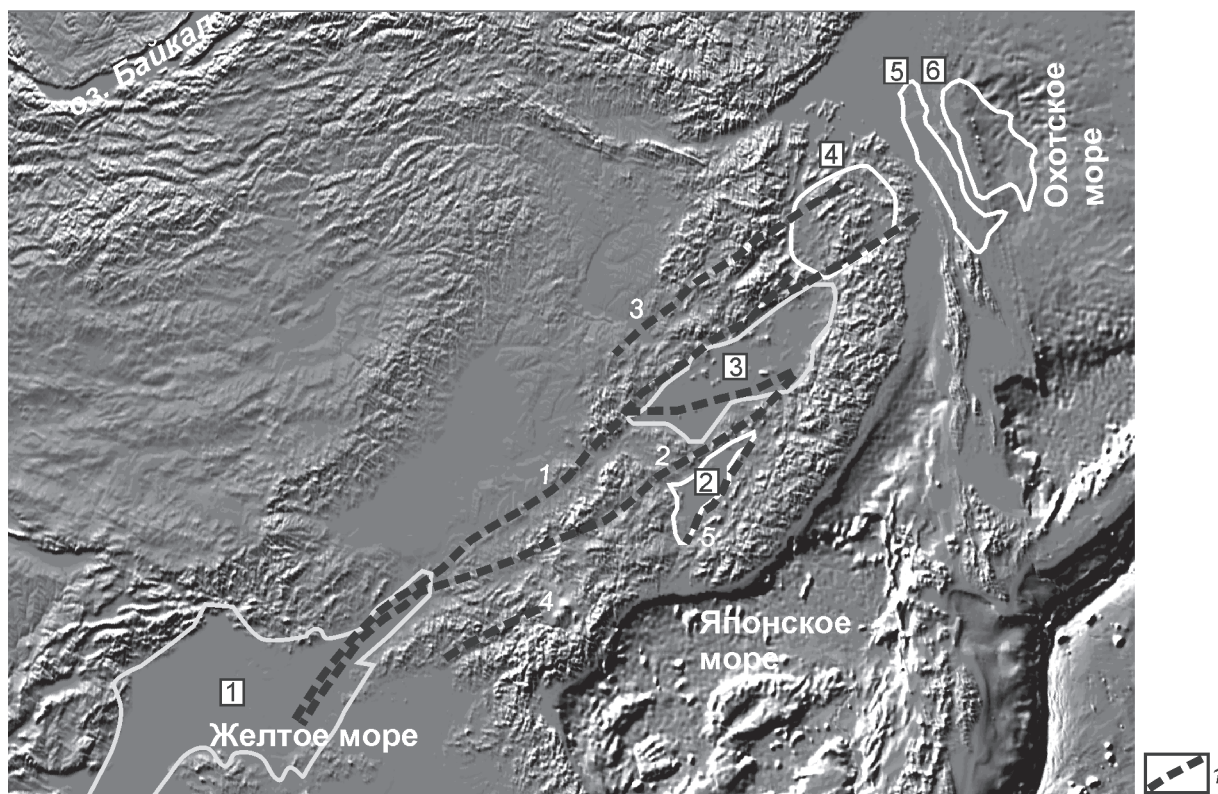


Рис. 1. Положение северной ветви Тан-Лу–Охотской рифтовой системы на восточной окраине Азии.

l – основные разломы северной ветви ТЛОРС: 1 – Ишу-Харпинский; 2 – Дун-Ми; 3 – Хинганский; 4 – Ялуцзян; 5 – Западно-Сихотэ-Алинский. Цифры в квадратах – осадочные бассейны: 1 – Бохайвань, 2 – Ханкайский, 3 – Среднеамурский, 4 – Нижнеамурский, 5 – Северо-Сахалинский, 6 – Дерюгинский.

новение разрушительных землетрясений возможно на любом участке рифтовой системы [38]. С другой точки зрения, рифтовая система представляет собой крупную деструктивную зону литосферы. Определяющей чертой внутреннего строения деструктивных зон, сформированных в режиме растяжения, является наличие отдельных участков, существенно отличающихся степенью деструкции, типом напряженно-деформированного состояния, что и обуславливает их различный сейсмический режим [39].

Согласно этой точке зрения, возникновение разрушительных землетрясений возможно не по всей длине рифтовой системы, а только на отдельных ее участках. Выполненные ранее в пределах ТЛОРС исследования связи возраста фундамента с интенсивностью землетрясений показали, что энергетический уровень землетрясений может существенно зависеть от структуры земной коры, ее прочностных свойств, при прочих равных динамических условиях [20, 21].

Для повышения достоверности оценки сейсмического потенциала различных участков данной риф-

товой системы предлагается использовать комплексный анализ геологического строения бассейнов, разломной тектоники, глубинного строения и прочностных свойств земной коры. Это позволяет выделять структурные и физические особенности отдельных сегментов рифтовой системы и устанавливать связь этих особенностей с интенсивностью землетрясений и распределением их в пространстве.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТАН-ЛУ-ОХОТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Тан-Лу–Охотская кайнозойская рифтовая система расположена в тыловой части активной континентальной окраины Востока Азии. Система может классифицироваться как окраинно-материковая рифтовая система. Фланги системы прослеживаются в окраинных морях. Процесс растяжения в тыловых частях активных переходных зон от континента к океану сопровождается утонением литосферы и может проявляться одновременно с пространственным совмещением как сводово-глыбового орогенеза, так,

вероятно, и с другими геодинамическими процессами [34]. Северо-восточная ориентировка рифтовой системы соответствует простиранию континентальной окраины, представленной системой желоб-дуга-окраинное море с глубоководными впадинами. Можно предполагать, что ТЛОРС составляет единую геодинамическую систему с переходной зоной континент-океан. Это подтверждается единым направлением миграции сейсмической активизации в ТЛОРС и в япономорском секторе Тихоокеанского сейсмического пояса. Сейсмическая активизация циклически начинается в мантии, в сейсмофокальной зоне глубокофокусных землетрясений сейсмического пояса и распространяется в литосфере континента в северо-западном направлении [5].

ТЛОРС включает систему разломов преимущественно северо-восточного простирания (рис. 2). За время своего существования система разломов неоднократно испытывала тектономагматическую активизацию. Активизация этой системы в позднемеловое-кайнозойское время обусловила формирование грабенов, строение которых типично для рифтогенных структур. Как правило, это полуграбены с крутым юго-восточным бортом, ограниченном сбросом, и пологим северо-западным бортом, заполненные осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями.

Вдоль системы разломов Тан-Лу наблюдается узкая полоса грабенов, но иногда образуются “раздувы” в виде множества мелких грабенов и полуграбенов, которые на последнем этапе часто перекрываются общим осадочным чехлом и образуют осадочные бассейны. В пределах континентальной части рифтовой системы выделяются осадочные бассейны – Ляохэ, Среднеамурский, Ханкайский, Нижнеамурский. В данной работе рассмотрено строение бассейнов северной ветви ТЛОРС, а также строение Северо-Сахалинского и Дерюгинского бассейнов с целью изучения возможности включения этих бассейнов в состав ТЛОРС.

Бассейн Ляохэ сформировался на юго-западном фланге системы разломов Тан-Лу, которые севернее бассейна представляют собой серию сближенных разломов северо-восточной ориентировки. Бассейн заложен на кристаллических образованиях Сино-Корейского щита архейского возраста. В мезозойско-кайнозойское время процессы рифтогенеза наиболее интенсивно проявились в этом бассейне, что отразилось в увеличении мощности осадочно-вулканогенных отложений в грабенах, интенсивности проявления базальтового вулканизма и теплового потока. В грабенах бассейна накопились мощные толщи осадочно-вулканогенных отложений – до 8–10 км [40,

42, 43]. Интенсивный базальтовый вулканизм имел место преимущественно в палеогене (эоцен–олигоцен) и в меньшей степени в миоцене. Характер вулканизма хорошо подтверждает режим растяжения. Эоцен-олигоценные щелочные оливиновые базальты и толеиты распространены исключительно в пределах впадин и имеют мантийные источники. Мощность вулканогенных образований иногда превышает 1100 м (впадина Цзиян) [14]. Для бассейна характерен достаточно высокий тепловой поток, его величина составляет 50–80 мВт/м², а в отдельных случаях достигает 100 мВт/м² [14, 30].

Севернее бассейна Ляохэ система разломов Тан-Лу разделяется на две ветви: Ишу-Харпинскую (И-Ха) и Дуньхиа-Мишань (Дун-Ми).

