

НЕОТЕКТОНИКА ХАРАУЛАХСКОГО СЕКТОРА ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

В.С. Имаев^{1,2}, Л.П. Имаева^{1,2}, О.П. Смекалин^{1,2}, А.В. Чипизубов¹,
А.Н. Овсюченко³, И.И. Колодезников⁴

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677007, Якутск, просп. Ленина, 33, Россия

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Россия

⁴Академия наук Республики Саха (Якутия), 677007, Якутск, просп. Ленина, 33, Россия

Для территории Хараулахского сектора Верхоянской складчатой системы и сопряженных сегментов сейсмостектонической зоны Черского проведено комплексное исследование, направленное на определение типов сейсмостектонической деструкции и напряженно-деформированного состояния земной коры главных сейсмогенерирующих структур. Проанализированы структурно-тектоническое положение новейших структур, параметры глубинного строения, системы активных разломов, а также поля тектонических напряжений, установленные на основе тектонофизического анализа разрывных и складчатых позднекайнозойских деформаций. Это позволило совместно с геолого-геофизическими данными определить направления главных осей деформаций и выявить структурно-тектоническую закономерность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры Арктического сектора границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Здесь сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры и установлено смешанное поле тектонических напряжений (растяжение, сжатие и их различные комбинации). Вблизи губы Буор-Хая находится полюс вращения Северо-Американской и Евразийской плит, в этом случае неотектонические структуры, расположенные к северу от полюса вращения, должны испытывать в современную эпоху растяжение, а к югу и юго-востоку — сжатие, что подтверждается установленной зональностью тектонических режимов Хараулахского сегмента.

Региональные сегменты, активные разломы, кинематические типы, парагенезисы активных структур, палеосейсмогенные структуры, позднекайнозойские деформации, механизм землетрясения, сейсмостектонические деформации, режимы напряженно-деформированного состояния земной коры, Хараулахский сектор Арктической зоны.

NEOTECTONICS OF THE KHARAUЛАKH SECTOR OF THE LAPTEV SHELF

V.S. Imaev, L.P. Imaeva, O.P. Smekalin, A.V. Chipizubov,
A.N. Ovsyuchenko, and I.I. Kolodeznikov

Seismotectonic deformation and crustal stress pattern have been studied comprehensively in major seismogenic structures of the Kharaulakh sector of the Verkhoyansk folded system and adjacent parts of the Chersky seismotectonic zone. The study focuses on neotectonic structures, deep structure, and systems of active faults, as well as tectonic stress fields inferred by tectonophysical analysis of Late Cenozoic faults and folds. The results, along with geological and geophysical data, reveal main strain directions and structural patterns of crustal stress and strain in the Arctic segment of the Eurasia–North America plate boundary. The area is a junction of mid-ocean and continental structures evolving in a mixed setting of extension, compression, and their various combinations. The rotation pole of the two plates is presumably located near Buor-Khaya Bay. In this case, extension is expected to act currently upon the neotectonic structures north of the bay and compression to control those in the south and southeast. This inference is consistent with the identified zoning of stress and strain in the Kharaulakh sector.

Active fault, slip geometry, paleoseismogenic structure, Late Cenozoic deformation, earthquake mechanism, seismotectonics, crustal stress and strain, Kharaulakh sector, Laptev Shelf

ВВЕДЕНИЕ

Хараулахский сектор является одним из наименее изученных регионов территории северо-востока России. Он служит реперным районом для познания геодинамической эволюции неотектонических структур арктической части зоны взаимодействия между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами. Территориально сектор включает южное окончание системы рифтовых впадин аква-

тории шельфа моря Лаптевых, а также сопряженные структуры побережья, входящие в сеймотектоническую зону Черского. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы. В сеймотектоническом плане Хараулахский сектор подразделяется на тектонические домены с развитием в их пределах характерных парагенезисов активных структур, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры.

Комплексные сеймотектонические исследования, результаты которых приведены в статье, направлены на выявление динамики формирования неотектонических структур и определение тектонических типов напряженно-деформированного состояния земной коры в очаговых зонах сильных землетрясений данного региона. По результатам полевых исследований и литературным данным был проведен анализ структурно-тектонического положения, параметров глубинного строения и систем активных структурообразующих разломов. Прибрежно-шельфовая зона моря Лаптевых представляет собой уникальный геодинамический полигон, на котором исследование позднекайнозойского поля тектонических напряжений методами структурно-геологического анализа сопровождалось изучением следов древних палеоземлетрясений, развитых в областях влияния крупных активных разломов. Это дало возможность получить фактический материал по характеру взаимодействия сейсмогенерирующих структур, развитых в области перехода рифтовых впадин, продолжающих срединно-арктический хребет Гаккеля на шельф моря Лаптевых и далее в глубь евразийского континента в область сеймотектонической зоны Черского [Имаева et al., 2015, 2016; Имаева и др., 2016]. Проведенный алгоритм исследований позволил установить тектоническую позицию и структурно-динамическую организацию основных эпицентральных полей региона, выявить зональность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры и создать региональную структурно-динамическую модель главных сейсмогенерирующих структур территории Хараулахского сектора Арктики и сопряженных сегментов сеймотектонической зоны Черского.

В процессе изучения решался комплекс следующих задач:

- анализ опубликованных структурно-тектонических, геолого-геофизических и сейсмологических данных, построение дополнительных схем, характеризующих общий морфотектонический план региона;
- выявление сеймотектонической реактивизации позднемезозойской тектонической структуры, установление ее влияния на новейший структурный план и тип кайнозойских деформационных процессов;
- зонирование тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры;
- разработка региональной структурно-динамической модели главных сейсмогенерирующих зон.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В тектоническом отношении Хараулахский сегмент является северной зоной Верхоянского складчато-надвигового пояса, испытавшего главную фазу складчатости в раннем мелу [Хаин, 1973; Парфенов, 1984]. Его заложение в рифее на переработанном крае Сибирской платформы и длительная эволюция в качестве обширной пассивной континентальной окраины, аккумулировавшей мощную многокилометровую призму осадков, наложили определенный отпечаток на структуру и характер наблюдаемых дислокаций. Здесь развиты отложения широкого возрастного диапазона: от верхнепротерозойских до кайнозойских включительно. Для домеловых образований, участвующих в строении складчатого сооружения, намечается ряд структурно-формационных зон, отличающихся возрастом, составом и типом дислокации слагающих их отложений. К ним относятся Западная (хр. Туора-Сис, правобережье Лены), Центральная (Хараулахский хребет), Восточная (Приморский кряж, междуречье Хара-Улаха и Куолая) и Северная (северная часть горного сооружения между р. Лена и Быковской протокой) зоны. Их расположение приведено на рис. 1, 2.

В пределах *Западной зоны* развиты главным образом два вещественных комплекса: среднерифейско-кембрийский и пермско-нижнемеловой. Первый в палеотектоническом аспекте отвечает наиболее ранней фазе деструкции континентальной коры Палеосибиря и заложения пассивной окраины. Эти события привели к накоплению в мелководном бассейне мощных (2000—2500 м) толщ карбонатных пород, переслаивающихся с продуктами синрифтового магматизма: щелочными базальтами, диабазами и туфами. Второй комплекс образовался на зрелой стадии развития пассивной окраины (пермь—нижний мел) и представлен мелководными фациями верхоянского терригенного комплекса. Отложения Западной зоны дислоцированы в две крупные антиклинали: Чекуровскую и Булкурскую, в ядрах которых обнажаются пологозалегающие слои верхнего протерозоя. Их западные крылья переходят в крутую (40—60°) моноклираль, образованную мезозойскими слоями и являющуюся бортом Предверхоянского краевого прогиба. С востока с антиклиналями сопряжены более сжатые синклинали, выполненные пермско-нижнемеловыми отложениями. На их восточные крылья по крутым надвигам взброшены кембрийские известняки (северная часть хр. Туора-Сис) и образования Центральной зоны. Крупные надвиги характерны также и для западного крыла Чекуровской антиклинали — по ним рифейско-кембрий-

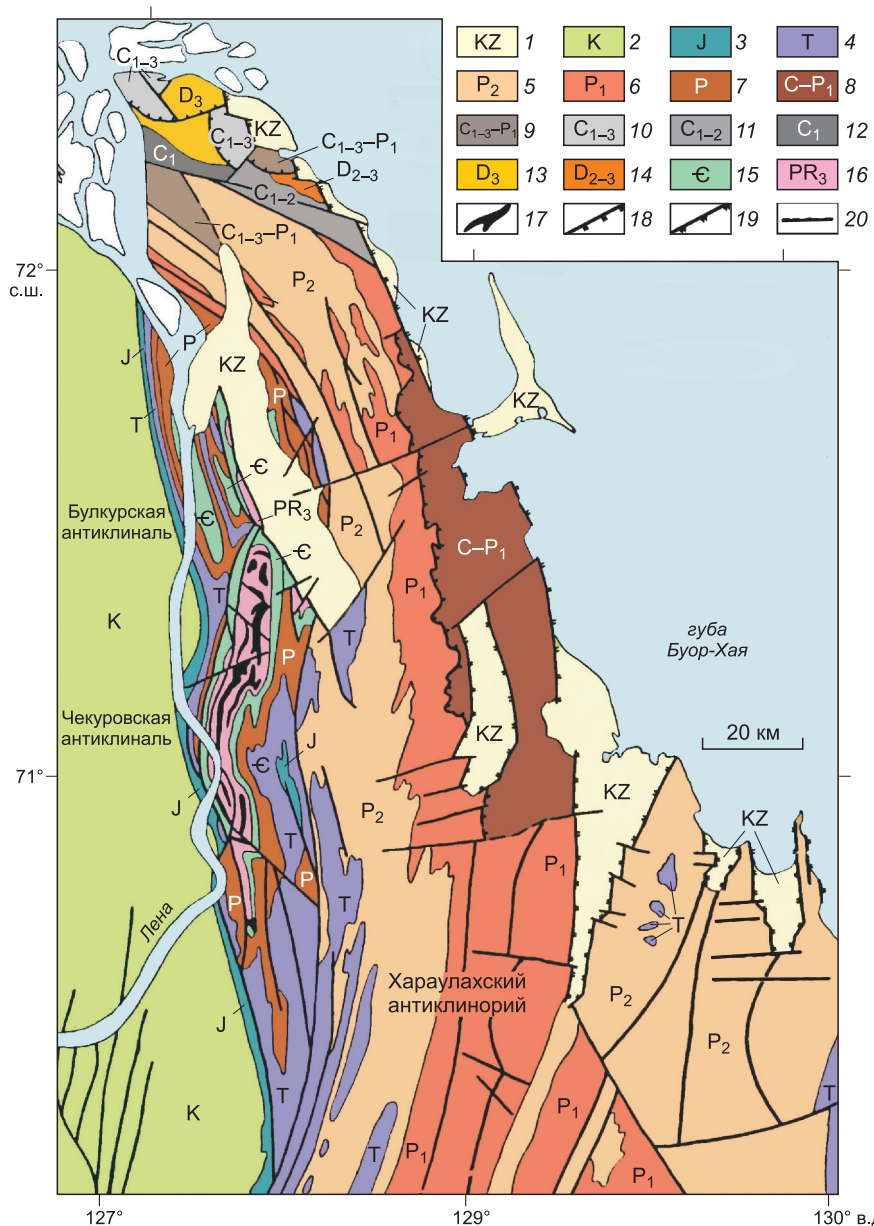


Рис. 1. Геологическая схема Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса, по [Савостин, Драчев, 1988; Государственная..., 1999].

