В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ





РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ЯКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. М.К.АММОСОВА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук Г.С.Гусев

> Москва ГЕОС 2000

УДК 551.24:550:34(571.56) И 50 ББК 26.3

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с. ISBN 5-89118-166-5

Монография посвящена вопросам сейсмотектонического анализа территории Якутии, которая составляет 1/3 всей сейсмоопасной площади Российской Федерации. На основе подробных сведений по сейсмичности, неотектонике, разрывным нарушениям и позднекайнозойским деформациям выделены и прослежены два крупных сейсмических пояса – Байкало-Становой и Арктико-Азиатский, соединяющих собой проявления сейсмичности Байкальской рифтовой зоны и Охотского моря, и в Северном Ледовитом и Тихом океанах.

Байкало-Становой сейсмический пояс, протягивающийся от оз.Байкал к Охотскому морю, включает собственно Байкальскую рифтовую систему и расположенную восточнее Олёкмо-Становую сейсмическую зону.

Арктико-Азиатский сеймический пояс по особенностям напряженного состояния земной коры и характеру разрывных нарушений подразделяется на Лаптевоморскую, Хараулахскую сейсмотектонические зоны и зону горной системы Черского. Рассмотрены морфокинематические характеристики активных разломов в сопоставлении с фокальными механизмами местных землетрясений. Исследованы области динамического влияния генеральных разрывов и, по данным тектонической трещиноватости, развитой в них, реконструировано позднекайнозойское поле тектонических напряжений. Установлена латеральная зональность в строении полей тектонических напряжений. Изучены сейсмогеологические связи между плотностями разломов, амплитудами неотектонических движений, градиентами вертикальных неотектонических движений, проявлениями гранитоидного магматизма, тепловым потоком, полем силы тяжести и проявлениями землетрясений. Описаны сейсмодислокации, развитые в установленных сейсмических поясах.

По комплексу геолого-геофизических данных рассмотрены сейсмотектонические особенности, прослежена модель современной геодинамики и оценена сейсмическая опасность структур и блоков, выделенных в пределах отдельных сейсмотектонических зон.

Монография рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами сейсмогеологии, неотеконики и тектонофизики и может быть использована в качестве учебного пособия при подготовке студентов геологических дисциплин вузов, специализирующихся в области сейсмологии и геодинамики.

Табл. 15. Ил. 138. Библ. 496 назв.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-78173).

Рецензенты:

д.г.-м.н. К.И.Микуленко, д.г.-м.н. И.И.Колодезников

На 1-й странице обложки: сеймогенные трещины растяжения района Булунских землетрясений 1928 г. с М>7.0.

На 4-й странице обложки: карта эпицентров землетрясений Якутии (кружки красного цвета с размерами соответствующими величине магнитуд), черно-белые кружки – фокальные механизмы очагов землетрясений с черными секторами – квадрантами растяжения, и белыми секторами – квадрантами сжатия. Желтые линии – предполагаемые границы литосферных плит – EU – Евразиатской плиты, NA – Северо-Американской плиты. АМ – Амурской плиты, BE – Беринговоморского блока, зеленые стрелки – направления векторов смещения плит.

ББК 26.3 ISBN 5-89118-166-5 © В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, 2000 © ГЕОС, 2000

Глава 4 Сейсмотектоника Олекмо-Становой зоны

4.1. Геолого-структурный очерк

Олёкмо-Становая сейсмотектоническая зона располагается на стыке двух крупнейших геоструктурных элементов – Сибирской платформы и Урало-Монгольского складчатого пояса, соотношение и взаимодействие которых создали весь сложный комплекс геологических структур.

Объектом изучения является южная часть Алданского щита и Сибирской платформы и сопряженная с ним северная окраина Джугджуро-Становой складчатой области позднеархейско-раннепротерозойского возраста, которые разделены Становым (или Южно-Якутским) краевым швом [Тектоника Якутии, 1975] (рис. 4.1). В ходе длительной геологической истории развития данный регион испытал значительные структурные перестройки, которые были связаны с процессами тектонической активизации и создали сложный современный структурный план территории, рассматриваемый в настоящее время с позиции тектоники плит с самых ранних (докембрийских) его этапов [Борукаев, 1985; Структура и эволюция ..., 1985]. Предприняты попытки провести анализ данной территории на основе террейнового анализа [Смелов и др., 1998] и модели тектонической расслоенности литосферы [Стогний и др., 1997].

В пределах района исследований широко развиты структуры мезозойской тектономагматической активизации, образующие несколько протяженных поясов, параллельных друг другу и Становому шву. которые накладываются на гетерогеннный раннедокембрийский фундамент [Геодинамика ... 1985]. Они представлены следующими тектоническими элементами: поясом гранодиоритовых батолитов Станового хребта, системой Южно-Якутских впадин, выполненных мощными (до 5 км) угленосными толщами юры и мела; субщелочными и щелочными вулканическими и интрузивными образованиями триасово-раннемелового возраста, широко распространенными по всей южной окраине Алданского щита. Указанные зоны мезозойской тектономагматической активизации, пространственно связанные друг с другом и с расположенной южнее Станового хребта Монголо-Охотской складчатой системой (рис. 4.2), в совокупности соответствуют активной континентальной окраине мезозойского возраста [Парфенов и др., 1983]. Складчатая структура Монголо-Охотской системы была сформирована в результате столкновения Буреинского массива с Алдано-Становым блоком, которое имело место в позднеюрско-раннемеловое время Парфенов Л.М., 1984].