Среднеамурский бассейн с северо-запада и юго-востока контролируется разломами системы Тан-Лу, его северо-восточное ограничение определяется Центрально-Сихотэ-Алинским разломом, который относится к Сихотэ-Алинской системе разломов [29]. Фундамент бассейна гетерогенен по возрасту и составу. Западная часть его заложена на толщах Буринского массива, представленных метаморфическими породами раннепалеозойско-докембрийского возраста и гранитоидами преимущественно раннего палеозоя. Восточная часть сформировалась на осадочных толщах Сихотэ-Алинской складчатой системы мезозойского возраста. Кайнозойские грабены заполнены осадочно-вулканогенными отложениями мощностью до 4,5 км. Наиболее интенсивно базальтовый вулканизм проявился в неоген-четвертичное время в восточной части бассейна. Здесь выделяются два этапа вулканизма: среднемиоценовый и позднемиоцен-раннеплиоценовый. Вулканические породы имеют мантийное происхождение [24]. Измерения теплового потока выполнены в небольшом объеме, его величина составляет 38–53 мВт/м² [30].

Ханкайский бассейн сформировался на восточном фланге другой ветви системы разломов Тан-Лу–Дун-Ми. Грабены заполнены осадочно-вулканогенными отложениями мощностью не более 1000–1500 м. Фундамент Ханкайского бассейна выполняют метаморфические и магматические комплексы раннепалеозойско-докембрийского возраста Ханкайского массива. Вулканизм в бассейне проявлен слабо, но юго-западнее бассейна по системе разломов Дун-Ми наблюдаются обширные выходы базальтов раннеэоценового возраста [29]. Величина теплового потока в бассейне составляет 46–53 мВт/м² [30].

Нижнеамурский бассейн по своему строению сильно отличается от других бассейнов рифтовой системы. Бассейн объединяет несколько небольших

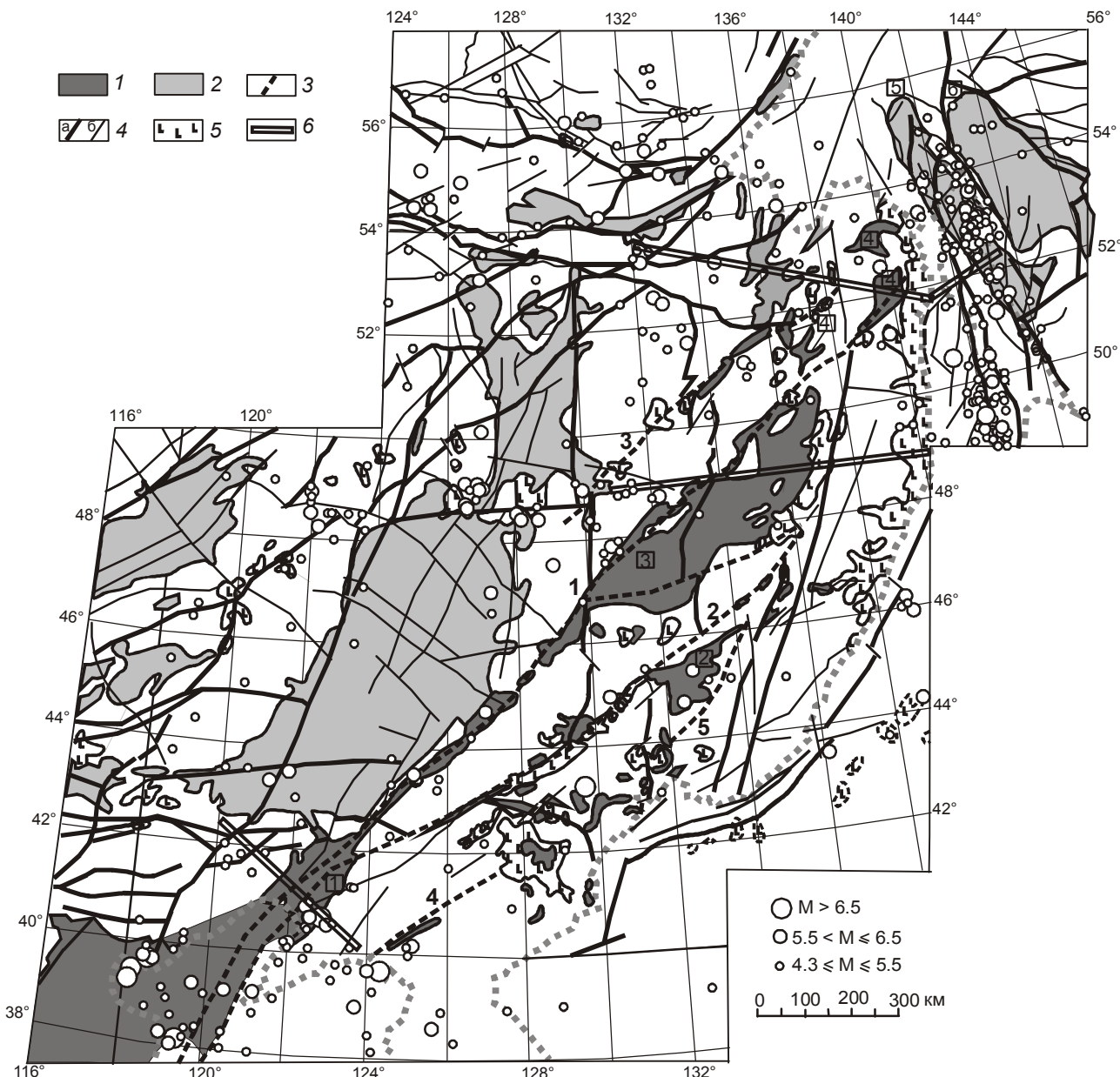


Рис. 2. Геолого-структурная схема северной ветви Тан-Лу-Охотской рифтовой системы с очагами землетрясений, по [29].

1 – осадочные бассейны северной ветви Тан-Лу-Охотской рифтовой системы (нумерация соответствует рис. 1); 2 – прочие осадочные бассейны; 3 – разломы системы Тан-Лу: 1 – Ишу-Харпинский, 2 – Дун-Ми, 3 – Хинганский, 4 – Ялуцзян, 5 – Западно-Сихотэ-Алинский; 4 – прочие разломы: а – трансрегиональные, б – региональные; 5 – ареалы кайнозойских базальтов; 6 – профили глубинных геофизических исследований.

разрозненных впадин сложной формы, которые в отличие от описанных выше бассейнов не перекрыты общим осадочным чехлом. Такие особенности строения Нижнеамурского бассейна объясняются тем, что он образовался на окраине континента и представляет собой окраинно-материковый рифт, где рифтогенез имеет ареальный характер. В рифтах такого типа, видимо, преобладает процесс уто-

нения литосферы, что, в конечном счете, приводит к смене типа земной коры от континентальной к субконтинентальной [32]. Фундамент бассейна выполняют мезозойские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения. Бассейн изучен слабо. Мощность осадочных отложений кайнозойского возраста оценена только в Удиль-Кизинской впадине. По данным сейсморазведочных работ, ее величина со-

ставляет не более 1400–2000 м. В верхней части разреза осадочного выполнения Удыль-Кизинской впадины отмечаются базальты неогенового возраста мощностью 150–350 м. Измерения теплового потока выполнены в ограниченном объеме, его величина составляет 41–56 мВт/м² [11].

Северо-Сахалинский бассейн, вероятно, образовался на породах фундамента одного возраста и состава что и Нижнеамурский. В первой половине позднего мела их объединял глубоководный прогиб, простирающийся в северо-восточном направлении вплоть до полуострова Шмидта. В позднемеловое и палеогеновое время восточная часть Нижнего Приамурья, Амурский лиман и северо-западная часть Сахалина составляли единую структурно-фациальную зону. В начале неогена произошло резкое прогибание территории северо-запада Сахалина [36]. Выполненные высокочастотные сейсморазведочные работы в подводной окраине Северного Сахалина позволяют предполагать существование в палеогене–миоцене единого морского седиментационного бассейна, который включал Северо-Сахалинский и Дерюгинский бассейны. Позднее внедрение субмеридиональной Трехбратской мегадайки отделило эти бассейны друг от друга [16]. Интенсивный рифтогенез обусловил накопление в Северо-Сахалинском бассейне кайнозойских отложений, мощность которых в отдельных структурах достигает 10 км. Образования базальтового состава распространены только в толще вулканитов олигоценового возраста. Величина теплового потока составляет не более 50 мВт/м² [30].

Дерюгинский бассейн изучен слабо. Предполагается, что фундамент бассейна сложен мезозойскими океаническими вулканогенно-кремнистыми и глинистыми образованиями. Мощность кайнозойских осадков достигает 12 км. Отмечается, что батинальная впадина Дерюгина не докомпенсирована осадками. Вулканогенные образования в осадочном чехле не изучены, однако интенсивные аномалии магнитного поля свидетельствуют о насыщении ими разреза [2].

Активная современная тектоника подчеркивается высокими значениями теплового потока, средняя величина которого составляет 87 мВт/км, а в отдельных случаях достигает 200 мВт/км. В бассейне отмечается современная гидротермальная активность: вдоль зон разломов в придонной воде отмечается высокое содержание метана, водорода, углекислого газа, гелия и сероводорода.