1 — кайнозойская группа, нерасчлененная (глины, песчаники, пески, конгломераты, прослои углей); 2—4 — мезозойская группа: 2 — меловая система (песчаники, алевролиты, прослои углей), 3 — юрская система (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 4 — триасовая система (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 5—15 — палеозойская группа: 5—7 — пермская система: 5 — верхний отдел (песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы конгломератов), 6 — нижний отдел (аргиллиты, алевролиты, песчаники), 7 — верхний и нижний отделы нерасчлененные (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 8 — каменноугольная система — нижний отдел пермской системы (условно), нерасчлененные (аргиллиты, алевролиты, реже песчаники), 9 — каменноугольная система (нижний, средний и верхний отделы) — пермская система (нижний отдел), объединенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 10—12 — каменноугольная система: 10 — нижний, средний и верхний отделы, объединенные (аргиллиты, алевролиты, песчаники), 11 — нижний и средний отделы нерасчлененные (аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки), 12 — нижний отдел (вулканогенные песчаники, аргиллиты); 13, 14 — девонская система: 13 — верхний отдел (известняки, щелочные базальты и трахибазальты), 14 — средний и верхний отделы, объединенные (известняки, щелочные базальты, трахибазальты); 15 — кембрийская система, нижний, средний и верхний отделы, объединенные (известняки, мергели, трахибазальты); 16 — верхнепротерозойская группа, средневерхнерифейские и вендские системы, объединенные (известняки, доломиты, трахибазальты, туфы основного состава); 17 — позднепротерозойско-раннепалеозойские субвулканические тела диабазов, габбро-диабазов, базальтов; 18—20 — разрывные нарушения: 18 — пологие надвиги, 19 — сбросы, 20 — крутые сбросы, надвиги и сдвиги.

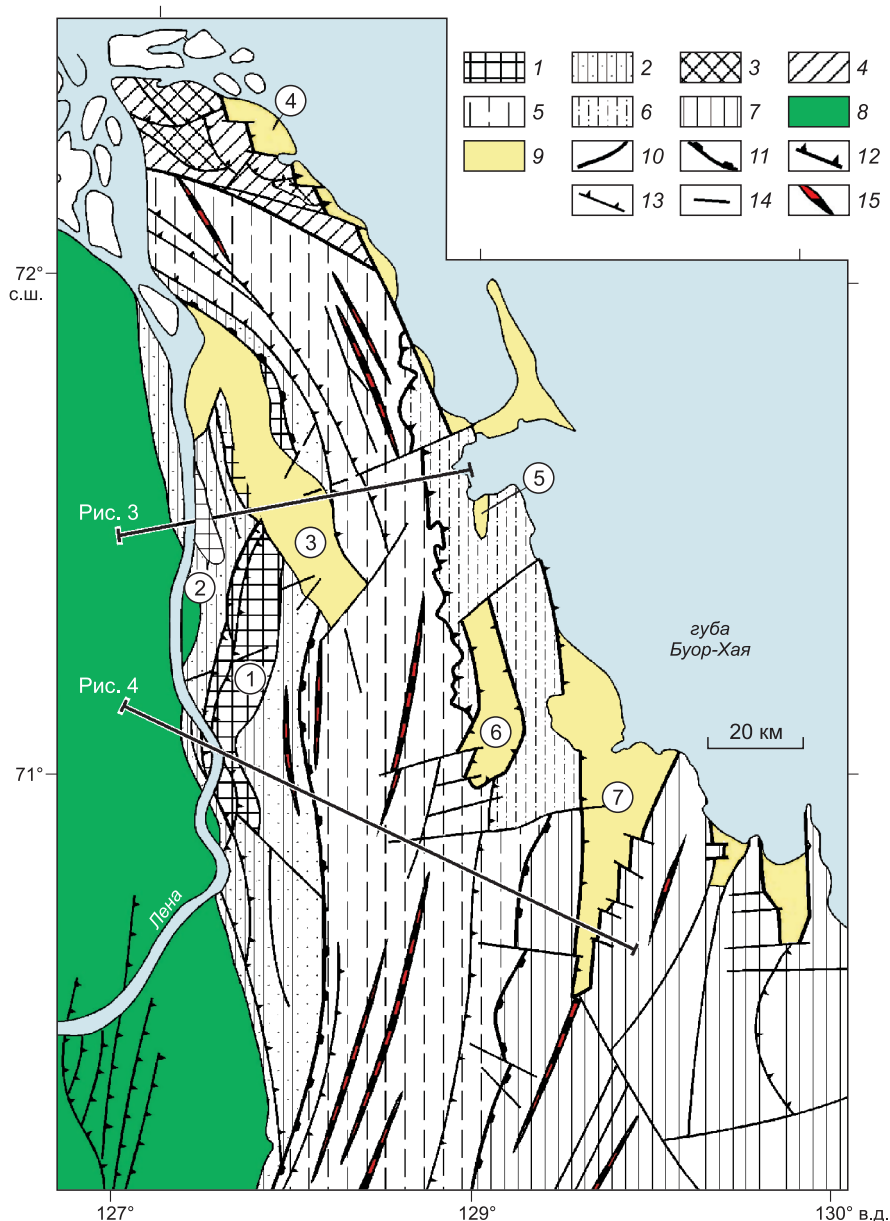


Рис. 2. Тектоническая схема Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса, по [Гусев, 1979; Савостин, Драчев, 1988; Гриненко, Имаев, 1989].

1—7 — докембрийско-мезозойский мегакомплекс: 1, 2 — Западная структурно-формационная зона: 1 — среднерифейско-кембрийский вулканогенно-карбонатный комплекс, 2 — прибрежно-морские фации верхоянского терригенного комплекса (Р-К); 3, 4 — Северная структурно-формационная зона: 3 — среднедевонско-нижнекаменноугольный (С) вулканогенно-карбонатный комплекс, 4 — относительно глубоководные фации удаленного шельфа верхоянского терригенного комплекса (С-Р); 5 — Центральная структурно-формационная зона, относительно мелководные шельфовые фации верхоянского терригенного комплекса (С-Т); 6, 7 — Восточная структурно-формационная зона (глубоководные фации верхоянского терригенного комплекса: 6 — дистальные турбидиты и контуриты Севастьяновского шарьяжа (С-Р), 7 — турбидиты и подводно-оползневые образования (Р-Т); 8 — меловые отложения Верхоянского краевого прогиба; 9 — кайнозойский мегакомплекс: терригенно-угленосные образования (Р), заполняющие грабены, разломные швы на границе структурно-формационных зон; 10 — сдвиги; 11 — крутые надвиги и взбросы; 12 — фронт Севастьяновского шарьяжа; 13, 14 — разрывные нарушения внутри структурно-формационных зон; 15 — взбросы, надвиги, 14 — прочие нарушения; 15 — оси крупных складок. Антиклинали: 1 — Чекуровская, 2 — Булкурская; 3—7 — кайнозойские грабены: 3 — Кенгдейский, 4 — Быковской протоки, 5 — Согинский, 6 — Кунчинский, 7 — Хараулахский. На схеме показаны местоположения сбалансированного и геологического разрезов.

ские толщи надвинуты, местами полого, на пермь и триас [Гусев, 1979; Парфенов, 1984; Прокопьев, Дейкуненко, 2001].

Северная зона также включает два комплекса отложений: среднедевонско-турнейский и залегающий на нем нижнекаменноугольно-нижнепермский. В нижнем комплексе, имеющем в целом карбонат-

ный состав, на уровне верхнего девона развиты покровы щелочных базальтов и трахибазальтов, фиксирующих позднюю фазу рифтогенеза в истории Верхоянской пассивной окраины. В Западной зоне отложения силура, ордовика и практически всего девона отсутствуют, что, может быть, связано с вовлечением этой территории в девонское время в синрифтовое сводообразование. Вышележащие толщи соответствуют низам верхоянского комплекса и представлены относительно глубоководными фациями, которые по литологическим признакам могут быть сопоставлены с обстановкой удаленного шельфа. Верхние горизонты верхоянского комплекса в данной зоне, по-видимому, уничтожены в эпоху позднемеловой раннекайнозойской денудации. Структура Северной зоны образована несколькими крупными надвиговыми чешуями, перемещенными в южном и юго-западном направлениях и разбитых синнадвиговыми сдвигами и крутыми взбросами соответственно юго-западного и субширотного простирания. Вдоль южной границы зоны протягивается сильнодислоцированная нижнекаменноугольная моноклинал, погружающаяся к северо-западу под надвиговые чешуи [Савостин, Драчев, 1988; Гриненко, Имаев, 1989].

Центральная зона имеет долготное простирание приблизительно до траверса Быковского полуострова, а затем разворачивается на северо-запад, становясь параллельной южному ограничению Северной структурно-формационной зоны (СФЗ). Границей между ними является крупный прямолинейный разлом, отчетливо дешифрируемый на космоснимках и имеющий сдвиговую природу с преобладанием левобокковой компоненты. Западным ограничением Северной зоны служит система крутых надвигов и взбросов, косо секущая с юга на север осевую часть хр. Туора-Сис и уходящая далее в бассейны правых притоков р. Кенгдей, где она сложно разветвляется и состоит из серии крутых узких (клиновидных) чешуй, сложенных фрагментами триасового разреза. В пределах Центральной зоны развиты только образования верхоянского комплекса от среднего карбона до среднего триаса включительно. В их составе преобладают относительно мелководные шельфовые фации, особенно на уровне верхней перми. Однако нижние горизонты разреза вдоль восточного фаса зоны имеют глубоководный характер и где преобладают турбидиты. Смена глубоководных отложений на мелководные вверх по разрезу является типичной чертой верхоянского комплекса и объясняется разрастанием (проградацией) осадочной призмы пассивной окраины [Гусев, 1979; Савостин, Драчев, 1988].