^{1 –} Алданский щит; 2 – Становая складчатая система; 3 – Южно-Якутская система мезозойских впадин; 4 – мезозойские гранитные батолиты; 5 – мезозойские интрузивы Алданского щита; 6 – плейстоценовые базальты; 7 – зеленосланцевые диафториты; 8 – надвиги; 9 – сбросы; 10 – прочие разломы. Цифрами в кружках обозначены впадины: 1 – Чульманская, 2 – Ханинская, 3 – Окурданская, 4 – Верхнесутамская, 5 – Токариканская, 6 – Гувилгринская, 7 – Гюскангрская, 8 –Ытымджинская, 9 – Токинская



Рис. 4.2. Тектоническое положение рассматриваемого района (по Л.М.Парфенову [1984], с упрощениями) 1 – кайнозойские отложения; 2 – раннедокембрийские образования фундамента Сибирской платформы; 3 – Становая складчатая система; 4 – фундамент Буреинского срединного массива; 5 – меловые континентальные вулканиты; 6 – триасовые неокомовые вулканиты островодужного типа; 7 – мезозойские гранитные батолиты Станового поднятия; 8 – позднедокембрийско-палеозойские образования Монголо-Охотской складчатой системы; 9 – мезозойские геосинклинальные образования Монголо-Охотской системы; 10 – позднеюрско-неокомовые молассы; 11 – мезозойские магматические образования Алданского щита; 12 – разломы; 13 – надвиги; 15 – складчатые образования Южного Верхоянья (1) и Сихотэ-Алиня (II); 16 – примерные границы рассматриваемого района

Современные протяженные системы горных поднятий территории, которые, судя по высокой сейсмической активности, продолжают развиваться и в настоящее время, начали формироваться в неогене после длительного периода пенепленизации в позднем мелу – палеогене [Тимофеев, 1968; Пиотровский, 1968; Долгушин, 1971; Бороденкова, Гриненко, 1975].

Кратко рассмотрим строение главных тектонических единиц.

Алданский щит сложен преимущественно ниж-

неархейскими кристаллическими образованиями гранулитовой фации метаморфизма. В разных частях щита они представлены существенно различными ассоциациями метаморфических пород, которые обычно определяют как серии или комплексы.

В центральной части Алданского шита выделяется крупный тектонический блок, сложенный породами наиболее древнего иенгрского архейского комплекса. Иенгрская серия к северу от Чульманской впадины сложена в основном глиноземистыми гнейсами, кварцитами и подчиненными им кристаллическими сланцами. Вдоль южной границы щита протягивается широкая (около 70–100 км) полоса преимущественно основных кристаллических сланцев, которые выделяются из иенгрского комплекса в самостоятельную зверевскую серию. В структурном отношении образования иенгрского комплекса формируют складчатую систему с преобладанием в ней изометричных в плане крупных куполов и относительно узких, но более сложных, переработанных структур межкупольного пространства. Обширные площади восточной части щита сложены гнейсами и кристаллическими сланцами, которые ассоциируются с карбонатными породами и выделяются в самостоятельный тимптоно-джелтулинский комплекс, или серию.

Тимптоно-Джелтулинская серия в низах представлена мраморно-кристаллосланцевыми породами федоровской свиты, которые выше сменяются основными кристаллическими сланцами и гнейсами суннагинской и кюриканской свит. В целом для тимптоно-джелтулинской серии характерно присутствие во многих частях ее разреза мраморов, кальцифиров и пород с повышенным содержанием кальция (диопсидовых, скаполитовых и др.).

На западе Алданского щита, в бассейне р.Олёкма, обычно выделяется самостоятельная Олёкминская складчатая зона субдолготного простирания, сложенная преимущественно породами амфиболитовой фации метаморфизма, объединенными в олекминский комплекс. Они представлены преимущественно биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. В прошлом эти образования рассматривались в качестве супракрустальных и датировались поздним археем [Петров, 1976]. В настоящее время они относятся к древнейшим инфракрустальным образованиям докембрия [Дук и др., 1983].

Гранулитовые толщи щита метаморфизованы крайне неравномерно [Маракушев, 1965; Кицул, 1971; Кицул, Шкодзинский, 1976].

Близповерхостные глубинные и низкотемпературные гранулитовые породы обнажаются на западе, а наиболее глубинные и высокотемпературные (сутамская фация) — на юге щита, южнее полосы мезозойских впадин.

Раннеархейский магматизм в пределах Алданского щита изучен относительно слабо. Кроме основных и ультраосновных пород, отмечается двукратное проявление процессов гранитизации и гранитного магматизма [Тектоника Якутии, 1975].

Проведенное средне- и крупномасштабное картирование показало, что различные участки щита характеризуются существенно различными структурными рисунками. Для районов распространения иенгрской серии характерны: сложный петельчатый рисунок, изменчивость простирания, резкие ундуляции шарниров складок, присутствие изометричных округлых форм. В зоне распространения тимптоно-джелтулинской серии, располагающейся к востоку от Иенгрского блока, картируются системы протяженных дугообразных сложноскладчатых пучков, обращенных выпуклой стороной к югу и юго-западу. Складчатые системы зверевской серии на юге массива имеют в целом субширотное простирание. Проведенное на отдельных участках детальное структурное изучение дислокаций нижнего архея выявило их исключительную сложность, которая обусловлена неоднократностью проявления складчатых деформаций и метаморфизма [Дук и др., 1975].

Нижнепротерозойские супракрустальные образования в пределах Алданского щита представлены сложнодислоцированными карбонатно-терригенными отложениями, слагающими небольшие по размерам тектонические клинья среди архейских образований. Такие структуры наиболее широко распространены на западной окраине щита, в бассейне р.Олёкма, выделяются они и вдоль южной его границы (Чульманский, Давангро-Хугдинский, Атугей-Нуямский).