Таким образом бассейны северной ветви ТЛОРС образовались вдоль разных систем разломов,

различаются по возрасту и составу пород фундамента, мощности осадочных и вулканогенных образований, времени проявления базальтового вулканизма и величине теплового потока.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ БАСЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ВЕТВИ ТАН-ЛУ-ОХОТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

По данным сейсмотомографии, местоположение северной ветви ТЛОРС контролируется аномалией пониженных значений скорости поперечных волн ($V_s = 4.1–4.3$ км/с), наблюдаемой в верхах мантии (на глубине 100 км) [1]. Аномалия вытянута в северо-восточном направлении и наиболее сильно выражена в Охотском море (рис. 3). Такого типа аномалии характерны и для других областей растяжения, например, Восточно-Африканская рифтовая зона контролируется аномалией пониженной скорости поперечных волн на такой же глубине [45]. Большинство исследователей связывают аномалии пониженных скоростей в верхней мантии с областями разогретого материала, поднимающегося из астеносферы вплоть до раздела Мохо, которые образуют мантийные выступы (диапиры). Наиболее высокие значения скорости поперечных волн ($V_s = 4.20–4.25$ км/с) характерны для бассейнов Ляохэ и Ханкайского. По простирацию рифтовой системы на северо-восток аномалия низких скоростей поперечных волн немного меняет интенсивность и в области Среднеамурского бассейна значение скорости составляет менее 4.2 км/с. В Северо-Сахалинском бассейне скорость опять понижается и составляет 4.15–4.2 км/с. Дерюгинский бассейн расположен в области аномалии, характеризующейся $V_s = 4.1–4.15$ км/с. Если связывать скоростные аномалии в верхах мантии с механизмом растяжения, то можно объяснить причину различия бассейнов северной ветви ТЛОРС по современной интенсивности рифтогенеза. Следовательно, бассейны должны иметь различия и в проявлении сейсмичности.

Более детальное представление о геодинамике бассейнов можно получить из анализа особенностей глубинного строения бассейнов и прочностных свойств земной коры по результатам глубинных геофизических исследований: методом обменных волн землетрясений (МОВЗ), глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), магнитотеллурических зондирований (МТЗ).

Бассейн Ляохэ. В бассейне Ляохэ глубинные геофизические исследования были выполнены по профилю через северную часть бассейна методами

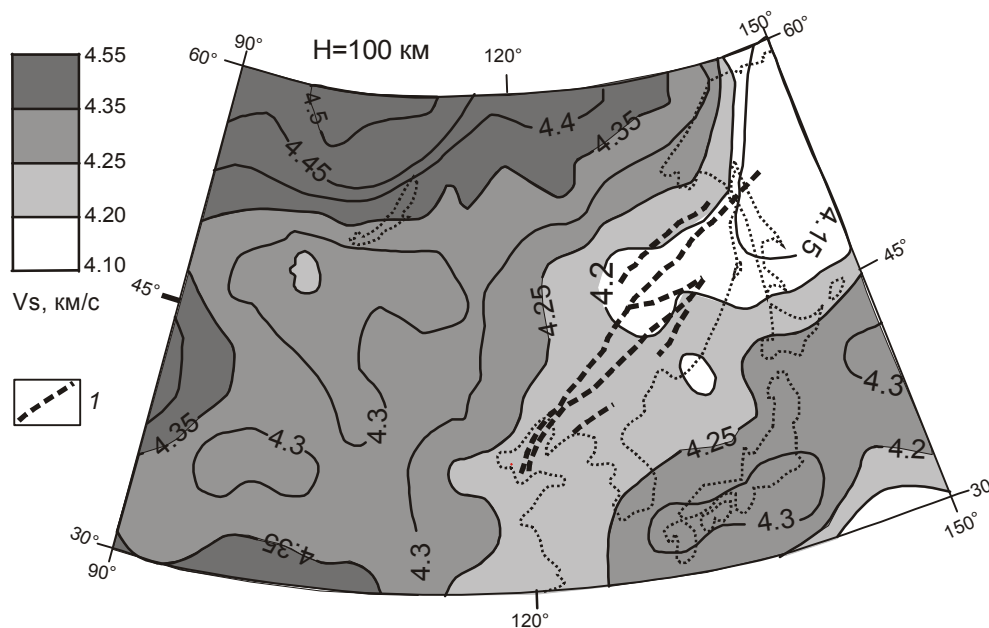


Рис. 3. Схема скоростных аномалий (на глубине 100 км), по [1].

1 – разломы системы Тан-Лу.

глубинного сейсмического зондирования и магнито-теллурического зондирования (рис. 4) [41].

По сейсмическим данным под бассейном выявлены низкоскоростные аномалии в средней и нижней части земной коры. Граница Мохо поднимается от 38–39 км по краям бассейна до 31–32 км в центральной его части [41]. В нижней части земной коры можно выделить тектонический срыв с падением на запад, выраженный в скоростной структуре низкоскоростными зонами (по продольным волнам). Выявленная глубинная структура согласуется с моделью асимметричного рифтинга – моделью Б. Вернике [23]. Для этой модели характерно возникновение тектонического срыва в средней или нижней части коры. Величины скоростей поперечных волн (V_s), полученные в средней части профиля: для чехла – 2.8 км/с, для верхней части консолидированной коры – 3.6–3.5 км/с, для нижней части коры – 3.7 км/с, в подкоровом слое – 4.4 км/с [41]. На глубине около 100 км $V_s = 4.2$ –4.3 км/с, что совпадает с данными сейсмографа.

По данным МТЗ, литосфера под бассейном характеризуется высоким уровнем удельного электрического сопротивления (УЭС) 1000–10000 Ом·м. На восточном фланге бассейна в средней части коры отмечается низкоомная зона (4–6 Ом·м), которая перекрывается с низкоскоростной зоной. Низкоомная зона (2–4 Ом·м) под границей Мохо по отношению к внутрикоровой низкоомной зоне сдвинута с погруже-

нием, как и низкоскоростные зоны, к западу. Это также может служить дополнительным подтверждением существования тектонического срыва с падением на запад. Ниже высокоомной литосферы выделяется проводящий горизонт (1–5 Ом·м), кровля которого фиксируется в краевой части профиля на глубине порядка 120 км, в центральной части – 85 км. Этот горизонт может, вероятно, отождествляться с кровлей астеносферы.

Относительная оценка прочности пород литосферы выполнена с использованием корреляционной связи прочности с отношением скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s): более прочные породы имеют более низкие значения отношения скоростей [15]. В средней части профиля верхняя часть консолидированной коры характеризуется более высокими прочностными свойствами – значения отношения V_p/V_s здесь находятся в диапазоне 1.69–1.77. В низах земной коры и в верхней мантии прочностные свойства ниже (отношение скоростей $V_p/V_s = 1.84$ –1.86). Следует отметить, что разрушительное землетрясение 1975 г. с магнитудой $M = 7.3$ произошло именно в области с более высокими прочностными свойствами. Область, включающая все известные очаги сильных землетрясений на восточном фланге профиля, приурочивается к выходу тектонического срыва из верхов мантии в верхнюю часть коры. Эти очаги расположены над локальной низкоскоростной ($V_p = 6.1$ км/с) проводящей (4–