Степень дислоцированности отложений Центральной зоны довольно высока. Слои повсеместно смяты в протяженные складки, осложненные субпараллельными осевым поверхностям надвигами и взбросами. Простирание дислокаций в целом соответствует простиранию зоны. Отмечается отчетливая асимметричность антиклиналей, обусловленная западным наклоном осевых поверхностей. Западная вергентность дислокаций характерна для всего Верхоянского складчато-надвигового пояса и отражает общую тенденцию движения масс при деформациях в направлении жесткой платформы [Гусев, 1979; Парфенов и др., 2001]. Складки долготного простирания повторно дислоцированы в условиях субмеридионально ориентированного сжатия. Во многих местах зоны их шарниры изогнуты, а крылья осложнены открытыми складками субширотного простирания и также ограничены взбросами. По-видимому, именно с этим этапом сжатия следует связывать разворот северной части Центральной зоны и южные надвиги Северной.

В *Восточной зоне* развиты отложения приблизительно того же стратиграфического диапазона, что и в Центральной: от нижнекаменноугольных до среднетриасовых включительно. Выделение ее в качестве самостоятельной единицы обусловлено тем, что здесь почти весь разрез сложен весьма глубоководными фациями, отражающими обстановку подножия континентальной окраины. Лишь в верхней перми появляются горизонты грубообломочных образований оползневого происхождения, которые можно интерпретировать как фации континентального склона. Нарастание степени глубоководности отложений при переходе от Центральной зоны к Восточной носит в целом плавный характер. Поэтому граница между ними проведена с некоторой долей условности. Исключение составляет ее отрезок между левыми притоками р. Кунга на юге и побережьем зал. Неелова на севере. Здесь граница совпадает с фронтальной частью Севастьяновского шарьяжа — одной из самых примечательных структур Северного Верхоянья [Парфенов, 1985; Имаев и др., 2000].

Севастьяновский шарьяж сложен исключительно глубоководными отложениями карбона и нижней перми, среди которых преобладают дистальные турбидиты и контуриты. Весь этот комплекс перемещен (шарьирован) на мелководные отложения перми Центральной зоны. Исходя из существенных фациальных отличий нижнепермских пород по обе стороны от фронта шарьяжа, можно предположить, что амплитуда его перемещения должна составлять десятки километров [Савостин, Драчев, 1988; Гриненко, Имаев, 1989]. Подошва шарьяжа, как это можно наблюдать на его фронте, не является четко локализованной поверхностью. Она состоит из серии тонких тектонических пластин, ограниченных субгоризонтальными срывами, маркированными кварц-литокластической брекчией. Яркой чертой внутренней структуры шарьяжа является повсеместное развитие пластинчатого кливажа, расслаивающего породу на тонкие параллельные пластинки. Кливаж простирается в северном и север—северо-западном

направлении, образовался одновременно с перемещением шарьяжа в первую фазу складчатости. Наложенные деформации второго этапа распознаются по изгибам кливажа в конические складки с широтно-ориентированными шарнирами. Стиль дислокаций в остальной части Восточной зоны определяется долготными складками и взбросами западной вергентности.

На рис. 3, 4 приведены структурные разрезы через Хараулахский сегмент. Северный разрез (см. рис. 3) составлен с учетом геофизических данных, южный (см. рис. 4) основан на геологических наблюдениях с учетом данных геологического картирования. Устанавливаются две поверхности регионального срыва. Верхний срыв проходит в основании верхнепалеозойских турбидитов, в нескольких метрах выше стратиграфического несогласия, отделяющего их от подстилающих карбонатных палеозойских отложений. Нижний срыв предполагается между верхнедокембрийскими отложениями и кристаллическим фундаментом на основании сейсмических, гравиметрических данных и структурных соотношений [Парфенов и др., 2001].

Таким образом, по данным структурного и геометрического анализов структурно-формационных зон в Хараулахском сегменте устанавливаются два этапа складчатости мезозойского возраста [Гусев, 1979; Парфенов, 1984; Савостин, Драчев, 1988; Гриненко, Имаев, 1989; Прокопьев, Дейкуненко, 2001]. Ранняя складчатость имела место в восточной части сегмента и выразилась в образовании складок и разломов северо-восточного простирания. Складчатость второго этапа имеет субдолготную ориенти-

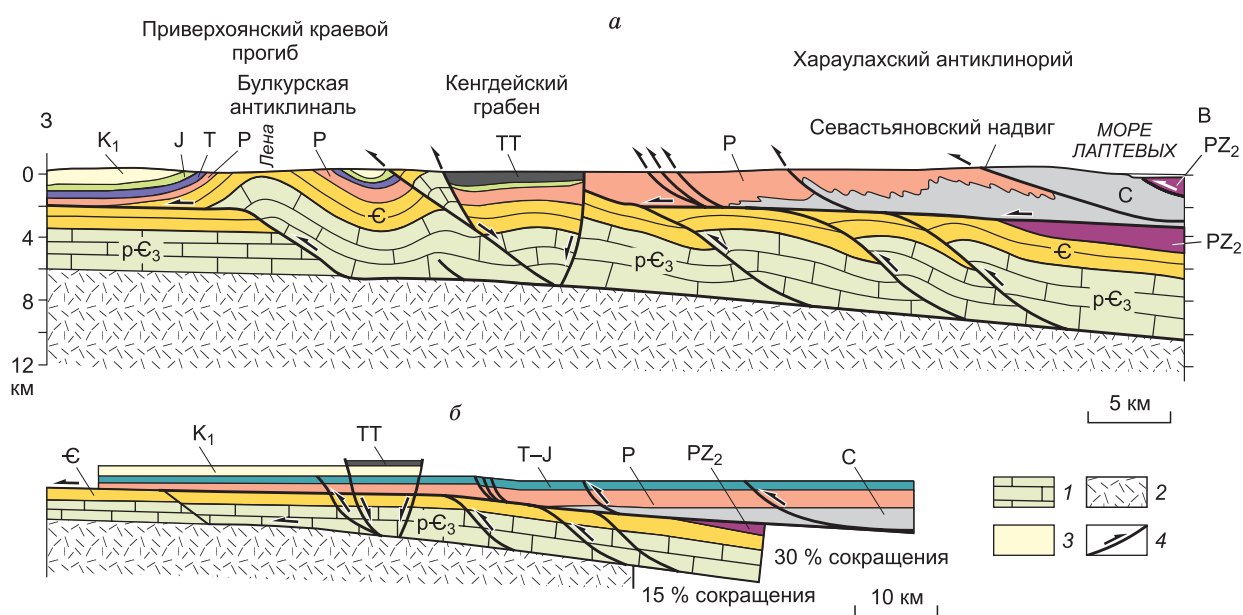


Рис. 3. Сбалансированный (а) и восстановленный (б) разрезы через северную часть Хараулахского сегмента, по [Прокопьев, Дейкуненко, 2001].

1 — доломиты; 2 — кристаллический фундамент; 3 — песчаники; 4 — надвиги. ТТ — третичные отложения. Местоположение разреза см. на рис. 2.

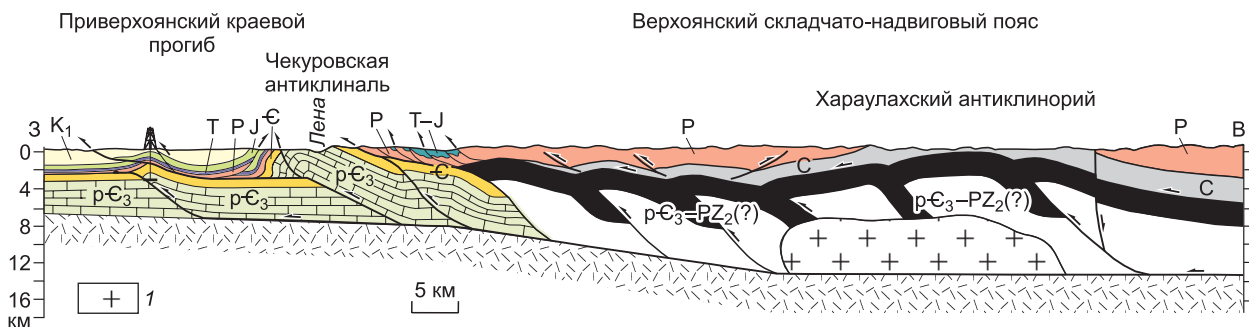


Рис. 4. Геологический разрез южной части Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора, по [Прокопьев, Дейкуненко, 2001].

1 — гранитная интрузия. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2. Местоположение разреза см. на рис. 2.

ровку с отклонением к северо-западу. С ней, по-видимому, связано образование основных надвиговых структур и формирование коленаобразного изгиба Хараулахского сегмента, переходящего по простиранию на левобережье дельты р. Лена, в зону складок Оленекского сектора.

Кайнозойский мегакомплекс представлен в основном палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием в подошве на различных горизонтах дислоцированного докембрийско-мезозойского мегакомплекса. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин, наиболее известными из которых являются Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки [Имаева и др., 2007]. Их заложение в палеогене обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хр. Гаккеля [Грачев, 1996]. В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами. По данным М.Ф. Лобанова [1951], причиной этих дислокаций в грабене Сога является надвиг борта на его заполнение. Все эти факты указывают на проявление в кайнозое фазы сжатия. Результаты специальных структурных исследований позволяют говорить о субширотной ориентировке оси сжатия, а рассмотрение данных по кайнозойским разрезам Хараулахского сегмента и сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте данного события [Савостин, Драчев, 1988; Гриненко, Имаев, 1989].

Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоцен-четвертичное время. Молодые сбросы, смещающие неогеновую кору выветривания, известны вдоль побережья зал. Буор-Хая. Ось растяжения была ориентирована в субширотном или северо-восточном направлении. История развития шельфовой части моря Лаптевых, включая дельту р. Лена, п-ов Быковский и другие, в четвертичное время резко отлична от континентальной части Хараулахского сегмента. Здесь широко проявились тектонические движения в основном сбросового характера, обусловившие блоковое строение этой территории. Это хорошо прослеживается по различному гипсометрическому положению позднечетвертичных и голоценовых осадков. По данным Р.О. Галабала [1983], в центральной части дельты р. Лена подошва голоценовых аллювиальных отложений прослеживается у современного уровня Трофимовской протоки, а в северо-восточной оконечности скважина, пробуренная до глубины 25 м, ее не достигла. В западной части дельты зырянско-сартанские слои смещены по разлому на 30 м. Формирование сбросовых структур в этом районе свидетельствует о фазе растяжения с осями предположительно субширотного и северо-восточного направлений.