Раннедокембрийские образования на востоке и северо-востоке Алданского щита перекрываются почти горизонтально залегающими терригеннокарбонатными отложениями рифея платформенного типа (около 500 м). В рассматриваемом районе эти отложения распространены к северу от Токинской впадины. Более широко в пределах щита представлены маломощные (до 200 м) отложения венда (карбонатная юдомская свита) и нижнего кембрия (сланцевая пестроцветная свита), которые, трансгрессивно перекрывая рифейские отложения на востоке, в центральных и западных районах залегают на архейских образованиях.

Становая складчатая область расположена к югу от Алданского щита и представляет собой гигантское складчато-глыбовое поднятие, отделенное от щита Становым краевым швом. Область, в целом, имеет асимметричное строение и по своим внутренним особенностям и времени завершения консолидации коры разделяется на внешнюю и внутреннюю зоны, граница которых проводится по Тукурингрскому разлому [Неелов, Милькевич, 1979]. На рассматриваемой территории развиты структурные комплексы внешней, или северной, зоны, которая представляет собой наиболее приподнятую часть Становой области, сложенную образованиями становой (иликанской) серии архейского возраста. Они представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами с прослоями кварцитов, мраморов и кальцифиров. Среди этих пород широко распространены гранитоиды, которые подразделяются на синорогенные раннестановые гранито-гнейсы, слагающие пластовые тела и образующие единые структуры с вмещающими их кристаллическими толщами, и на посторогенные позднестановые граниты, образующие крупные массивы (с площадью от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров) с резкими секущими контактами [Геодинамика ..., 1985].

В последних работах по тектонике рассматриваемой территории используются геодинамические модели ранней (докембрийской) истории этого региона, базирующиеся на представлениях о едином Алдано-Становом кристаллическом щите, внутренняя структура которого подчиняется законам последовательной аккреции (причленению) к Западно-Алданскому и Тыркандинскому террейнам различных по всей геологической истории фрагментов орогенных поясов и кратонов в период с 2,1 по 1,7 млрд лет [Смелов и др., 1998].

Становой (Южно-Якутский) шов обычно определяется как крупный (глубинный) разлом, разделяющий Алданский щит и Становую складчатую систему, который заложился в раннем докембрии и сохранил свою активность вплоть до настоящего времени [Казмин, 1962].

Вдоль южной окраины Алданского щита почти на всем протяжении прослеживаются полосы зеленосланцевых диафторитов шириной от 20-50 км до 1-3 км, по которым обычно и проводится сам Становой шов. Е.П.Кориковский и Ю.Б.Казмин, А.И.Неелов [1964] обращают внимание на то, что диафториты развиваются почти исключительно по породам алданского щита. Образование диафторитов ими связывается с гидротермальным этапом становой гранитизации. В отличие от них, В.А.Глебовицкий [1964] и Н.Г.Судовиков [1961] объясняют образование наиболее высокотемпературных диафторитов наложением на кристаллические породы более "молодого" метаморфизма. Появление наиболее низкотемпературных диафторитов эти авторы связывают с движениями мезозойского возраста.

Пояс гранодиоритовых батолитов Станового хребта, вытянутый в субширотном направлении, приурочен примерно к осевой части поднятия, которое разделяло в мезозойское время область накопления континентальных угленосных толщ, представленную Южно-Алданской системой впадин, и морские прогибы Монголо-Охотской системы. В их составе устанавливаются трещинные массивы габбро, диоритов и более поздних гранодиоритов, гранитов и граносиенитов, среди которых преобладают эпизональные батолитоподобные тела гранодиоритов [Геология, 1973; Заболоцкий, 1978; Молчанова, 1981]. В своем распространении пояс "не считается" со структурами фундамента, пересекая разнородные тектонические элементы раннедокембрийской Становой складчатой системы. По химическому составу гранитоиды относятся к типу известково-щелочных, а их возрастные датировки колеблются от 140 до 70 млн лет и в отдельных случаях достигают 200 млн лет Геояогия ..., 1973]. Батолиты Станового хребта, согласно магнитометрическим и гравиметрическим данным [Павлов, Парфенов, 1973; Заболоцкий, Сытина,

1974], представляют собой трещинные, в целом полого залегающие плитообразные тела, корневые части которых прослеживаются до аномально больших для гранитоидов глубин (10 км). Зоны повышенной вертикальной мощности этих батолитов, тяготеющие к южным частям массивов, образуют систему кулис северо-западного простирания.

Внедрение гранитоидов, по-видимому, происходило по трещинам отрыва, образование которых может быть связано с правосторонними сдвиговыми перемещениями примерно вдоль границы Алданского щита и Становой складчатой области [Тектоническое районирование, 1979].

Более молодые, посленеокомовые магматические образования Станового поднятия представлены небольшими разрозненными полями лав и туфов андезитов, дацитов и липаритов, заключающих горизонты песчаников и гравелитов (мощностью до нескольких сотен метров).

Меловой магматизм Станового поднятия завершается формированием роев многочисленных даек, главным образом среднего и умеренно кислого состава. Дайки имеют выдержанное северо-восточное простирание, а их образование связывается с возникновением трещин отрыва в связи со смещением к востоку Станового поднятия относительно Алданского щита [Гуров, Гурова, 1967].