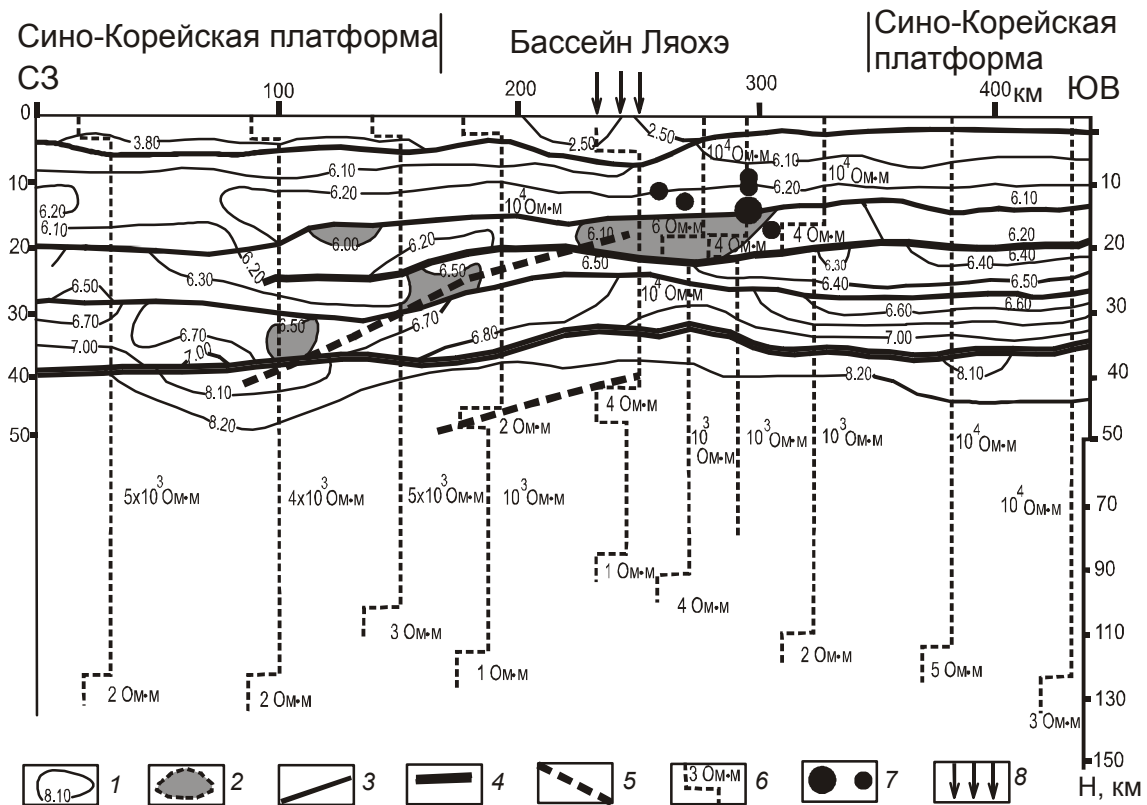


Рис. 4. Результаты глубинных геофизических исследований по трансекту через бассейн Ляохэ, по [41].

1 – изолинии величины скоростей продольных волн (км/с); 2 – области пониженных скоростей; 3 – сейсмические границы; 4 – граница Мохо; 5 – пологий срыв; 6 – результаты интерпретации кривых МТЗ; 7 – гипоцентры землетрясений с магнитудой $M = 7.3$ и менее; 8 – разломы системы Тан-Лу.

6 Ом·м) зоной, выделенной в интервале глубин 15–20 км. Аналогичные проводящие зоны в земной коре могут быть вызваны флюидонасыщенными разрывами, которые образуются после сильных землетрясений [3].

Среднеамериканский бассейн наиболее детально исследован геофизическими методами. Он пересечен профилем, по которому были проведены глубинные геофизические исследования методами ГСЗ, МОВЗ и МТЗ [8, 22].

По данным ГСЗ, в пределах бассейна для слоев средней и нижней коры наблюдается различие величины скорости продольных волн. В западной части бассейна в интервалах глубин 10–20 км и 20–30 км (средний и нижний горизонты коры) величина скорости составляет $V_{p1} = 6.4$ км/с и $V_{p2} = 7.2$ км/с, в то время как в восточной части она меньше ($V_{p1} = 6.1$ км/с и $V_{p2} = 7.1$ км/с). Это обусловлено увеличением мощности низкоскоростного слоя в земной коре на глубине 15–25 км в восточной части бассейна. В центре бассейна отмечается небольшой подъем границы Мохо до 29–30 км [8, 22].

Разрез, по данным МОВЗ, представленный на рис. 5, составлен на основе совместного использования обменных волн типа PSV и кратнотраженных волн типа PPP. Оба типа волн способны своей динамикой разделять границы, на которых скорость с глубиной возрастает, от тех, на которых скорость уменьшается (инверсные скоростные границы). Это позволяет однозначно выделять низкоскоростные аномалии. Совмещая отражающие границы и границы обмена по глубине, можно получать значения отношений V_p/V_s . На полученном разрезе МОВЗ наблюдается глубинная структура, которая тоже хорошо согласуется с моделью асимметричного рифтогенеза – моделью Б. Вернике. Однако в отличие от бассейна Ляохэ тектонический срыв имеет восточное падение. Пологий тектонический срыв выражен инверсной сейсмической границей, которая начинает прослеживаться от западного борта бассейна, где наблюдается максимальная сейсмическая активность. В центре бассейна отмечается подъем границы Мохо до 29–30 км. В западной части профиля земная кора и верхняя часть мантии имеют более высокие прочностные свойства, чем

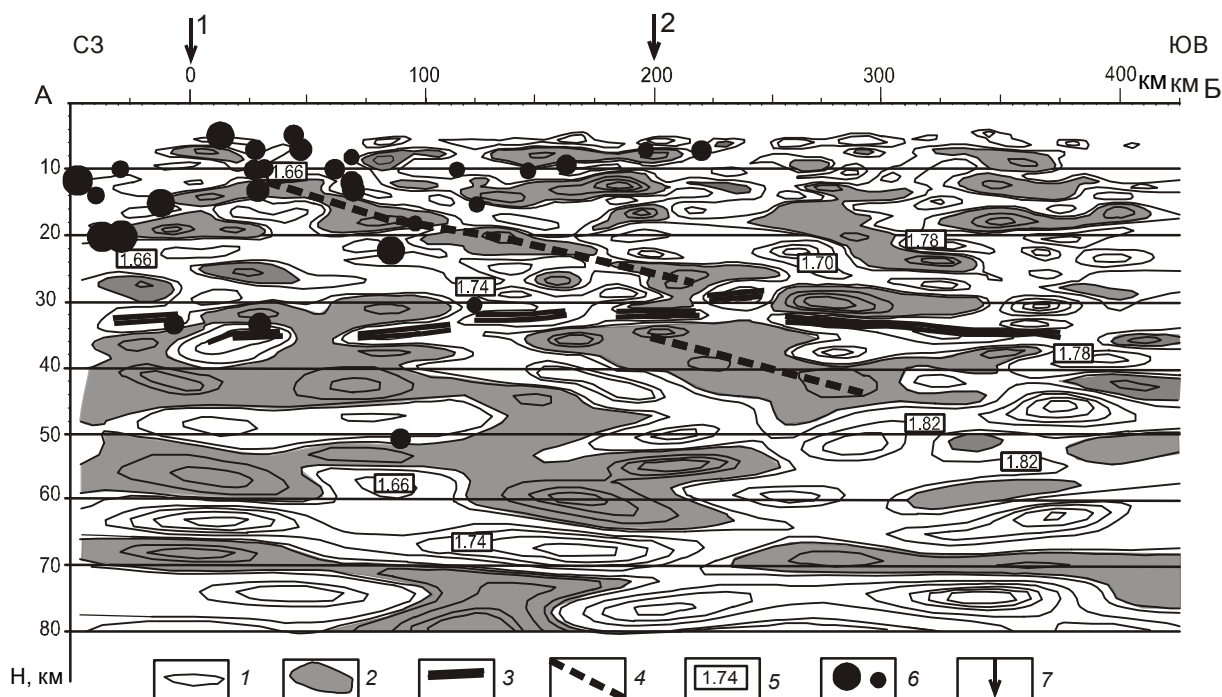


Рис. 5. Сейсмический разрез (МОВ3) через Среднеамурский бассейн.

1 – изолинии суммарной плотности распределения точек обмена (PSV) и отражения (PPP); 2 – области пониженных скоростей; 3 – граница Мохо; 4 – тектонический срыв; 5 – отношение скоростей V_p/V_s ; 6 – эпицентры землетрясений $M = 3.5-5.5$; 7 – разломы: 1 – Хинганский, 2 – Ишу-Харпинский.

в восточной, что подтверждается сопоставлением скоростных характеристик: $V_p/V_s = 1.66-1.74$ и $V_p/V_s = 1.78-1.82$. Сильные землетрясения также приурочены к западной части профиля. Сейсмичность и глубинная структура Среднеамурского бассейна подтверждают модель асимметричного рифтогенеза. Эта модель по более глубинным построениям МОВ3 и МТЗ хорошо отображается и в разрезе литосферы.

Региональный сейсмический разрез, по данным МОВ3, приведенный на рис. 6, построен на основе использования обменных волн (PSH), поляризованных субперпендикулярно лучевой плоскости продольной волны от землетрясения. Эти обменные волны возникают в зонах повышенной скоростной анизотропии, которые формируются разломными зонами в жестких блоках. Сихотэ-Алинская складчатая система картируется в виде жесткого блока с разломными зонами литосферного заложения. Буреинский массив представлен литосферным блоком, консолидированным до меньшей глубины – до 60 км. Среднеамурский бассейн расположен в пределах литосферного блока, подвергнутого воздействию разломных зон в большей своей части наклонных, чем субвертикальных. Выступы астеносферного слоя или низкоскоростные линзы в верхах мантии, которые по

своей природе представляют изотропные объекты и в них не могут возникать волны PSH, концентрируются под центром и восточным флангом бассейна. Таким образом, сейсмический разрез литосферы подтверждает наличие несимметричного структурного плана, соответствующего модели асимметричного рифтогенеза. Данный подход к интерпретации разреза МОВ3 подкрепляется сопоставлением его с разрезом МТЗ, на котором разломные зоны картируются как низкоомные вставки.