В данных динамических условиях в кайнозойское время активными являлись разломы двух направлений. По субдолготным нарушениям отмечаются в основном сбросовые и взбросовые разновозрастные подвижки, тогда как субширотные обнаруживают более сложную кинематику с преобладанием разнонаправленной сдвиговой компоненты [Имаев и др., 2000; Имаева и др., 2016]. Восстановление ориентировки осей палеотектонических напряжений находится в удовлетворительном соответствии с направлением относительных перемещений Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, что подтверждает идею о связи новейшей активности района с их взаимодействием [Грачев и др., 1973; Grachev, 1982; Савостин и др., 1984; Зоненшайн и др., 1990; Тектоника..., 2001].

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

Разрывные нарушения всегда играли существенную роль в формировании тектонических структур земной коры. Анализируя местоположение и кинематику разломов, можно восстановить динамику процессов, протекавших в той или иной геологической обстановке, расшифровать особенности развития морфоструктур в пространстве и времени. Несомненна значимость дизъюнктивов и в сейсмогеологии, поскольку крупные разрывы чаще всего являются зонами разрядки упругих напряжений, где, как правило, происходят сильные землетрясения [Гзовский, 1975; Губин, 1987]. В данном разделе рассматриваются разломы, активные в позднем кайнозое, так как именно с ними связываются проявления сейсмичности территории. Здесь и далее под активными разломами понимаются нарушения, активные на протяжении позднего плейстоцена—голоцена, т. е. последних 100 тыс. лет при изучении подвижных областей и до 700 тыс. лет при изучении стабильных, платформенных структур [Трифонов, 1985, 1999, 2001; Трифонов и др., 1993]. Следует отметить, что период в первые десятки тысяч лет является временем, в течение которого сформировалось большинство наблюдаемых в настоящее время форм рельефа. Отсюда следует общее свойство активных разломов, практически значимое для их обнаружения и картирования, они деформируют элементы рельефа (и отложения) молодого (позднеплейстоцен-голоценового) возраста.

На исследуемой территории по совокупности имеющейся геолого-геофизической информации выявлены системы региональных и локальных разломов, активных в кайнозое, при этом их кинематика подтверждается диаграммами трещиноватости и фокальных механизмов очагов землетрясений (рис. 5). По особенностям пространственного расположения, протяженности и кинематики все дизъюнктивные нарушения объединены в четыре основные группы: Приморскую систему сбрососдвигов, Западно-Верхоянскую систему надвигов, Хараулахскую систему сдвиго-сбросов и Буор-Хайнскую систему сбросов.

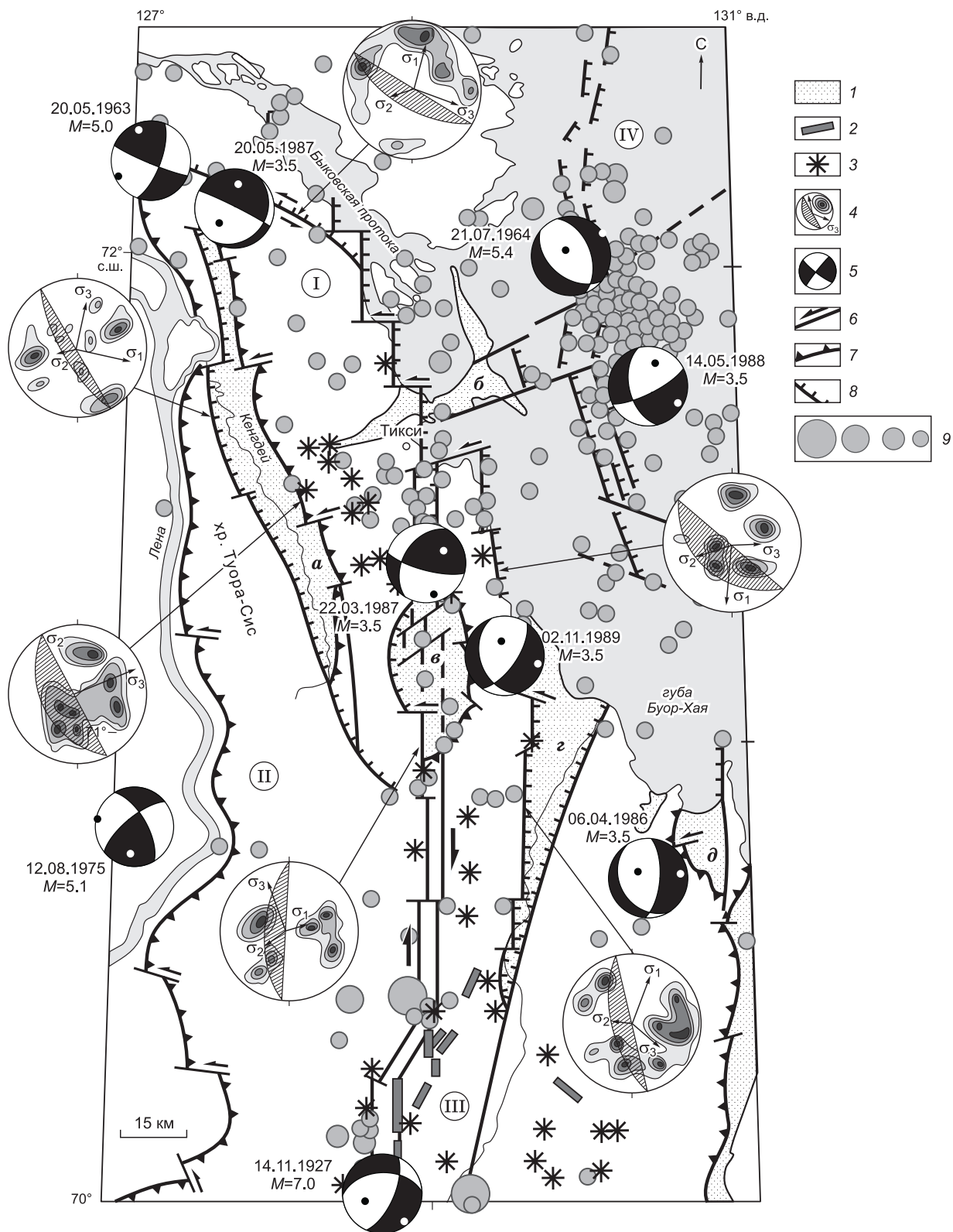


Рис. 5. Схема сеймотектоники Хараулахского сегмента.

I — кайнозойские впадины: *a* — Кенгдейская, *б* — Хорогорская, *в* — Кунгинская, *г* — Хараулахская, *д* — Нийбинская; *2* — сейсмодислокации; *3* — сейсмопроявления; *4* — диаграммы трещиноватости горных пород с положением векторов главных осей напряжений и плоскости разлома; *5* — фокальные механизмы землетрясений с указанием даты их возникновения и магнитуды (нижняя полусфера, выходы осей главных напряжений сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками); кинематика активных разломов: *6* — сдвиги; *7* — надвиги; *8* — сбросы; *9* — эпицентры землетрясений (за период 1957—2016 гг.) соответственно с магнитудой (*M*): ≥ 6.8 , $5.0-6.7$, $4.9-4.0$, ≤ 3.9 . Сейсмичность представлена по данным ЯФ ФИЦ ЕГС РАН и ЕГС РАН. Система активных разломов: *I* — Приморская, *II* — Западно-Верхоянская, *III* — Хараулахская, *IV* — Буор-Хаинская.

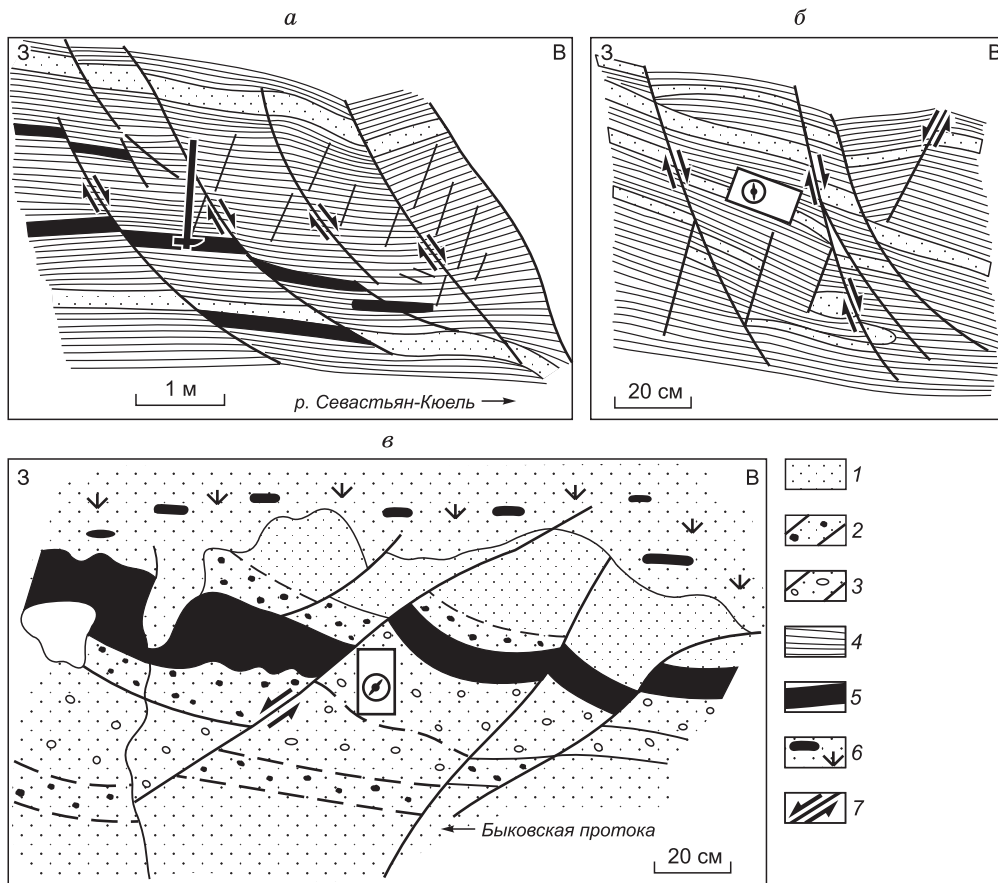
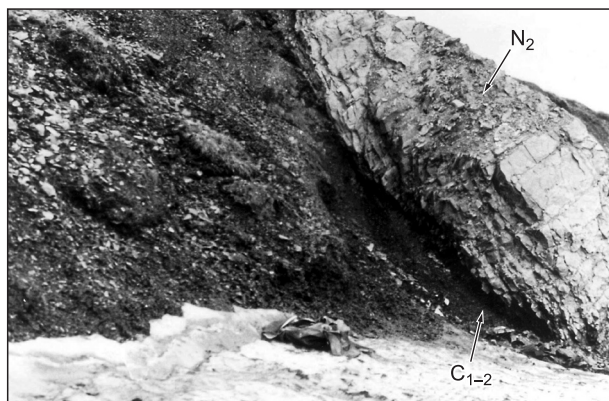


Рис. 6. Сбросовые смещения в стратиграфически разных по возрасту породах побережья моря Лаптевых, по [Имаев и др., 2000].

a — карбоновые толщи р. Севастьян-Кюель; *б* — пермские породы р. Хорогор; *в* — эоценовые толщи Быковской протоки. 1 — песчаники; 2 — пески с разными размерами галечников; 3 — гравелиты; 4 — сланцы; 5 — угли и лигниты; 6 — растительный покров с супесью; 7 — сбросы.