Южно-Алданская система впадин включает в себя Чульманскую (240 х 80 км), Ытымджинскую (170 х 40 км) и Токинскую (160 х 65 км) впадины и около 20 гораздо более мелких депрессий - Ханинскую, Кудулинскую, Окурданскую, Верхнетимптонскую, Нуямскую, Гонамскую и другие, которые протягиваются в виде широкой (120 км) полосы вдоль южной окраины Алданского щита параллельно Становому поднятию. Впадины выполнены терригенными угленосными лимническими отложениями, главным образом юрского и, в меньшей мере, неокомового возраста [Сюндюков и др., 1979; Желинский, 1980]. В разрезе они имеют резко выраженное асимметричное строение. Фундамент впадин наиболее глубоко опущен в южных их частях, вблизи ограничивающих впадины разломов. Мощность выполняющих их отложений в южных, наиболее прогнутых частях крупных впадин достигает 5 км. При этом большая часть мощности приходится на верхнеюрские отложения, мощность нижне- и среднеюрских отложений не превышает 1 км, и она выдерживается в пределах впадин. Юрские отложения южных зон впадин обычно интенсивно дислоцированы. В наиболее изученной Чульманской впадине установлены антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев в 40-70°, осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, наклоненными к югу [Мокринский, 1961; Имаев, 1986]. Примечательно наличие здесь повторной складчатости, что свидетельствует о многоэтапном формировании

складчатой структуры. В пределах большей северной части крупных впадин юрские отложения залегают спокойно (0–5°), полого погружаясь к югу. И.М.Бредихин [1966] выделяет в пределах Чульманской впадины три разные структурные зоны: Чульманскую, Кабактинскую и Нерюнгринскую, причем для последней характерно развитие разнообразных пликативных форм, с преобладанием сжатых складок и широким распространением сближенных разрывов взбросового и надвигового характера. Амплитуда складчатых структур и величина смещений разрывов увеличиваются к югу. Наиболее интенсивно деформированы мезозойские отложения вблизи зоны Южно-Якутского надвига, где разрывные дислокации превалируют над пликативными.

Мезозойские отложения Южно-Якутских впадин подразделяются на ряд свит: нижнеюрскую – юхтинскую; среднеюрскую – дурайскую; верхнеюрские – кабактинскую, беркакитскую и нерюнгринскую; нижнемеловые – холодниканскую, нагорнинскую и карауловскую.

Характерной чертой мезозойских отложений является чередование в ее разрезах песчано-глинистых пород с существенным увеличением роли углей в нерюнгринской свите, к которой приурочено Нерюнгринское угольное месторождение. В последнее время обнаружено, что пирокластические породы в виде пепловых туфов широко развиты по всему разрезу угленосной формации, а на востоке Алданского щита (Токинская впадина) в последнее время обнаружены мощные пачки (до 90 м) бомбово-лапиллевых туфов на Эльгинском месторождении [Желинский, Корнет, 1988].

Для нижнемеловых отложений характерно резкое погрубение осадков вплоть до конгломератов и валунов в нагорнинской свите, которая слагает ряд мелких грабенов в предгорьях Станового хребта (Верхнесутамский, Верхнегонамский и др.). Венчает разрез карауловская свита, которая представлена эффузивно-туфогенными образованиями и согласно перекрывают нагорнинскую свиту. Накопление мезозойских осадков происходило в едином предгорном бассейне, возможно, состоящем из ряда седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями [Ишина, 1961; Мокринский, 1961; Желинский, 1980]. Главным источником сноса обломочного материала во все время существования бассейна оставалось Становое поднятие. Превышение рельефа в пределах Станового поднятия Т.А.Ишина считает небольшим, в связи с отсутствием даже на южной окраине впадин грубообломочных отложений конусов выноса. Такие образования небольшой мощности отмечаются лишь в самых низах и верхах разреза. Резкое усиление тектонических движений в Становом поднятии приходится на конец неокома - апт, когда формировалась упоминавшееся выше грубообломочная толща, налегающая на архейские породы, и происходило вскрытие самих гранитных батолитов.

Чаро-Учурское поднятие протягивается в широтном направлении параллельно Южно-Алданской системе впадин, отделяя ее от расположенной на севере Вилюйской синеклизы. Ось поднятия несколько сдвинута к северной окраине Алданского щита, и оно значительно более пологое, чем Становое. Тем не менее, это поднятие служило основным поставщиком обломочного материала для южных районов Вилюйской синеклизы [Дубарь, 1962]. Возникновение поднятия относится к среднеюрскому времени [Минкин, 1960; Желинский, 1980].

В пределах Чаро-Учурского поднятия в мезозое широко проявились блоковые перемещения фундамента преимущественно вдоль разломов северовосточного и северо-западного простирания и магматические процессы, выразившиеся в формировании многочисленных мелких гипабиссальных интрузивов и вулканитов. Магматические образования характеризуются большим разнообразием состава: известково-щелочные гранитоиды, субщелочные и щелочные калиевые породы, дуниты, кимберлиты и траппы, а также различными формами проявления: штоки, дайки, силлы, кольцевые интрузивы, кальдеры и др. [Максимов, 1975]. Магматические образования группируются в определенные узлы, за пределами которых они отсутствуют или весьма редки. Вместе с тем, они образуют широкий пояс широтного простирания, охватывающий Чаро-Учурское поднятие и Южно-Алданскую систему впадин.

4.2. Неотектоника

Кайнозойской активизации, в результате которой был сформирован современный рельеф рассматриваемого района, предшествовала эпоха позднемелового-палеогенового выравнивания. За это время на территории Восточной Сибири была сформирована поверхность денудационного выравнивания рельефа с мощными корами выветривания. На территории Алданского щита находки каолиновых кор выветривания отмечаются на междуречье рек Эрге и Томмот, где они приурочены к пониженным водораздельным участкам и встречаются в карстовых воронках несколько севернее нашей территории.