По данным МТЗ хорошо выделяется раздел в земной коре между Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской складчатой областью. Породы консолидированного фундамента западной часть бассейна до глубины порядка 30 км характеризуются высокими величинами удельного электрического сопротивления (УЭС) 1000–10000 Ом·м. В восточной части бассейна для этого интервала глубин характерны более низкие величины УЭС – порядка 50–400 Ом·м. Такая же закономерность наблюдается для более глубоких горизонтов литосферы – величина УЭС в западной части бассейна (100–800 Ом·м) выше, чем в восточной части (20–200 Ом·м). Отмеченные различия в физических свойствах западной и восточной частей коррелируются с вышеприведенными данными ГСЗ.

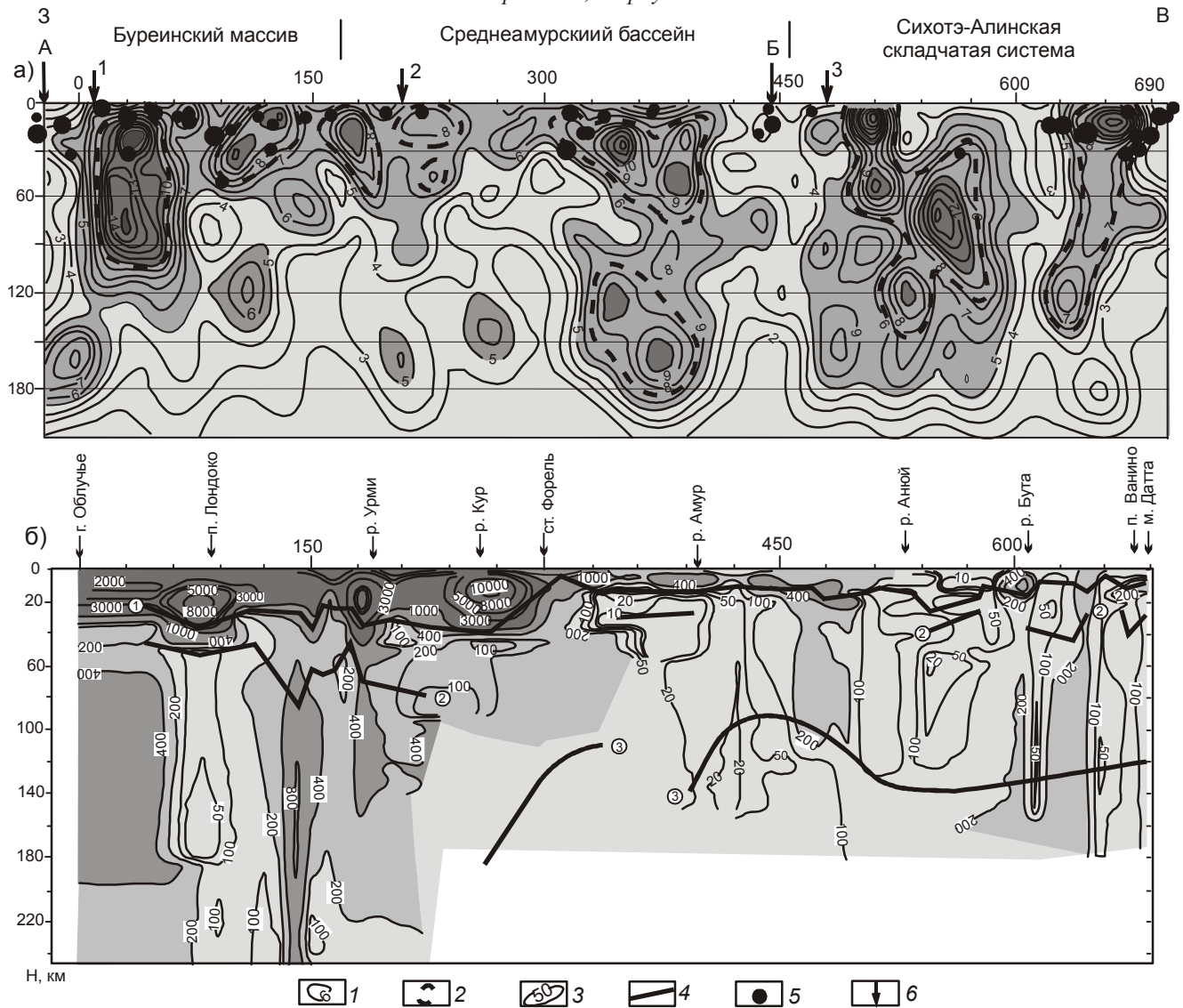


Рис. 6. Результаты глубинных геофизических исследований по профилю Облучье – мыс Датта: а – сейсмический (МОБЗ) разрез, б – геоэлектрический (МТЗ) разрез, по [8].

1 – изолинии плотности распределения точек обмена (PSH); 2 – разломные зоны по данным МОБЗ; 3 – изолинии удельного электрического сопротивления по результатам трансформации Молочного–Ле Вьета; 4 – геоэлектрические границы, полученные в результате решения обратной задачи для горизонтально-слоистой среды; 5 – землетрясения с $M = 3.5-5.5$; 6 – разломы: 1 – Хинганский, 2 – Ишу-Харпинский, 3 – Центрально-Сихотэ-Алинский.

Цифры в кругах: 1 – поверхность корового проводящего слоя, 2 – нижняя граница корового проводящего слоя, 3 – поверхность верхнемантийного проводящего слоя.

По данным МТЗ, в пределах бассейна в земной коре и верхней мантии выделяются проводящие слои. В земной коре устойчиво выделяется только кровля проводящего слоя с УЭС 10–200 Ом·м. Проводящий слой в верхней мантии на глубинах 100–160 км отождествляется с астеносферой [8].

Нижнеамурский и Северо-Сахалинский бассейны. Эти бассейны пересечены профилями ГСЗ, что позволило создать сводный сейсмический разрез (рис. 7) [6, 9, 12, 13, 26]. Глубинное строение Нижне-

амурского бассейна отличается от ранее описанных бассейнов. На сводном сейсмическом разрезе, в отличие от описанных выше бассейнов, наклонный тектонический срыв в нижней части коры четко не выделяется. Низкоскоростная аномалия отмечается только в нижней части земной коры. Граница Мохо поднимается от 40 км (западная часть профиля) до 34 км в районах бассейнов. Прочностные свойства пород земной коры по профилю изменяются в широком диапазоне. Для западной части профиля до глу-

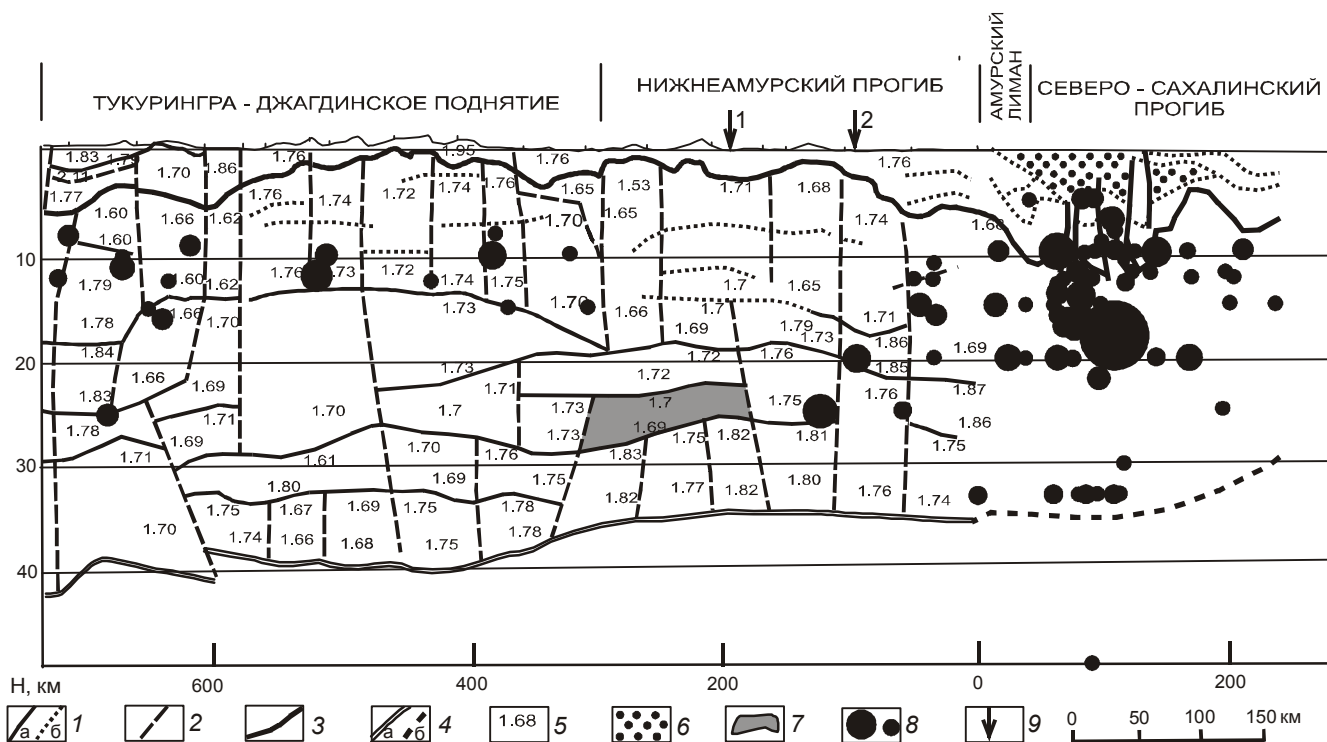


Рис. 7. Сейсмический разрез (ГСЗ) через Нижнеамурский бассейн [6, 12].