На крайнем севере территории обособляется *Приморская система*. Наиболее значимым дизъюнктивом является Приморский сброс западного—северо-западного простирания с небольшой левосторонней сдвиговой компонентой. Он протягивается примерно на 50 км субпараллельно Быковской протоке от дельты р. Лена к зал. Неелова губы Буор-Хая. Его кинематика и ориентация плоскости сместителя подтверждается диаграммами трещиноватости и механизма очага землетрясения 30 июля 1987 г. Далее к югу Приморский сброс вдоль западного побережья губы Буор-Хая продолжает серия субдолготных (северо—северо-западного простирания) сбросов общей протяженностью 160 км, рассекаемых северо-восточными сдвигами. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины. Они выражены здесь причудливым обликом современного рельефа в виде характерных рубленых форм и резких уступов. Их рабочие плоскости устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевроитах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и много-



терных рубленых форм и резких уступов. Их рабочие плоскости устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевроитах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и много-

Рис. 7. Листрический сброс, развитый на побережье моря Лаптевых в районе устья р. Ыт-Юреге.

Темный фон на фотографии соответствует выходам тиксинской свиты (C_{1-2}), породы светлого тона соответствуют выходам коры выветривания плиоценового возраста (N_2). Фото В.С. Имаева.

Рис. 8. Схема районирования гравитационного поля Хараулахского сегмента, по [Имаев и др., 2000].

1 — области аномального гравитационного поля (структуры первого порядка, I — Верхоянская, II — Усть-Ленская, III — Хараулахская); 2 — их условные границы; 3–5 — участки аномального гравитационного поля (структуры второго порядка): 3 — минимумы гравитационного поля: *a* — с амплитудой более 20 мГал, *б* — от 10 до 20 мГал, *в* — от 4 до 10 мГал, *г* — менее 4 мГал; ПВ — Предверхоанский, К — Кенгейский, КГ — Кунгинский, Н — Нееловский; 4 — максимумы гравитационного поля: *a* — с амплитудой более 20 мГал; *б* — от 10 до 2 мГал, *в* — менее 10 мГал; БЛ — Быковско-Ленский, ТС — Туора-Сисский; 5 — зоны монотонно изменяющегося гравитационного поля: *a* — с градиентом более 11 мГал/км, *б* — от 3 до 7 мГал/км, *в* — от 1 до 3 мГал/км, *г* — от 0.5 до 1.0 мГал/км, *д* — менее 0.5 мГал/км; ВВ — Восточно-Верхоанская, БЛ — Быковско-Ленская.

численными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров (рис. 6). С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы.

Таким примером может служить разлом, картированный в береговых обнажениях 8–10-метровой морской террасы зал. Буор-Хая неподалеку от впадения в него р. Ыт-Юреге (рис. 7). Здесь примерно в 50 км к югу от пос. Тикси (600 м на северо-запад от устья р. Ыт-Юреге) наблюдается зона контакта карбоновых сланцев и миоценовой коры выветривания, представленной каолинитовыми глинами, развивающимися по сланцам. Зона диагностируется как листрический сброс с выполаживанием его плоскости сместителя (изменение угла падения с 55° в верхней части до 30–35° в нижней части обнажения). Плоскость разлома тянется параллельно морскому берегу и имеет северо-восточное падение (азимут падения 50°). К ней приурочено развитие милонитов мощностью 20–25 см, а в коренных породах фиксируются многочисленные зеркала скольжения сбросового типа.

В поле силы тяжести (рис. 8) Приморская разрывная система представлена Быковско-Ленской высокоградиентной зоной северо-западного простираения, интенсивность ее на отдельных участках достигает 20 мГал/км. При пересечении этой зоны с северо-востока на юго-запад фиксируется резкое погружение кристаллического фундамента. По расчетам указанная зона представляет собой серию сближенных тектонических нарушений типа сбросов, суммарная амплитуда смещения по которым составила свыше 6 км на северо-западе и около 2 км на юго-востоке (данные ЦПСЭ «Якутскгеология»). Этой же зоной разломов контролируется цепочка впадин северо-западного простираения, выполненных, судя по интенсивности связываемых с ними минимумов поля силы тяжести, рыхлыми палеоген-четвертичными осадками. Многочисленные изломы Быковско-Ленской зоны интенсивных градиентов, возможно, указывают на последующую нарушенность зоны сбросов сдвигами. Амплитуда горизонтальных смещений по одному из них превышает 10 км.

При полевых исследованиях в зоне динамического влияния Приморской разрывной системы установлены палеосейсмогенные деформации, пространственно тяготеющие к Быковско-Ленской зоне высокоградиентных структур. Они, по-видимому, связаны с позднекайнозойской активизацией этой крупной зоны левых сбрососдвиговых разрывов. Палеосейсмогенные уступы, расположенные на разных гипсометрических уровнях правого берега Быковской протоки и смещенные друг относительно друга, свидетельствуют о голоценовой активизации Приморского разлома (рис. 9, 10).

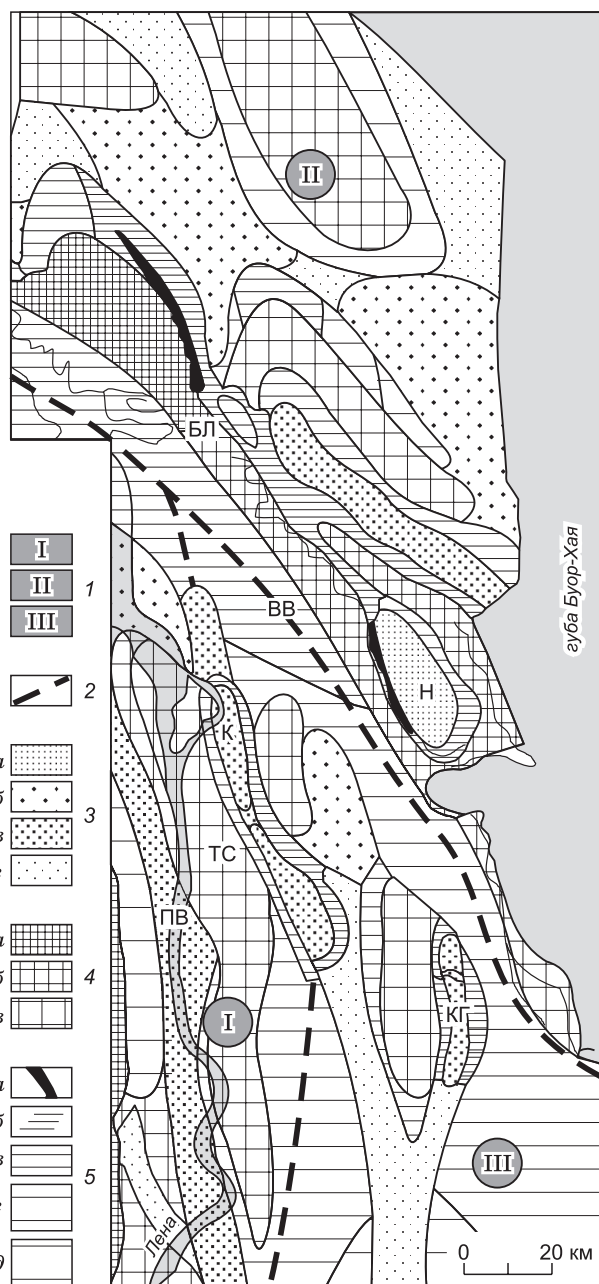




Рис. 9. Местоположение Приморского разлома и места обнаружения палеосейсмогенных деформаций (отмечены звездочкой).

Кроме Приморской разрывной системы сбросы устанавливаются также в других частях территории. Так, сбросовый тип движения фиксируется в Хараулахской и Кенгдейской впадинах. Это наглядно видно по диаграммам трещиноватости горных пород. Борты Хараулахской впадины представляют собой сбросы с крутыми (до

70—75°) углами падения их сместителей. Поперечные к ним разрывы, разделяющие плоскости этих сбросов на отдельные отрезки, являются сдвигами. Кинематика последних устанавливается по их соотношению со смещаемыми сбросами. О сбросовой природе ограничений Хараулахской впадины свидетельствуют также данные фокального механизма землетрясения 1989 г. Непосредственными структурными наблюдениями сбросы выявлены на западном борту Кенгдейской депрессии. Эти данные подтверждаются особенностями геофизических полей. В гравитационном поле западная граница впадины характеризуется градиентом 7—10 МГал/км. Строгая линейность этого участка, его интенсивность и морфология позволяют уверенно говорить о сбросовом ограничении названного борта (угол падения 80—90°). Скорее всего, это серия сближенных сбросов, расстояние между крайними из которых не превышает 2 км.

Западно-Верхоянская система протягивается на правобережье низовьев р. Лена и отделяет структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса от Сибирской платформы. В районе Чекуровка надвиги прослеживаются также на левобережье Лены, где по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежачего крыла и вендские образования висячего. Амплитуда горизонтального смещения составляет здесь около 400 м. В 20 км по р. Чебукулах (правобережье р. Лена) надвиги выражены зоной контакта нижнекембрийских и мезозойских пород с амплитудой горизонтального смещения до 1 км. Южнее, в бассейне р. Джарджан, плоскости сместителей становятся пологонаклонными и представляют собой тектонический покров с горизонтальным смещением 3—4 км [Гусев, 1979; Гриненко, Имаев, 1989]. В гравитационном поле указанная система разрывов выделяется субдолготной группой локальных минимумов Предверхоянского прогиба и максимумов Туора-Сисского выступа. Граница между этими структурами неконтрастная, угол ее падения колеблется от 22 до 90°.