В последнее время появились данные о наличие палеоценовых (?) кор выветривания в пределах северной части рассматриваемой территории – так называемой юхтинской свиты, в окрестностях пос.Юхта в нижнем течении р.Унгра [Хотина, Жежель, 1984]. Подобные отложения палеогеновых кор выветривания известны и на соседних территориях, что доказывает наличие глобального перерыва в это время в пределах всей Сибири. Вместе с тем, в эпоху планации рельефа не исключались, повидимому, умеренные или слабые тектонические движения, которые не приводили к существенной перестройке рельефа, лишь увеличивая скорость и интенсивность денудационных процессов. По мнению С.С.Коржуева [1968], развитие новейшей тектоники рассматриваемой территории, проявившееся в создании разнородных и разномасштабных морфоструктур, началось с конца палеогена - начала неогена, хотя большинство исследователей, тем не менее, отмечают общую согласованность неотектонического структурного плана со структурами, сформированными к концу мезозоя [Пиотровский, 1968; Тимофеев, 1968]. "Последовавшие после длительного периода тектонического покоя и консервации верхнемелового рельефа в палеогене дифференциальные движения неогена и четвертичного времени не привели к коренной перестройке морфоструктурного плана" [Тимофеев, 1968, c. 240].

Действительно, большинство выраженных в рельефе отрицательных морфоструктур накладывается на мезозойские впадины, а разделяющие их горные хребты, в том числе альпинотипные, располагаются исключительно в обрамлении мезозойских впадин. Мезозойские отложения всюду располагаются на участках с отметками рельефа, не превышающими 800-900 м. По геоморфологическим материалам здесь выделяются три поверхности выравнивания: высокая, сохранившаяся в пределах Станового хребта; предгорная и низкая. Как это впервые установил Ю.А.Билибин [1959], существование трех эпох денудационного выравнивания находит отражение в рыхлых отложениях речных долин Центрального Алдана, где устанавливаются последовательно сменяющие друг друга вверх по разрезу горизонты каолинизированного, охристого и сероцветного элювия.

Сведения о начальных этапах неотектонических движений скудны, что объясняется, большей частью, отсутствием неогеновых осадков на данной территории. Согласно Д.А.Тимофееву [1968], величина поднятий в пределах Алданского щита в это время составляла 100-150 м. Эта оценка основывается на разнице высотных отметок алданской (мел-палеогеновой) и туолбинской (неогеновой) поверхностей выравнивания. М.В.Пиотровский [1968], анализируя строение речной сети, пришел к выводу о том, что в долинах рек Алданского щита фиксируются два этапа эрозионного врезания, связанных с активизацией неотектонических движений в неогене и эоплейстоцене. Считается, что неотектонические процессы неогена не привели к сколько-нибудь существенной перестройке донеогенового рельефа. Он оставался сглаженным. Эоплейстоценовый этап явился главным в рельефообразовании. В это время активно формируется структура восточного фланга Байкальской рифтовой зоны - Чарская и Верхнетокинская впадины и обрамляющие их хребты Удокан и Кодар [Думитрашко, 1952], а в пределах Алданского нагорья и

Становой области происходят менее контрастные восходящие движения.

В пределах Южной Якутии кайнозойские образования представлены только отложениями четвертичной системы [Механошин, 1972; Наумов, 1977], и поэтому о динамике формирования современной морфоструктуры рассматриваемой территории можно судить по составу этих накоплений. Нижнечетвертичные отложения распространены фрагментарно. Это образования древних впадин и долин, а также аллювий высоких террас рек Олёкма, Хани, Алдан, Тимптон, Гонам, Алгама и их притоков [Лунгерсгаузен, 1964; Механошин, 1972]. Они представлены песчано-галечниковыми и валунногалечниковыми образованиями. Среднечетвертичные отложения (5-10 м) отмечены в долинах рек Олёкма, Хани, Алдан, где они слагают 40-60метровую террасу, сложенную валунно-галечниково-песчанистыми отложениями, в составе которых присутствуют валуны диаметром 0,4-1,0 м. Аналогичный состав аллювия небольшой мощности отмечается на 40-60-метровых террасах в долинах рек Алдан, Унгра, Тимптон, Гонам и Алгама. Повсеместно наблюдается двухьярусное строение аллювиальной толщи. В ее нижней части преобладает валунно-гравийно-галечниковый материал, а в верхней - пески и супесь.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения данного возраста распространены локально и представлены эратическими валунами, песчаниками, песчано-глинистыми и галечниково-валунными отложениями, слагающими донные, боковые и конечные морены, флювиогляциальные террасы и шлейфы в перегляциальных областях предгорий. Отмечаются две стадии оледенения: раннее – полупокровное и более позднее – горно-долинное.

К нерасчлененным средне-верхнечетвертичным отложениям относятся аллювиальные, элювиальные, гравитационные, гравитационно-солифлюкционные и делювиальные отложения. Элювий обычно встречается на плоских водоразделах и состоит из грубых суглинков и супесей с большим содержанием дресвы, щебня и глыб горных пород. В гольцовых районах кряжа Зверева элювий наблюдается в виде глыбовых развалов (размер глыб достигает 2-3 м в поперечнике), а песчаный заполнитель присутствует в незначительных количествах [Механошин, 1972]. Отложения склонов широко распространены, перекрывая сплошным плащом значительную часть территории. В высокогорных областях широко развиты коллювиальные образования, слагающие курумы, или " каменные реки", формирование которых началось после горнодолинного оледенения и продолжается сейчас.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения встречаются практически во всех долинах рек. Они слагают надпойменную 25-метровую террасу и состоят из двух пачек. Нижняя образована валунногалечнико-гравийным материалом, верхняя — пес-

109

чано-галечниковым материалом. Террасы того же уровня в долине р.Алдан, выше слияния с р.Унгра, сложены лёссовыми суглинками с линзами льда, песком и галькой. Ледниковые и флювиогляциальные отложения встречаются в высокогорных районах территории в виде конечных морен и флювиогляциальных шлейфов в перегляциальных зонах. В центральных частях Станового хребта и на кряже Зверева ледниковые отложения отмечаются в бассейнах верхних течений Правая, Левая и Средняя Унгра, Алдан и Большое Олонгро. Представлены они моренами (до 10 м мощности) из несортированных супесей и суглинков, с гальками, щебнем, слабоокатанными глыбами и валунами.