1 – сейсмические границы: а – основные, б – промежуточные; 2 – границы скоростных неоднородностей по результатам математического моделирования; 3 – кровля кристаллического фундамента; 4 – граница Мохо: а – по сейсмическим данным, б – по гравиметрическим данным; 5 – отношение скоростей V_p/V_s ; 6 – осадочные толщи; 7 – область пониженной скорости; 8 – землетрясения с магнитудой $M = 7.6$ и менее, 9 – положение разломов: 1 – Хинганский, 2 – Ишу-Харпинский.

бины 26–29 км характерны более низкие прочностные свойства – $V_p/V_s = 1.65–1.75$, по сравнению с центральной частью – $V_p/V_s = 1.53–1.72$. В нижнем горизонте земной коры наблюдается обратная закономерность: в западной части профиля прочностные свойства выше – $V_p/V_s = 1.69–1.78$, в то время как в центральной части $V_p/V_s = 1.75–1.83$. То есть, в области Нижнеамурского бассейна (центральная часть профиля) в нижнем горизонте коры процессы деструкции, обусловленные рифтогенезом, сильнее нарушили сплошность среды, чем в верхних горизонтах. Наблюденная глубинная структура несколько отличается от модели Б. Вернике и больше соответствует модели растяжения – чистого сдвига. В этой модели растяжение реализуется посредством пластичного перетекания вещества мантии, что вызывает утонение нижней коры и приводит к формированию хрупких сбросов в верхней коре [23]. Нижнеамурский и Северо-Сахалинский бассейны, вероятно, находятся в единой геодинамической обстановке, но в Северо-Сахалинском бассейне процесс рифтогенеза проявился более интенсивно, так

как землетрясения наблюдаются по всей мощности земной коры. Следует отметить, что именно под Северо-Сахалинским бассейном начинается резкое расширение и усиление низкоскоростной мантийной аномалии (рис. 3). По данным МТЗ, этот бассейн расположен в зоне сочленения крупных геоблоков: западного континентального и восточного – Охотоморского, различающихся между собой строением и особенностями геодинамического режима [19]. Для западной части характерно развитие в земной коре линейных проводящих зон субширотного направления, для восточной части – субмеридиональных проводящих зон. Нормальный геоэлектрический разрез литосферы Северного Сахалина представлен следующими слоями: 1 – осадочный слой с УЭС от 5 до 100 и более Ом·м; 2 – высокоомный слой с УЭС 1000 Ом·м развит в диапазоне глубин 7–11 км; 3 – коровый проводящий слой с УЭС от 5 до 100 и более Ом·м (11–30 км); 4 – высокоомный слой с УЭС более 1000 Ом·м (30–70 км); 5 – астеносферный слой, который характеризуется УЭС 10 Ом·м и глубиной залегания кровли 70–130 км

[19]. Таким образом, характерной особенностью геоэлектрического разреза является наличие проводящих пород в земной коре в диапазоне глубин 11–30 км.

Дерюгинский бассейн пересечен только одним профилем ГСЗ. По данным этих исследований получены общие представления о строении земной коры. Отмечается подъем границы Мохо от западного борта к восточному – мощность коры на западном борту составляет 33 км, в то время как на восточном – 21–23 км. Наблюдается слабое опускание границы Конрада, но уменьшение мощности “базальтового” слоя под бассейном хорошо выражено. Мощность “гранитного слоя” составляет 3–10 км [9, 26].

Сравнительный анализ глубинного строения бассейнов показал, что геодинамический режим растяжения по-разному реализовывался в бассейнах рифтовой системы. В настоящее время процессы деструкции, сопровождающиеся землетрясениями, продолжают действовать в тех зонах, где прочностные свойства достаточны высокие и не позволяют развиваться пластическим деформациям.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ВЕТВИ ТАН-ЛУ-ОХОТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Разломная тектоника бассейнов крайне сложна. Кроме разломов северо-восточной ориентировки, сформировавших рифтовую систему, проявлены разломы других направлений. В бассейнах часто выделяются разломы субмеридионального и субширотного направления, которые в районе исследования являются самыми древними [29]. Молодые разломы северо-западного направления в бассейнах северной ветви ТЛОРС часто выполняют роль трансферных, согласующих разные скорости и направления скольжения отдельных сегментов рифтообразующих разломов северо-восточного направления.

Бассейн Ляохэ расположен в зоне сочленения региональных разломов северо-восточной ориентировки с разломами субширотного направления, последние близко подходят к бассейну с западной стороны (рис. 2). Разломы этих направлений хорошо проявлены внутри бассейна – контролируют размещение грабенов и поднятий фундамента. При этом на первом этапе кайнозойского рифтогенеза (палеоцен–средний эоцен) грабены формировались вдоль разломов субширотной ориентировки. Во время второго этапа (поздний эоцен–олигоцен) осадочные отложения накапливались по разломам северо-восточной ориентировки [14, 42]. В бассейне обнаружены разломы северо-западной ориентировки, контролирующие зоны осадконакопления с довольно мощной тол-

щей неогеновых осадков. Зоны растяжения северо-западного направления характерны и для четвертичного этапа. Землетрясения в бассейне приурочены как к разломам северо-восточного, так и северо-западного направления. Места скопления эпицентров землетрясений концентрируются на пересечении северо-западных и северо-восточных разломов.

Среднеамурский бассейн находится в зоне пересечения разломов северо-восточного направления с субмеридиональными (Куканская, Тастахская системы). Ближе к бассейну подходят и региональные системы субширотного направления (Сюньхэ-Бирская и Биджанская) [29]. Грабены в бассейне ориентированы в основном в северо-восточном направлении. В единичных случаях наблюдаются грабены, имеющие субмеридиональную, субширотную или северо-западную ориентировку. В обеих частях бассейна выделяются локальные разломы субмеридионального и субширотного направления. Системы северо-западных разломов в основном выделяются только в западной части бассейна. Ввиду слабой изученности западной части Среднеамурского бассейна четко показать, что северо-западные разломы являются трансферными, невозможно. Но некоторые признаки трансферных разломов установлены – поперечное направление к основным рифтообразующим разломам, смещение этими разломами разломов северо-восточного направления, сдвиговой характер движений по разломам. В грабене Танюань (КНР), который является структурным элементом системы разломов Тан-Лу и близко подходит к грабенам западной части бассейна, доказано, что северо-западные разломы – трансферные [17]. В восточной части Среднеамурского бассейна установлены только единичные разломы северо-западной ориентировки. Роль трансферных, вероятно, выполняют субмеридиональные разломы, которые разграничивают локальные погружения в этой части бассейна и наследуют древние до-рифтовые разрывы. Таким образом, в западной части трансферные разломы ориентированы ортогонально по отношению к основным грабенообразующим разломам северо-восточной ориентировки, а в восточной части они ориентированы косо по отношению к северо-восточным. По кинематическим особенностям трансферные разломы во многом подобны трансформным. Моделирование, выполненное для зон растяжения в океане, показало, что косо ориентированные трансформные разломы наблюдаются преимущественно в обстановке быстрого спрединга, когда все стадии растяжения проходят гораздо быстрее и структурирование среды не успевает развиваться должным образом [27]. Возможно, появление ортого-

нальных в западной части и косо ориентированных в восточной части бассейна трансферных разломов объясняется различной скоростью раздвижения пород фундамента. Из этого может следовать, что скорость горизонтального растяжения в восточной части бассейна, заложенного на осадочных толщах Сихотэ-Алинской складчатой системы, была больше, чем в западной части. Сейсмичность самого бассейна достаточно слабая. Землетрясения с максимальной магнитудой 5.0–5.5 приурочены к западной части бассейна и в основном наблюдаются по разломам северо-западной ориентировки. Восточная часть бассейна характеризуется еще более слабой сейсмичностью, землетрясения с магнитудой более 3 единичны, максимальная амплитуда землетрясений достигает 4.3. Землетрясения приурочены к разломам северо-восточной ориентировки.