Кинематический тип и элементы залегания плоскостей Западно-Верхоянских надвигов подтверждаются данными трещиноватости и фокального механизма землетрясения 12 августа 1975 г. с $M_w = 5.1$. По некоторым данным [Fujita et al., 2009], это событие трактуется как ядерный взрыв, осуществленный в целях изучения корового преломления. Несмотря на древний возраст заложения, рассматриваемая система разломов активна и в современное время, на что указывает отчетливая морфологическая выраженность фронтальной части и эпицентры слабых землетрясений, приуроченные к зоне ее динамического влияния.

Вне Западно-Верхоянской разрывной системы локальные надвиги фиксируются в обрамлении восточного борта Кенгдейской, Согинской, Няйбинской и других небольших впадин. Их наличие подтверждается прямыми структурными наблюдениями, данными сейсморазведочного профиля МОВ ОГТ Левобережье р. Лена — пос. Тикси и материалами разведочного бурения. Так, в палеоценовых отложениях Согинской впадины (южный берег бухты Тикси) изучены довольно крупные (амплитудой в несколько метров) синусоидальные складки субдолготного простирания с наклоном крыльев (в 30—40°), входящие в автохтоне разрыва с углом наклона на плоскости сместителя в 10—12°, по которому карбоновые породы надвинуты на впадину.



Рис. 10. Внешний вид скарпов и других сейсмоявлений вдоль правого борта Быковской протоки (помечен стрелками).

При маршруте по р. Кенгдей вблизи устья Лены (ниже его правого притока р. Князь-Юреге) зартирован пологий надвиг, по которому взаимодействуют существенно-песчаная и преимущественно угленосная части разреза нижнего эоцена [Гриненко, Имаев, 1989]. Песчаная часть разреза, образующая лежачее крыло надвига, представлена алевритопесчаной толщей с обильными находками фауны пресноводных моллюсков. Висячем крыле вскрыты три пласта угля мощностью в 0,3 м (нижний и средний) и около 1,5—2,0 м (верхний), между ними залегают алевриты и разнородные песчаники, включающие многочисленные отпечатки листьев. Надвиг фиксируется по смещению нижнего угольного пласта висячего крыла. Плоскость его субгоризонтальна в южной половине обнажения, а во фронтальной части становится более крутой (30—35°), где образуется веер микронадвигов, приращиваемых к северо-западу.

Надвиг сопровождается также тектоническими трещинами, отчетливо проявляющимися в литифицированных прослоях песчано-алевритовой толщи. На круговой диаграмме четко выделяются несколько максимумов, группирующихся в субдолготный и северо-восточный пояса. Их пространственное положение относительно рабочей плоскости разлома указывает на генеральное надвиговое движение по нему. При этом его висячее юго-восточное крыло смещалось как к северу, так и к северо-западу. Надвиг ориентирован вкрест простирания Кенгдейской впадины, что также указывает на северо-западное перемещение материала.

Алевритопесчаная нижнеэоценовая толща (лежачее крыло) имеет моноклиальное падение на запад по азимуту 270—390° с углами 8—10° и резко осложнена в зоне надвига: здесь осадки падают на юго-восток (120°) и имеют более крутые углы (30—35°). По массовым замерам слоистости, выполненным в разных частях обнажения в лежачем и висячем крыльях, выявляется простая открытая складка, простирающаяся субпараллельно плоскости надвига с азимутом падения 0°, углом 40°. Такие же параметры имеет шарнир складчатых дислокаций, замеренный в других точках наблюдений в Кенгдейской впадине. Так, в устье р. Данила-Юреге (правый приток р. Кенгдей) нами наблюдался замок антиклинальной складки, шарнир которой имеет замеренный азимут простирания 360° и угол, близкий к горизонту (3—5°). Крылья складки падают на запад (270°) и восток (90°) при углах соответственно в 20—22° и 10°. В целом толщина перемещений пластины Князь-Юрегенского надвига, определенная по высоте обнажения и видимой мощности разреза висячего крыла, составляет более 60 м.

Наличие складок в эоценовых осадках Кенгдейской впадины, несомненно, указывает на горизонтальное сжатие, действовавшее здесь в направлении юго-восток-северо-запад. Время формирования надвига восточного ограничения этой впадины оценивается в интервале верхний эоцен—средний плейстоцен, но не моложе плейстоцена. Последнее определяется тем, что позднеплейстоценовые галечные отложения террасового комплекса Кенгдейской впадины плащеобразно залегают на нижнеэоценовых осадках и ненарушенно перекрывают Князь-Юрегенский надвиг. Предпочтение отдается среднеплейстоценовому возрасту надвигов, поскольку известно, что песчаники раннего плиоцена в разрезе близрасположенного к Кенгдею о. Сардах (дельта Лены) также смяты в небольшие по размерам (до метра) простые складки. В гравиметрических материалах (см. рис. 8) надвиги восточного борта Кенгдейской впадины не находят своего выражения.

В центральной части района исследований трассируется *Хараулахская система*. Она начинается в южных отрогах Хараулахского хребта и прослеживается вдоль его западных склонов от р. Берис (правый приток р. Лена) до Кунгинской впадины на севере. Система представляет собой зону сближенных субпараллельных долготных нарушений шириной 6—7 км и длиной до 200 км, состоящую из двух прямолинейных отрезков, расположенных кулисообразно друг к другу и соединенных диагональной перемычкой растяжения шириной в 3 км и протяженностью 20—25 км. Активность Хараулахских разломов подчеркивается яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также землетрясений, включая сильные 8—9-балльные Булунские события 1927—1928 годов. Самым мобильным является южный фланг этой системы разрывных нарушений, где они в субдолготном направлении пересекают западные склоны Хараулахского хребта параллельно его осевой линии на расстоянии 15 км. Один из них дешифрируется на аэрофотоснимках прямой линией, которая однотипно с амплитудой 10—15 м смещает многочисленные субширотные параллельные русла р. Буркан и Баданг-Балагиных (бассейн р. Берис), а также пересекает разделяющие их водораздельные хребты (рис. 11).

Прямые структурно-геологические наблюдения, а также анализ трещиноватости в зоне влияния выявленного дизъюнктива показали, что его кинематика соответствует правому сдвигобросу, на что указывает и фокальный механизм Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. На сферограммах трещиноватости и механизма очага наблюдается совпадение элементов залегания плоскости сместителя рассматриваемого разлома, имеющего север—северо-восточное простирание (см. рис. 5). На местности он надежно выделяется в виде кулисообразных рвов, секущих современный рельеф и гидросеть (см. рис. 11). Отдельные его фрагменты следятся на горных отрогах пологими рвами, полузатянутыми гру-

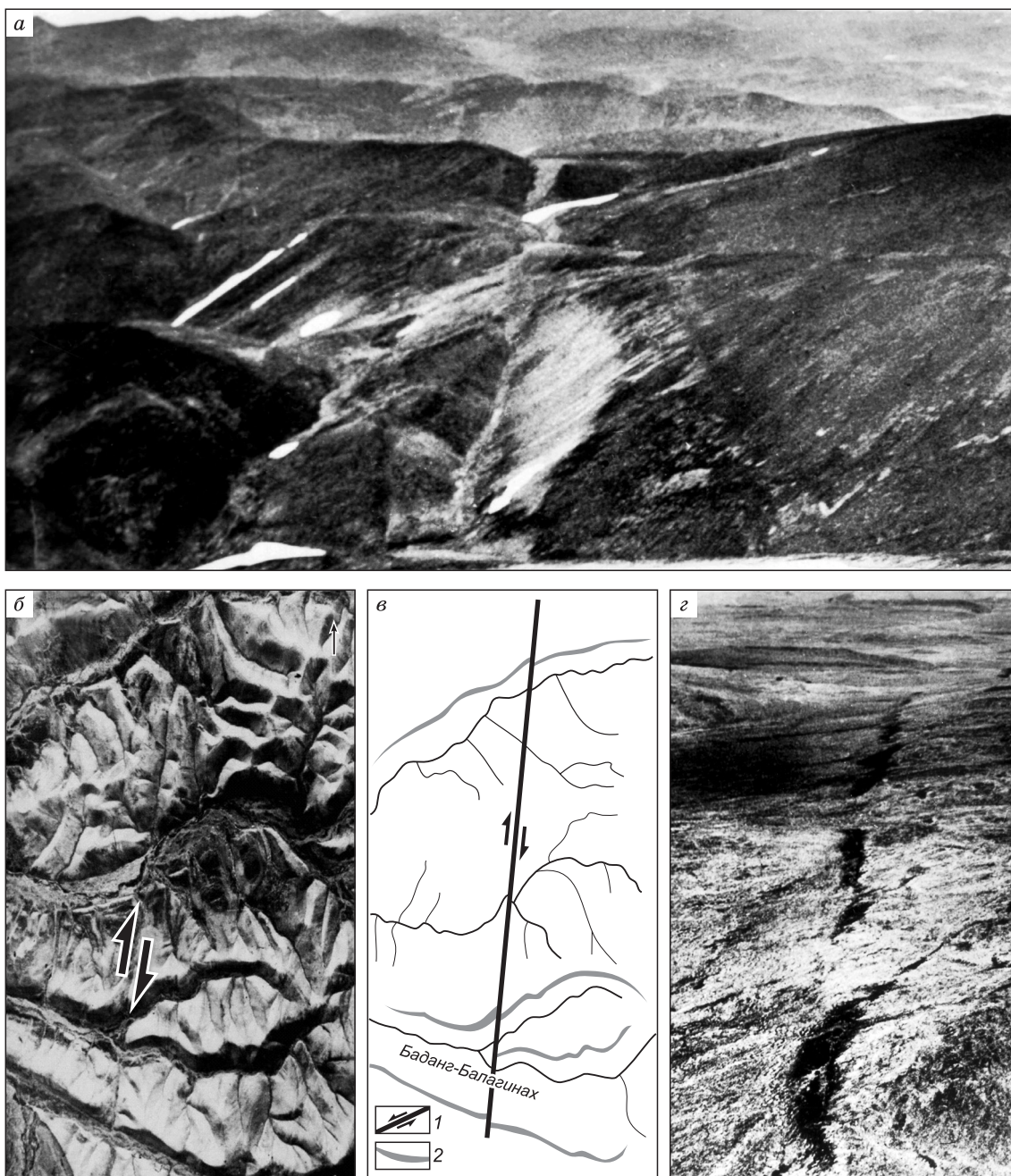


Рис. 11. Сейсмодислокация Берис.

a — фотоснимок системы рвов, вскрытых на земной поверхности при Булунских землетрясениях 1927–1928 годов ($M \geq 7.0$); *б* — аэрофотоснимок сейсмодислокации Берис, стрелками показана плоскость разлома; *в* — фрагмент дешифрирования данного снимка: 1 — сдвиги, 2 — осевые части водоразделов; *г* — фотоснимок сейсмогенных трещин растяжения, фиксируемых в зоне Хараулахских разломов (место возникновения сейсмодислокации Берис).