Современные отложения распространены на всей территории. К ним относятся: почвенный слой, пойменный и русловой аллювий, гравитационные, солифлюкционные, делювиальные, озерные, болотные, пролювиальные и эоловые отложения. Состав четвертичных отложений, включающих на всех уровнях валунно-галечниковые аллювиальные накопления, ледниковые образования нескольких возрастных генераций, указывает на постоянные восходящие тектонические движения в области горных сооружений, которые, по-видимому, продолжаются и в настоящее время. Отсутствие в рассматриваемом районе мощных континентальных моласс, характерных для впадин Байкальской рифтовой зоны, свидетельствует о существенных различиях в режиме тектонического развития этих двух областей в позднем кайнозое.

На востоке рассматриваемого района в пределах Токинского Становика известно поле (около 200 км²) щелочных базальтов плейстоценового возраста [Сейсмотектоника ..., 1982]. Здесь отмечено около 20 вулканов центрального типа. Основания вулканов имеют в поперечнике от 0,8 до 3-5 км, Лавовые потоки перекрывают террасовые отложения долин рек Ток и Авгенкур и имеют протяженность около 20 км.

Приведенное выше описание кайнозойских отложений, распространенных в Южной Якутии, указывает на постоянные восходящие блоковые тектонические движения этой территории, что хорошо фиксируется в характере осадков и в отсутствии мощных толщ континентальных моласс, характерных, например, для впадин Байкальской рифтовой зоны. Таким образом, характер кайнозойских отложений показывает на определенную разницу в условиях осадконакопления, а значит, и в тектоническом режиме, существовавшем в это время между крупнейшими геоструктурными элементами территории – Байкальской рифтовой зоной и Алданским щитом.

4.2.1. Районирование

Морфологическое строение новейших структур, а также особенности геологического и геофизического строения исследуемого района, позволило провести ранговое неотектоническое районирование территории Южной Якутии (рис. 4.3). В порядке иерархической соподчиненности имеют место следующие образования.

 Крупные неотектонические структуры, подчиняющиеся глобальному геодинамическому режиму и представляющие собой сочетания отдельных неотектонических блоков Алданского и Станового (блоки I-II).

 Неотектонические блоки, включающие характерный комплекс разрывных и морфотектонических структур, обладающих единым геодинамическим режимом. Алданский блок включает в себя Алданскую (IA), Тимптонскую (IБ) и Учурскую (IB) области. Становой блок объединяет Западно-Становую (Зверевскую)-IIА, Центрально-Становую (Верхнегонамскую) – IIБ и Восточно-Становую (Токинскую) – IIB области.

Байкальская рифтовая зона. К западу от р.Олекма карта включает в себя восточное окончание Байкальской рифтовой зоны. Здесь выделяется пологий свод северо-восточного простирания, куда относятся Кодарский, на севере, и Удоканский, на юге, хребты, осложненные в осевой части лежащими на продолжении друг друга Чарской и Верхнетокинской грабенообразными впадинами. Кодарский хребет (высота до 3 000 м) характеризуется расчлененным альпинотипным рельефом и асимметричным строением (рис. 4.4). Южным его ограничением являются сбросы, амплитуда перемещений по которым за новейшее время оценивается в 1,5-2 км [Живая тектоника..., 1966; Зорин, 1971; Ружич, 1972]. Чарская впадина протягивается с юго-запада на северо-восток на расстоянии 140 км и имеет ширину 30 км.

По результатам количественной интерпретации гравитационных данных была выявлена структура впадины. Она разделяется на две внутренних котловины - северную - Апсатскую и южную - Среднесакуканскую. Максимальная мощность кайнозойских рыхлых отложений отмечается в первой котловине и оценивается в 2 300 м. Для Чарской впадины характерна асимметрия в ее строении, при этом юго-восточный борт впадины пологий и не имеет крупных сбросовых ограничений. Северовосточным окончанием Байкальской рифтовой зоны служит Верхнетоккинская впадина, которая является продолжением Чарской впадины и отделяется от нее межвпадинной перемычкой. Ее длина не превышает 70 км при ширине 10-20 км. Мощность кайнозойских отложений в ней невелика (сотни метров), причем "байкальская" асимметрия впадины выражена крайне слабо [Зорин, 1971].

С юго-востока Чарская и Верхнетоккинская впадины ограничиваются хребтом Удокан, который достигает высоты 2 500 м и имеет симметричное строение. Удоканский хребет является типичной альпинотипной областью с сильно расчлененным