Нижнеамурский бассейн сформировался в зоне сочленения разломов субмеридионального (Лимурчанский) и субширотного (Пауканский) направления с разломами системы Тан-Лу. Впадины бассейна ориентированы в северо-восточном направлении. Разломы северо-западного направления в бассейне хорошо выражены в рельефе [33]. В основном, в пределах Нижнеамурского бассейна эпицентры землетрясений беспорядочно рассеяны, но иногда концентрируются вдоль северо-западных разломов.

Северо-Сахалинский бассейн. Большая роль в формировании бассейна принадлежит разломам субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направления. Бассейн пересекают глубинные разломы субмеридионального направления – Хоккайдо-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Западно-Сахалинский, которые пронизывают земную кору и проникают в верхнюю мантию. Разломы этого направления часто разграничивают в фундаменте бассейна блоки с различным типом литосферы. За мезозойско-кайнозойскую историю субмеридиональные разломы неоднократно активизировались, что обусловило их большое влияние на формирование основных форм современного структурного плана мезозойско-кайнозойских отложений бассейна. С разломами субмеридионального направления в бассейне связано образование крупных антиклинальных структур [37]. Разломы субширотной ориентировки в бассейне расположены на продолжении субширотных разломных зон Нижнего Приамурья [37]. Региональные разломы северо-восточного направления проявлены в бассейне фрагментарно и, вероятно, являются продолжением разломов северо-восточного направления континентальной окраины [10, 37]. Региональные разломы северо-западного направления

– Восточно-Сахалинский и Набильский – ограничивают бассейн с западной и восточной сторон. В восточной части бассейн пересекают региональные разломы этой ориентировки – Катанглийский и Западно-Шмидтовский. Разломы северо-западного направления контролировали размещение зон мезозойского осадконакопления, границы позднемиоценовых и неогеновых бассейнов седиментации, формирование допозднемиоценовых структур. Большинство разрывов, ориентированных на север-северо-запад, являлись сбросами и сбросо-сдвигами, впоследствии трансформированными в надвиги [10, 37]. Распределение землетрясений в северной части бассейна имеет сложный характер. Крупное Нефтегорское землетрясение (27 мая 1995 г.) приурочено к Верхнепильтунскому разлому север-северо-восточного направления вблизи его пересечения с субмеридиональным Хоккайдо-Сахалинским разломом [4, 13]. Однако фронт активизации ориентирован в северо-западном направлении, и эпицентры слабых землетрясений концентрировались только к западу от выхода разрыва в очаге на поверхность [25]. В южной части бассейна землетрясения приурочены к разломам субмеридионального направления.

Дерюгинский бассейн. Разломная тектоника Дерюгинского бассейна изучена слабо. Бассейн ориентирован в северо-западном направлении и ограничен с западной и восточной сторон региональными разломами этого простирания. С южной стороны бассейн ограничен разломами субширотного и север-северо-восточного направления, с северной стороны – субмеридионального и северо-западного направления. Локальные разломы северо-восточной ориентировки широко распространены в восточной части бассейна, и в этом же направлении ориентированы некоторые крупные локальные прогибы внутри бассейна [13].

Анализ разломной тектоники бассейнов показал ее сложность и разнообразие из-за различия геодинамических процессов, реализуемых при общем преобладающем режиме растяжения. Ожидаемого единообразия разломной тектоники, обусловленного предполагаемым главенством системы разломов Тан-Лу, не обнаружено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сформированная как зона рифтогенной деструкции северной ветви ТЛОРС имеет ряд общих закономерностей. На поверхности проявлены главные структурные признаки рифтогенеза: односторонние грабены, в основном, северо-восточной или северо-западной ориентировки, базальтовый вулканизм. По данным сейсмотомографии, северная ветвь ТЛОРС

приурочена к единой мантийной аномалии пониженной скорости поперечных волн. В глубинной структуре рифтовых бассейнов отмечается ряд характерных особенностей. Под бассейнами наблюдается подъем границы Мохо, за счет чего мощность земной коры уменьшается. Скорость продольных волн в слоях средней и нижней коры также уменьшается по сравнению с соседними тектоническими структурами. Таким образом, процесс формирования рифтовых бассейнов сопровождался преобразованием всей земной коры и захватывал верхнюю мантию.

Однако наблюдается ряд фактов, свидетельствующих о существенном влиянии местного геодинамического фактора. Бассейны северной ветви ТЛОРС сформировались на коре разного типа – континентальной, субконтинентальной. Земная кора бассейнов Ляохэ, Среднеамурского, Ханкайского и Нижнеамурского относится к континентальному типу. Однако в Нижнеамурском бассейне уже наблюдаются признаки коры субконтинентального типа – начинает закономерно уменьшаться ее мощность. На восточном фланге Дерюгинского бассейна граница Мохо поднимается уже до глубины 21–23 км и отмечается значительное уменьшение мощности “гранитного” слоя, что позволяет отнести земную кору к субконтинентальному типу.

Процесс растяжения в бассейнах с континентальным типом земной коры реализовывался разными способами. В Ляохэ и Среднеамурском бассейнах проявился асимметричный рифтинг с простым сдвигом (модель Б. Вернике), для которого характерно наличие глубинного срыва. Направление глубинного срыва вдоль рифтовой системы меняется – в бассейне Ляохэ глубинный срыв падает на запад, в Среднеамурском бассейне – на восток. Для окраинно-континентального Нижнеамурского бассейна характерна модель симметричного рифтогенеза.

Отмечается связь максимальных магнитуд землетрясений с особенностями строения и физическими параметрами верхней части земной коры. Наибольшая максимальная амплитуда землетрясений наблюдается в бассейне Ляохэ ($M = 7.8$), который образовался на древних кристаллических толщах Сино-Корейской платформы и для которого характерна самая большая мощность осадочного чехла, интенсивный базальтовый вулканизм и высокий тепловой поток. Величина максимальной амплитуды землетрясений в Ханкайском бассейне несколько ниже ($M = 6.6$). Этот бассейн сформировался на кристаллических образованиях Ханкайского массива и характеризуется несколько меньшей величиной теплового потока, чем в бассейне Бохайвань. Землетрясения с минимальными амплитудами характерны для Средне-

амурского бассейна ($M = 5.5$, по палеосейсмодислокациям $M = 6–6.5$), который характеризуется минимальной в ТЛОРС величиной теплового потока.

Отмечается, что в бассейнах с асимметричным рифтингом сильные землетрясения наблюдаются в тех частях, которые характеризуются высокими прочностными свойствами. В бассейне Ляохэ в верхней части коры, обладающей высокой прочностью ($V_p/V_s = 1.67–1.77$), и произошло в 1975 г. землетрясение с $M = 7.3$. В низах земной коры и в верхах мантии отношение скоростей $V_p/V_s = 1.84–1.86$, и там не наблюдалось очагов землетрясений. В Среднеамурском бассейне западная и восточная части характеризуются разными прочностными свойствами земной коры и верхней мантии – западная часть имеет более высокие прочностные свойства ($V_p/V_s = 1.66–1.74$), чем восточная ($V_p/V_s = 1.78–1.82$). Это обуславливает разную сейсмическую интенсивность: более высокая на западном фланге, в районе города Биробиджан она равна 7 баллам, минимальная в районе Хабаровска – 6 баллов по шкале MSK-64 [31].

В Нижнеамурском окраинно-континентальном бассейне, где процесс растяжения реализовывался посредством пластического перетекания, такая закономерность не выявляется. Землетрясения наблюдаются в западной части бассейна, характеризующейся меньшей прочностью (1.69–1.82), чем восточная часть (1.53–1.82).

К сожалению, слабая изученность бассейнов с корой субконтинентального типа – Северо-Сахалинского и Дерюгинского – глубинными сейсмическими исследованиями не позволяет установить связь прочностных свойств с максимальной амплитудой землетрясений.

Анализ разломной тектоники показал, в формировании бассейнов северной ветви ТЛОРС большую роль играет сопряженная система северо-восточных и северо-западных разломов. Однако в пределах бассейнов наблюдается активизация фрагментов долгоживущих разломов субширотного и субмеридионального простирания. Бассейны северной ветви ТЛОРС образовались на пересечении северо-восточных разломов с разломами субширотного направления или субмеридионального, или тех и других одновременно. Грабены в бассейнах формировались по разломам разных направлений (часто северо-восточного и северо-западного).

На примере Среднеамурского бассейна, заложенного на породах с разным возрастом и составом, видно, что физические свойства пород фундамента оказывают влияние на ориентировку трансферных разломов и приуроченность землетрясений к разло-

мам определенного направления. Более высокая сейсмичность западной части бассейна по сравнению с восточной, скорее всего, может объясняться совместным влиянием прочностных свойств пород фундамента и разломной тектоники.