бообломочным делювиально-пролювиальным материалом, и трассируются снежниками. Наиболее яркие признаки современной активизации отмечены в зоне диагональной перемычки. Здесь обнаружено более 20 проявлений и сейсмодислокаций гравитационного и тектонического генезиса. Некоторые из них, закартированные в бассейнах рек Баданг-Балагинах, Нянгылбыя, Ойун-Юреге (притоки р. Хараулах), представляют собой вскрытые на дневной поверхности участки активизированных разломов.

На схеме районирования гравитационного поля зона влияния Хараулахских сдвигобросов территориально совпадает с областью аномального гравитационного поля (см. рис. 8, усл. 1, III). Последняя представляет собой обширный минимум поля силы тяжести 60—80 мГал, распространяющийся далеко

на юг за пределы площади исследований. Основное простирание изоаномал-долготное. Центральная часть этой аномальной области выделяется как линейная зона малоамплитудных гравитационных минимумов. Ее пространственная ориентация повторяет расположение Хараулахской системы разрывов. К северу область минимумов распадается на две зоны, одна из которых соответствует кенгдейскому, другая — кунгинскому контрастным минимумам поля силы тяжести. Количественная интерпретация гравиметрических материалов дала возможность предположить, что данная аномальная область может быть связана со сквозь коровым или даже мантийным разуплотнением вещества. Диагональная перемычка Хараулахских разломов отражена в магнитном поле цепочкой изометричных положительных аномалий, что объясняется гидротермальными процессами, когда в зонах разрывных нарушений могли образоваться магнитные минералы.

Буор-Хаинская зона разрывных нарушений представляет собой систему сбросов, которые прослеживаются вдоль западного побережья губы Буор-Хая (см. рис. 5). Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины на расстоянии более 160 км. Они представлены в виде характерных рубленых форм и резких уступов современного рельефа. Рабочие плоскости этих разломов устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевролитах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы. Таким примером может служить разлом, закартированный в береговых обнажениях 8—10-метровой морской террасы зал. Буор-Хая неподалеку от впадения в него р. БТ-Юреге. Здесь примерно в 50 км к югу от пос. Тикси (600 м на северо-запад от устья р. БТ-Юреге) наблюдается зона контакта карбоновых сланцев и плиоценовой коры выветривания, представленной каолинистыми глинами, развивающимися по сланцам (рис. 12). Зона диагностируется как листрический сброс с выполаживанием его плоскости сместителя (изменение угла падения с 55° в верхней части до $30\text{—}35^\circ$ в нижней части обнажения). Плоскость разлома тянется параллельно морскому берегу и имеет северо-восточное падение (азимут падения 50°). К ней приурочено развитие милонитов мощностью 20—25 см, а в коренных породах наблюдаются многочисленные зеркала скольжения сбросового типа.

Рассматриваемые сбросы не только фиксируются на западном борту губы Буор-Хая, но расчленяют фундамент этой рифтогенной структуры, в большинстве своем проникая в верхние горизонты осадочного чехла, т. е. имеют молодой (плиоцен-четвертичный ?) возраст. Это следует из прямых геолого-геоморфологических наблюдений [Галабала, 1987], а также из рассмотрения данных многоканального сейсмопрофилирования [Аветисов, Гусева, 1991]. Часть этих разломов следует от их проявлений на суше до поверхности дна губы Буор-Хая, отчетливо отражаясь в его рельефе. Существование подобных сбросов субдолготного простирания на дне губы Буор-Хая подтверждается сейсмологическими данными

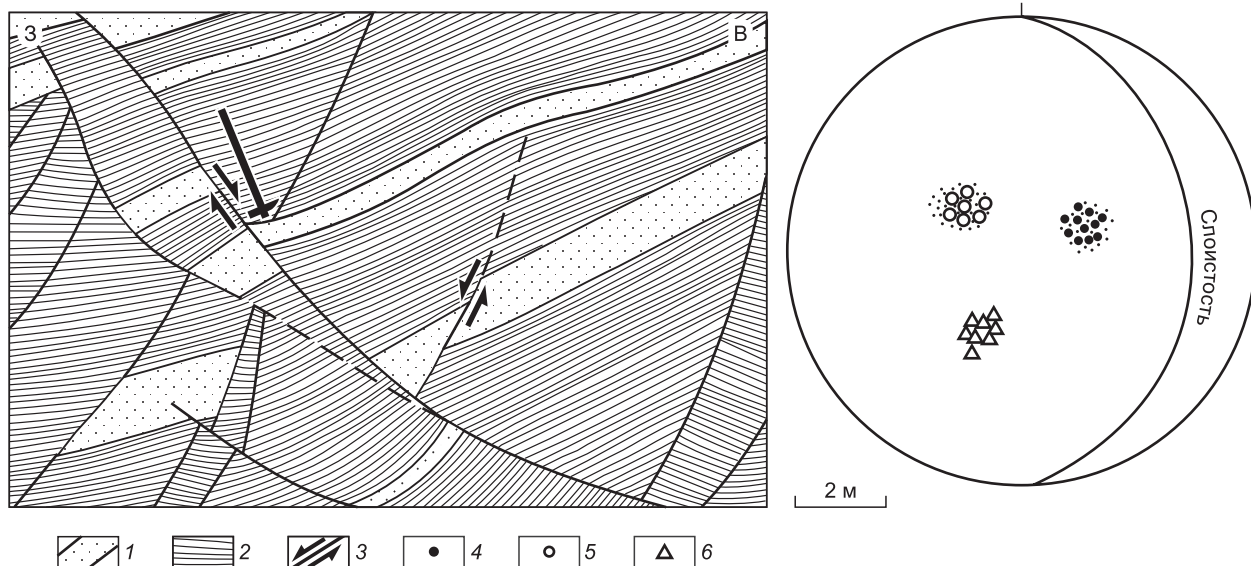


Рис. 12. Сбросовые смещения в карбоновых породах тиксинской свиты и диаграмма трещиноватости, по [Имаев и др., 2000].

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — сбросы; 4 — полюса сбросовых трещин главной системы; 5 — полюса сбросовых трещин сопряженной системы; 6 — полюса более «древних» надвиговых трещин.

ми фокальных механизмов землетрясений. Здесь имеются два определения для механизмов землетрясений, произошедших в 1964 и 1988 годах (см. рис. 5).

Сейсмодислокации. Для обнаружения сейсмодислокаций, подтверждающих активность выделенных разломов, использовался палеосейсмогеологический метод, основы которого заложены В.П. Солоненко [1960, 1973] и Н.А. Флоренсовым [1978]. Это позволило существенно дополнить многочисленные данные сейсмостатистики, характеризующие высокий уровень сейсмической активности исследуемой территории. Одним из его положений является выявление на аэрофото- и космоснимках морфологических следов палео- и современных землетрясений. При этом определялись местоположение сейсмодислокаций, интенсивность (возможная магнитуда) землетрясения, при котором возникла дислокация, а также вероятное время ее возникновения, исходя из размеров дислокации, морфологической выраженности и типа первичных (сеймотектонических) и вторичных (сейсмогравитационных) деформаций.

При анализе аэрофото- и космоснимков были выявлены участки, на которых обнаружены локализации сейсмодислокаций различного генезиса (см. рис. 5). Для изучения дислокаций использовались геолого-структурные методы, при этом их возраст определялся качественно по степени их морфологической выраженности в рельефе. Критерием оценки возраста служила степень сохранности (выраженности в рельефе) остаточных сейсмогенных деформаций. Опыт изучения подобных образований в Прибайкалье и Монголии [Живая тектоника..., 1966; Курушин и др., 1976; Сейсмическое районирование..., 1977; и др.] показал, что в высокогорных зонах большинство линейных систем таких нарушений сохраняется в продолжение сотен — первой тысячи лет. В целом выявленные сейсмогенные структуры разномасштабны и разнообразны по морфологии и генетическим типам дислокаций, что позволяет связывать их образование с разновременными сейсмическими событиями, возможно, происходившими в различных местах рассматриваемой территории в интервале магнитуд 6.0—7.5.

Наиболее масштабна сейсмодислокация Берис, которая выявлена в зоне динамического влияния Хараулахского разлома. Она представлена прямолинейным секущим разрывом субдолготного простирания длиной 12 км, со сдвигобросовым кинематическим типом движения (см. рис. 11). Смещения некоторых форм рельефа указывают на их преобладающий правобоковой характер. Пространственно сейсморвы приурочены к компактному блоку сжатия, аномально развернутому по часовой стрелке к северо-востоку. Несмотря на яркую выраженность основной трассы разлома, на аэрофотоснимках не дешифрируются свежие сеймотектонические и сейсмогравитационные проявления. При натурных наблюдениях обнаружено, что разлом представляет собой систему разрывов шириной 10—12 м. На склонах и вершинах водоразделов он выражен в виде ложбин шириной 4—6 м, внутри которых встречаются обломки аргиллитов и песчаников, перетертых в мелкую крошку. Края рвов-ложбин поднимаются крутыми (80—90°) отвесными стенками над их днищем на 2.0—2.5 м и сложены преимущественно обломками окварцованных плотных песчаников. Направление движения крыльев данного разрыва уверенно устанавливается по смещению субширотных притоков рек, а также осевых линий водораздельных хребтов. Амплитуда горизонтального смещения западного крыла этого разрыва составила 10—12 м. Смещением оказались затронуты самые молодые отложения флювиогляциального комплекса вплоть до пойменных и надпойменных террас. Указанные сведения, а также анализ трещиноватости пород в плоскости выявленного разлома позволили определить его кинематику как правый сдвигоброс. По комплексу данных возраст сейсмодислокации Берис оценен нами первой тысячей лет при расчетной магнитуде землетрясения 7.0—7.5.