Рис. 4.3. Схема неотектоники Олёкмо-Становой сейсмической зоны

1 – изогипсобазиты вершинной поверхности; 2 – границы неотектонических блоков; 3 – активные разломы: генеральные и региональные, предполагаемые, сдвиги, надвиги и неустановленной кинематики, соответственно; 4 – поле кайнозойских базальтов; 5 – мезозойско-кайнозойские прогибы; 6 – кайнозойские впадины, активно заполняющиеся современными осад-ками; 7 – сейсмодислокации; 8 – эпицентры землетрясений разных энергетических классов с K>16-17, >15, >12, >10, >9, >8, соответственно. Римскими цифрами обозначены неотектонические структуры разного ранга: I – Амурский блок, включающий в себя Алданскую (IA), Тимптонскую (IБ) и Учурскую (IB) области; II – Становой блок, включающий в себя Западно-Становую (IIA), Центрально-Становую (IIB) и Восточно-Становую (IIB) области. Отдельные морфоструктуры: 1Аа – Чульманская впадина; IAG – морфоструктура Алданского нагорья; IБа – Суннагинский блок; IБб – Гынымская впадина; IБа – Пингамский блок; IB6 – Алгама-Идюмский Вблок; IBв – Токинская впадина; IBа – Нингамский блок; IIB6 – Алгама-Идюмский Вблок; IBв – Токинская впадина; IBг – Морфоструктура Кет-Кап; IBд – Идюмо-Учурский блок; IIBa – морфоструктура кряжа Зверева (южный блок); IIA6 – северный блок; IIBв – Сунамо-Нуямский блок; IIBa – Северо-Токинский блок; IIB6 – Южно-Токинский блок; IIBв – Восточно-Токинский блок; IIBв – Конка, IIBв – Восточно-Токинский блок; IIBв – Конка, IIBв – Калок, IIBв – Северо-Токинский блок; IIB6 – Южно-Токинский блок; IIBв – Восточно-Токинский блок; IIBв – Калок, IIBв

рельефом и многочисленными карами, цирками и представляет собой ступенчатое сложно дифференцированное сводово-глыбовое поднятие. Восточнее орографические элементы Удоканского поднятия кулисообразно переходят в широтные структуры Станового хребта.

Хани-Имангрское среднегорье (левобережье р.Олёкма) является переходной зоной Кодаро-Удоканской высокогорной системы к широтным образованиям Станового хребта. Рельеф окраин района интенсивно расчленен. Альпинотипные гольцы в плане представляют собой сложную ветвящуюся систему горных хребтов, разделенных глубокими троговыми долинами, борта которых расчленены денудационными ложбинами, имеющими крутой продольный профиль. Величина относительного превышения в среднем составляет 500 м. В междуречье рек Хани и Имангра, несмотря на относительно меньшую контрастность новейших движений и более сглаженный рельеф, долины отдельных притоков р.Олёкма (Хани, Имангра, Чебаркас, ТасЮрях) представляют собой резко выраженные грабенообразные впадины, формирование которых связывается с подновлением сейсмогенных разломов [Сейсмическое районирование..., 1977].

Наиболее характерной чертой восточного окончания Байкальской рифтовой области является то, что основные морфоструктурные элементы имеют северо-вос-точное и субширотное простирание. Примерно по широте Станового краевого шва - долине р.Дырын-Юрях - от этой области отделяется южная подобласть, соответствующая Восточно-Забайкальской глыбово-волновой зоне умеренных и слабо дифференцированных поднятий. Это подобласть характеризуется широким развитием эрозионно-денудационного рельефа, с различной сте-пенью трансформации отдельных его элементов. Окраинные участки области представляют собой слаборасчлененное среднегорье (1000-1500 м) с массивными округленными горами, на однообразном фоне которых выделяются куполовидные гольцы, покрытые курумником.



Рис. 4.4. Внешний вид хребта Кодар в Чарской рифтовой впадине (пос. Чара)

Из общего плана среднегорного слаборасчлененного рельефа выделяется горная цепь Южно-Дырындинского хребта. Средние абсолютные высоты, выдержанные здесь на всем протяжении (60 км), составляют 1500–1700 м. Эта система пологовыпуклых гольцовых вершин, увенчанных денудационными останцами коренных пород.

Орогенные структуры Становой складчатой области (Становой блок, I) и южной части Алданского щита (Алданский блок, II), расположены в центре рассматриваемой нами территории. В пределах этого района, охватывающего междуречье рек Олёкма и Учур, выделяется система горных поднятий (высотой от 1500 до 2200 м) общего субширотного простирания, располагающихся между Верхнезейской впадиной на юге с кайнозойскими отложениями мощностью до 200-400 м [Долгушин, 1971] и денудационно-аккумулятивным Алдано-Учурским плато на севере. На этом плато известны фрагменты кайнозойских отложений мощностью до 10-12 м (Гынымская впадина, бассейн р.Унгра, бассейн нижнего течения р.Тимптон). Поверхность плато по-лого погружается к северу: от отметок 1000-1200 м на юге до 800-600 м на севере, осложняясь на северо-востоке горстообразным поднятием Суннагинского хребта.

Алданский блок (I). Включает в себя Алданскую, Тимптонскую и Учурскую неотектонические области.

Морфоструктуры Алданской области (IA) являются переходной зоной к типично платформенным структурам Приленского плато. Они созданы при доминирующей роли изгибовых деформаций и могут быть отнесены к категории сводовых поднятий в пределах активизированной краевой части Алданского щита (ІАб). На этой территории, которая в целом характеризуется низкогорным рельефом с незначительной дифференциацией и контрастностью неотектонических движений, заметна морфогенетическая роль пологого сводообразования. Чульманская впадина (IAa) является наиболее значительной морфоструктурой на юге этого района. Она прослеживается к северу от блокового поднятия кряжа Зверева; имеет сложную, разветвленную форму, с образованием "заливов" между Центрально-Становым и Гонамским блоками; выделяется по резкому разряжению изогипсобазит и характеризуется сглаженными формами рельефа. Чульманская впадина геоморфологически относится к району Алданского нагорья. В неотектоническом отношении территория представляет собой район относительных опусканий малой амплитуды. Внутри нее выделяется ряд структур более мелкого порядка (Беркакитская седловина, Унгринская ступень), по классификации Д.А.Тимофеева [1968], Б.С.Русанова и др. [Геоморфология ..., 1967]. В целом, для впадины характерно ступенчато-блоковое строение с большей степенью интенсивности поднятия в ее южной части.