Присоединение к ТЛОРС Северо-Сахалинского и Дерюгинского бассейнов, конечно, является дискуссионным вопросом. Но ряд факторов позволяет отнести эти бассейны к ТЛОРС: приуроченность всех бассейнов к единой аномалии в верхней части мантии, продолжение разломов северо-восточного простирания материковой части на Северный Сахалин. Последнее хорошо продемонстрировано на схеме структурного районирования Приамурья и сопредельных территорий [28]. Значительная роль в формировании всех бассейнов сопряженных разломов северо-восточного и северо-западного простираний является дополнительным аргументом в пользу выказанного выше предположения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бассейны Тан-Лу-Охотской рифтовой системы имеют существенные структурные и физические различия во всем диапазоне глубин: от верхней части земной коры до глубоких слоев литосферы. Бассейны образовались на пересечении северо-восточных разломов системы Тан-Лу с разломами субширотного направления или субмеридионального, или тех и других одновременно. Процесс растяжения реализовывался разными способами. В бассейнах Ляохэ и Среднеамурском проявился асимметричный рифтинг с простым сдвигом (модель Б. Вернике), для которого характерно наличие глубинного срыва. Направление падения глубинного срыва разное: в бассейне Ляохэ глубинный срыв падает на запад, в Среднеамурском – на восток. Для Нижнеамурского бассейна более подходит модель симметричного рифтогенеза.

Образование бассейнов Ляохэ и Среднеамурского по модели асимметричного рифтогенеза объясняет факт формирования зон повышенной сейсмической опасности не непосредственно в бассейнах ТЛОРС, а вблизи бассейнов. Зоны повышенной сейсмичности наблюдаются в местах подхода глубинного срыва близко к поверхности. Разное направление глубинного срыва обуславливает появление сейсмоопасных зон по разную сторону от системы разломов Тан-Лу: вблизи бассейна Ляохэ – к востоку, а вблизи Среднеамурского бассейна – к западу (рис. 8). В Нижнеамурском бассейне, для которого характерна модель симметричного рифтогенеза, сейсмоопасная зона захватывает весь бассейн.

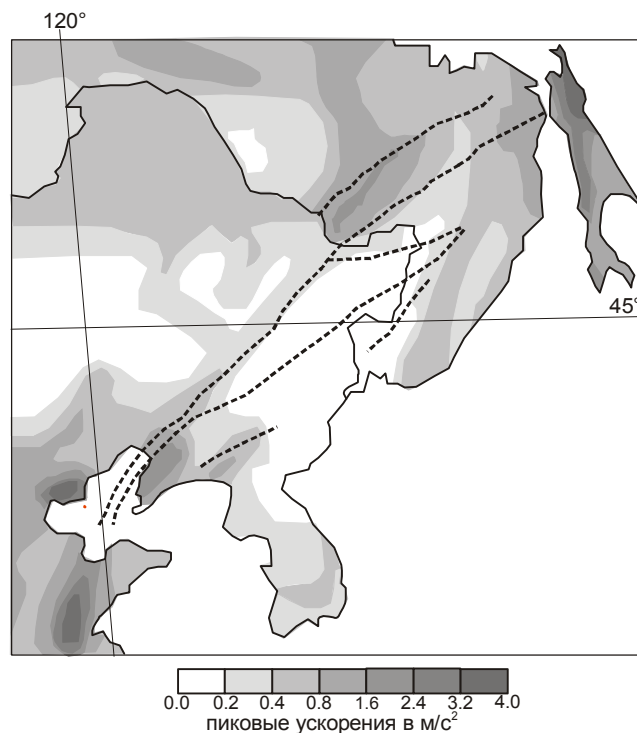


Рис. 8. Сейсмоопасные зоны Тан-Лу-Охотской рифтовой системы, по [44].

Все сказанное выше указывает на то, что бассейны системы представляют собой рифты, в формировании которых велика роль местного геодинамического фактора. Уровень и характер сейсмичности в рифтовой системе в большей мере связаны с местными геодинамическими условиями, чем с принадлежностью к общей системе разломов. Учет роли прочностных свойств важен для уточнения исходной сейсмичности и детального сейсмического районирования.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №16 “Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы” (проект ДВО РАН 06-1-П16-061) и гранта ДВО РАН (проект 06-П-СО-08-030).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.
2. Астахов А.С., Астахова Н.В., Саттарова В.В. и др. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
3. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. и др. Опыт интерпретации МТ-зондирований в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–117.
4. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. 1:2 500 000. М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.

5. Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Рифтогенез и сейсмичность Среднеамурской впадины // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. С. 53–57.
6. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 3–13.
7. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
9. Геотраверс Северо-Китайская равнина–Филиппинское море–Марианский желоб / А.Г. Родников, Н. Иседзаки, Лю Годун и др. М.: Наука, 1991. 152 с.
10. Гололобов Ю.Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 1. С. 29–35.
11. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.
12. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск–мыс Невельского // Регион. геология. 2000. № 10. С. 143–151.
13. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ 2002. 98 с.
14. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // ДАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 104–107.
15. Крылов С.В. Сейсмические исследования литосферы Сибири / Избр. труды. Новосибирск: Акад. изд-во “ГЕО”, 2006. 345 с.
16. Ломтев В.Л., Литвинова А.В. Новые данные о строении подводной окраины Северного Сахалина // Электрон. журнал “Геодинамика и тектонофизика”. 2011. Т. 2, № 1. С. 83–94.
17. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итун-Иланской ветви разломов Тан-Лу // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 55–75.
18. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
19. Никифоров В.М., Альперович И.М., Гаврилов А.И. и др. Аномалии электропроводности земной коры на Северном Сахалине и связь с ними месторождений нефти и газа // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 3. С. 678–681.
20. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмоструктурная и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
21. Николаев В.В. Танлу-Курский разлом: структура фундамента и сейсмичность // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы северо-западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992. Ч. 1. С. 81–92.
22. Потапьев С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология. 1979. № 3. С. 84–97.
23. Прокопьев А.А., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: морфология, геометрия и кинематика. Якутск: ЯФ СО РАН, 2004. 148 с.
24. Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В. и др. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, юго-восток России // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 3–27.
25. Рейснер Г.И., Рогожин Е.А. О потенциальных очагах землетрясений Охотии // Физика Земли. 2000. № 2. С. 56–67.
26. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 24. С. 3–8.
27. Спиридонов А.В. Влияние стадийности формирования трансформных разломов на их ориентировку // Современные вопросы геологии / Материалы Яншинских чтений. М.: Науч. мир, 2002. С. 245–246.
28. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей (м-б 1:3 000 000). Хабаровск: ФГУП “Дальгеофизика”, 2008.
29. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
30. Туезов И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов: Объясн. зап. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1988.
31. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. 1:8000000. Объясн. зап. и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 1999. 57 с.
32. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2002. 494 с.
33. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 81–93.
34. Уфимцев Г.Ф. Морфотектонический образ континентального рифтогенеза: Материалы симпоз., посвящ. памяти Н.А. Логачева / Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 173–175.
35. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
36. Харахинов В.В., Альперович И.М., Никифоров В.М., Терещенков А.А. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Сахалина и Нижнего Приамурья // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 192–195.

37. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 77–86.
38. Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Физика Земли. 1971. № 6. С. 12–17.
39. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Теоретические и практические следствия развития идей М.В. Гзовского в исследованиях Института земной коры СО РАН // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 245–265.
40. Cai D., Luo Yu., Yao Ch. et al. Structures of the Bohai Petroleumiferous Areas, Bohai Bay Basin // Acta Geologica Sinica. 2000. V. 74, N 3. P. 641–650.
41. Global geoscience transect 13 Dong Ujimqin Qi – Donggou, Liaoning, China / Lu Zaohun and Xia Huaikuan. Beijing: Seismological Beijing Press, 1992.
42. Hu J., Xu Sh., Tong X., Wu H. The Bohai Bay Basin // Sedimentary basins of the World / Ed. X. Zhu. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1989. P. 89–105.
43. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Zh.. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.
44. Peizhen Zh., Zhi-xian Yang, Harsh K. et al. Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) in continental Asia // Annali di Geofisica. 1999. V. 42, N 6. P. 1167–1190.
45. Priestley K, McKenzie D., Debayle T., Pilidou S. The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology // Geophys. J. Int. 2008. V. 175, N 3. P. 1108–1126.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.A. Bormotov, T.V. Merkulova

**Cenozoic stage of the evolution of the northern branch of the Tan-Lu-Okhotsk rift system:
deep structure and seismogeodynamics**

The paper considers the specific features of the geological structure, geodynamics, and seismicity of the Tan-Lu-Okhotsk rift system, which includes a number of basins, among them Bohaiwan, Liaohe, Khanka, Middle Amur, and Lower Amur basins. Along with general structural regularities typical for rift zones, in the basins were revealed discrepancies both in deep structure and physical parameters of the upper Earth's crust: in the stress-strain properties distribution also affecting the seismicity level. It was established that the level and nature of seismicity in the Tan-Lu-Okhotsk rift system are largely related to local geodynamic conditions.

***Key words:* rift system, seismic regime, deep structure, fault tectonics, прочностные свойства, Тан-Лу-Окхотск rift system.**