Выполненные структурно-динамические исследования указывают на существование в Хараулахском сегменте Верхоянской складчатой системы нескольких районов с разным типом напряженного состояния земной коры, каждый из которых характеризуется развитием определенных парагенезисов разрывных нарушений: от сбросов, сдвигов и надвигов до их возможных комбинаций.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Первые инструментальные данные о сейсмичности Хараулахского сегмента относятся к 1909 г., когда мировой сетью сейсмических станций было зарегистрировано землетрясение в море Лаптевых вблизи дельты р. Лена с магнитудой $M = 6.8$ (см. рис. 5). В дальнейшем за период 1914—1926 гг. этой системой наблюдений был зафиксирован еще ряд землетрясений с магнитудами $M = 5.5—6.0$ и эпицентрами в пределах моря Лаптевых. Самые сильные землетрясения (Булунические) произошли в 1927—1928 гг. в районе Хараулахского хребта. Эпицентры пяти Булунических землетрясений с магнитудами $M = 5.8—6.8$ отмечены в 140—160 км к югу от пос. Тикси. В районе исследований известны также сильные Тит-Арынское землетрясение 1963 г. с $M = 5.0$, Быковское 1964 г. с $M = 5.3$. В 1980 г. здесь произошло два землетрясения с $M = 5.7$ в Оленекском заливе моря Лаптевых и с $M = 4.0$ вблизи пос. Тикси. Следующее ощутимое событие с $M = 4.5$ было отмечено в дельте Лены в 1986 г., последнее сильное местное землетрясение с $M = 5.1$ было зарегистрировано 1 марта 1991 г. в 105 км к северо-западу от пос. Тикси.

Сопоставление местоположения очагов местных землетрясений с особенностями «живой» тектоники в Хараулахском сегменте показывает, что эпицентры землетрясений тяготеют главным образом к выявленным крупным системам разрывных нарушений (Хараулахской, Приморской, Буор-Хаинской и Западно-Верхоянской), подтверждая их активность в современное время (см. рис. 5). Следует отметить, что большая часть землетрясений данного района произошла в пределах земной коры на глубинах до 35 км (94 % от общего числа определенной глубины) и лишь 6 % зафиксированы в интервале 36—55 км. При этом глубина наиболее часто происходящих местных событий соответствует 15 км.

Напряженное состояние земной коры Хараулахской сейсмоактивной зоны исследовалось на основе фокальных механизмов землетрясений, найденных по известной методике с использованием теории дислокаций [Балакина и др., 1972; Козьмин, 1984; Имаев и др., 2000; Fujita et al., 2009]. В целом земная кора находится здесь под воздействием неоднородного поля тектонических напряжений. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и углы падения (от горизонтальных до субвертикальных). Это может свидетельствовать о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буор-Хаинская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур. На это указывают фокальные механизмы землетрясений 21.07.1964 г., 15.06.1986 г., 30.07.1987 г., 14.05.1988 г., где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лена растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвигосбросов и надвигов. Так, при землетрясениях 20.05.1963 и 22.03.1987 гг. фиксируются сдвиги. Такие разломы по данным натурных наблюдений могут рассекать в субширотном (северо-восточном) направлении установленные здесь сбросы. Сдвигосбросовые решения механизмов очагов землетрясений отмечены при Булунских событиях в Хараулахской сейсмоактивной зоне. Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие (землетрясение 06.04.1986 г.) в районе р. Няйба, где отмечены надвиговые подвижки [Имаев и др., 2000; Козьмин и др., 2001], по другим данным это событие имеет сбросовый механизм решения [Fujita et al., 2009]. Юго-восточнее в пределах сеймотектонической зоны Черского наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений сжатия, которое выдерживается от губы Буор-Хая моря Лаптевых до Камчатки, а в очагах землетрясений наблюдаются подвижки типа сдвигов, надвигов и взбросов [Козьмин, 1984; Имаев и др., 2000; Fujita et al., 2009; Имаева et al., 2015; Имаева и др., 2016]. Полученные сейсмологические данные (различные типы фокальных механизмов) удовлетворительно согласуются с материалами геолого-структурных наблюдений и дешифрирования аэрофото- и космоматериалов и подтверждают наблюдаемый широкий спектр разрывных нарушений (сбросы, сдвиги, надвиги и их модификации).

Таким образом, анализ напряженного состояния земной коры Хараулахского сегмента, проведенный на основе тектонофизического анализа разрывных и складчатых позднекайнозойских деформаций, а также сейсмологических данных, доказывает существование уникальной переходной области, где сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры и происходит изменение поля тектонических напряжений растяжения на сжатие [Зоненшайн и др., 1990; Имаев и др., 2000; Богданов, 2001; Fujita et al., 2009; Имаева и др., 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный морфотектонический план Хараулахского сегмента во многом наследует закономерности тектонического режима позднемезозойского этапа развития. Рассмотренный структурно-тектонический положение новейших структур подтвердил моделирующее влияние транспрессионного режима, связанного со взаимодействием Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и динамически сопряженной с ним северо-западной системой активных разломов, трассируемых с горной системой Черского [Имаева и др., 2016]. Данная позиция подтверждается общим субдолготным простиранием сводовых структур Хараулахского сегмента с отклонением их флангов к северо-западу, где Туора-Сисское поднятие переходит по простиранию на левобережье р. Лена (кряж Чекановского), а также ограничением кайнозойских впадин, которые окаймлены с запада сбрососдвигами, а с востока — разломами надвиговой кинематики (Кенгдейская, Кунгинская, Хараулахская впадины). Няйбинская и Куолайская впадины обрамляются разломами противоположной кинематики, при этом Хараулахская депрессия служит как бы центром симметрии.

Главной сейсмогенерирующей структурой сегмента, определяемой по структурно-тектоническим и сейсмологическим данным, является Хараулахский автохтонный дуплекс, представленный на западе рамповыми антиклиналями Туора-Сисского поднятия (см. рис. 1, 2). Секущие обратные надвиги Оленекского сектора, вероятно, связаны с левосдвиговыми перемещениями в зоне динамического влияния Лено-Анабарского шва и могли образоваться на южном крыле восточного окончания данной сдвиговой

зоны. В западной части сегмента складки интерпретируются как рамповые антиклинали (см. рис. 3, 4), их образование связано со смещением (до 6 км) к западу по базальному (подошвенному) надвигу (Булкурская и Чекуровская антиклинали). В обнажении Чекуровский Мыс устанавливается серия обратных надвигов как секущих, так и субпараллельных слоистости, по которым пермские, триасовые и нижнеюрские отложения смещаются к востоку. Крупные надвиговые перемещения в аллохтоне дуплекса установлены на западном крыле Хараулахского антиклинория, где по Севостьяновскому надвигу каменноугольные и нижнепермские глубоководные дистальные турбидиты полого надвинуты в западном направлении на песчаниковые мелководные толщи перми (см. рис. 6). Амплитуда смещения измеряется многими километрами, поскольку к западу от его фронта расположен ряд небольших клипов, представленных карбоном [Гусев, 1979; Гриненко, Имаев, 1989].

Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянской сейсмоструктурной зоны существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), его структуры взаимосвязаны со структурами срединно-океанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединно-океанических хребтов в Тихом океане (Горда, Хуан де Фука и Эксплорер).

Данное научное исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант 15-17-20000), РФФИ (грант 16-05-00243), проекта ИГАиБМ СО РАН (№ 0381-2616-0001), а также комплексной программы научных исследований регионов Саха (Якутия) правительства РС (Якутия) на 2016—2020 гг.

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.П., Гусева Ю.В. Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Сов. геология, 1991, № 4, с. 73—81.

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., Наука, 1972, 191 с.

Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М., Научный мир, 2001, с. 231—249.

Галабала Р.О. Некоторые проблемы новейшей тектоники Якутии // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 51—59.

Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты р. Лена (четвертичный период) северо-востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, с. 152—172.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 535 с.

Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000. Лист S — 53-55 (Новосибирские острова). Объяснительная записка / Д.С. Вольнов, М.К. Косько, Б.Г. Лопатин. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, 208 с.

Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли, 1996, № 12, с. 5—36.

Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., НИИГА, 1973, вып. 8, с. 56—75.

Гриненко О.В., Имаев В.С. Кайнозойские надвиги Северного Хараулаха // Геология и геофизика, 1989 (5), с. 121—123.

Губин И.Е. Сейсмогенные тектонические процессы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., Наука, 1987, с. 5—21.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М., Наука, 1979, 207 с.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Ред. В.П. Солоненко. М., Наука, 1966, 230 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М., Недра, 1990. 334 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктурная геология Якутии. М., ГЕОС, 2000, 227 с.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Сергеев А.И. Новейшие структуры, стратиграфия квартала и современная геодинамика прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (северо-восток Якутии) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М., ГЕОС, 2007, № 67, с. 6—19.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И., Козьмин Б.М. Новейшие структуры и тектонические режимы напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточного сектора Российской Арктики // Геотектоника, 2016, № 6, с. 3–22, doi: 10.7868/S0016853X16060035.

Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М., Наука, 1984, 125 с.

Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Наука, 2001, с. 33–67.

Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М. Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, Сах-КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 50–60.

Лобанов М.Ф. Геология и угленосность Приморского края Хараулахских гор. М., Главсевмор-путь, 1951, 84 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 191 с.

Парфенов Л.М. Сегментация и складчатые дислокации Верхоянской складчатой зоны // Геология и геофизика, 1985 (7), с. 12–24.

Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Наука, 2001, с. 199–254.

Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Наука, 2001, с. 156–198.

Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология, 1988, т. 28, № 5, с. 775–781.

Савостин Л.А., Натапов Л.М., Ставский А.П. Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // 27-й МГК: «Палеоокеанология». Доклады. Москва, 4–14 августа 1984 г. М., Наука, 1984, т. 3, с. 172–187.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1977. 304 с.

Солоненко В.П. О некоторых особенностях землетрясений Байкало-Монгольской сейсмической зоны // Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10, с. 141–148.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Физика Земли, 1973, № 9, с. 3–19.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., Наука, 2001, 571 с.

Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника, 1985, № 2, с. 16–26.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 252 с.

Трифонов В.Г. Живые разломы земной коры // Соросовский образовательный журнал, 2001, т. 7, № 7, с. 66–74.

Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., ОИФЗ РАН, 1993, т. 1, с. 196–206.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М., Наука, 1978, 238 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973, 512 с.

Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., Imaev V.S., McLean M.S. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, Eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ., 2009, v. 4, p. 117–145, doi: 10.5194/smsps-4-117-2009.

Grachev A.F. Geodynamics of transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridges // Continental margin geology / Eds. J.S. Watkins, C.L. Drake. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 33. Tulsa. OK, 1982, p. 103–113.

Imaeva L.P., Koz'min B.M., Imaev V.S., Mackey K.G. Structural-dynamic analysis of the epicentral zone of the Ilin-Tas earthquake (14.02.2013, $M_s = 6.9$) // J. Seismol., 2015, v. 19, p. 341–353, doi: 10.1007/s10950-014-9469-5.

Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M. Structural–dynamic model of the Chersky seismotectonic zone (continental part of the Arctic–Asian seismic belt) // J. Asian Earth Sci., 2016, v. 116, p. 59–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.010>.

Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and Northeastern Asia // Tectonophysics, 1981, v. 74, p. 111–145.