Рельеф центральной части Чульманского впадины характеризуется наличием широких пологоволнистых водоразделов (абсолютные высоты 750–900 м) с довольно крутыми ступенчатыми склонами (наблюдается несколько уровней плечей трогов). Долины рек хорошо выработаны, часто заболочены, имеются озера. Днища по своему строению похожи на троги; крупные притоки р.Чульман — реки Верхняя и Нижняя Нерюнгра — образуют долиныграбены с увеличенной мощностью аллювиальных отложений. На водоразделах рек Чульман, Левая и Правая Унгра часто встречаются эратические валуны, прослеживаются флювиогляциальные террасы, сложенные валунами, галечниками и вмещающими их песками.

Рельеф южной части впадины приобретает характер расчлененного среднегорья на более поднятых блоках и холмистого – на отстающих в поднятии. Высоты водоразделов составляют 950–1300 м, средняя глубина долин 150–250 м. Водоразделы имеют форму округлых гряд с отдельными вершинами, а иногда с участками выравненной поверхности.

Следует отметить зависимость заложения речной сети Алданского нагорья от дизъюнктивной тектоники. По мнению М.В.Пиотровского [1968], гидросеть приурочена здесь в основном к зонам разломов и повышенной трещиноватости горных пород.

Морфоструктуры Тимптонской области (1Б) Алданского блока в структурном отношении как бы продолжают тектонический рисунок Станового блока, внедряясь в "тело" Алданского щита по системе диагональных разрывов северо-восточного (Тимптонский) и северо-западного простираний (Тыркандинский). В пределах Тимптонской области выделяется ряд положительных морфоструктур, разделенных грабенами.

Суннагинский блок (ІБа) ограничивает с севера вышеназванную впадину и представляет собой высокоподнятую (до 2100–2300 м) структуру, которая протягивается с юго-запада на северо-восток на расстоянии 180 км при ширине 75–80 км. С севера он ограничен разломами взбросовой кинематики. Этому блоку присущи все черты альпинотипной области – контрастный рельеф, наличие каров и цирков, V-образные долины, подвешенные водотоки и т.д.

Гынымская впадина (ІБб) расположена к северозападу от Алгама-Идюмского поднятого блока и отделяется от него системой субширотных сдвигов. Выделяется по резкому разрежению изобазит и образованию "залива" между поднятыми структурами Суннагинского и Алгама-Идюмского горста. Центр впадины смещен к востоку, к р.Учур, где фиксируется ее наиболее пониженная часть (до 800 м). Сочленение впадины с поднятыми блоками контрастное, в силу чего борта впадины имеют форму плеч трогов.

Гонамский поднятый блок (IБв) находится на северо-западе исследуемой области. Границы его совпадают с линиями разрывных нарушений. Южная проходит по северному борту Атугей-Налуракской впадины, северная – по южному борту Ытымджинской впадины. На западе отделяется долиной р.Сутам от Нингамского поднятого блока. Блок не является единым горным сооружением, а состоит из отдельных хребтов – Ытымджинского и Сутамо-Гонамского. Ытымджинский хребет сильно расчленен. Водоразделы узкие, крутосклонные со скалистыми гребнями и каменными россыпями по склонам. В междуречье рек Сутам и Гонам располагается массив Сутамо-Гонамского хребта. Это денудационно-тектоническое низкогорье с неглубоким (200–400 м) расчленением и плавными очертаниями. Водоразделы широкие, склоны покрыты делювиальными шлейфами.

Ытымджинская (ІБг) и Атугей-Налурак-Нуямская межгорные впадины, структуры которых развиваются унаследованно с мезозоя, протягиваются в субширотном направлении, имея ширину до 20– 30 км и длину 100 км. Они контрастно сочленяются с окружающими поднятыми блоками по зонам разломов. Рельеф их холмисто-увалистый, с абсолютными высотами 900–1000 м, залесенный и заболоченный. На фоне выположенного рельефа выделяются отдельные останцовые вершины. Центральная часть впадин плоская, с холмисто-западинным рельефом, и представляет собой поверхность одной или двух надпойменных террас. На окружающих впадины поднятиях наблюдается мощные и широкие делювиально-пролювиальные шлейфы.

Морфоструктуры Учурской области (IB) ограничена от Тимптонской области Тыркандинским разломом и состоит из ряда крупных поднятых блоков, обрамляющих крупную Токинскую впадину.

Нингамский блок (IBa) в структурном отношении представляет собой горст преимущественно архейских кристаллических пород, осложняющий южное крыло Гонамского сводового поднятия. В плане это куполовидная структура, рассеченная Тыркандинским разломом в северо-восточном направлении на две неотектонические части (1500-1700 м и 1700-2300 м абсолютной высоты). Северная граница блока совпадает с широтным разломом, к которому приурочена долина р.Гонам, южная проходит по грабенообразной долине р.Налурак. Нингамский массив выражен в рельефе сложной ветвящейся системой горных хребтов альпинотипного облика, характеризующихся глубоким (врез до 1000 м) расчленением, узкими гребневидными водоразделами, крутыми скалистыми склонами, покрытыми сплошными осыпями.

Алгама-Идюмский поднятый блок (IB6) включает в себя небольшие сводовые поднятия фундамента по северной окраине Токинской впадины, которые образуют цепь возвышенностей, обрывающихся высоким (800–1000 м) тектоническим уступом к югу. В их осевых частях выведены на поверхность породы фундамента, поднятые на высоту до 1700 м. Реки Идюм и Алгама пересекают эти поднятия, врезаясь на глубину свыше 1000 м и образуя узкие неразработанные (крутосклонные) долины.

Токинская впадина (IBв) - унаследованный ме-

зозойско-кайнозойский прогиб, ограниченный линиями крупных дизьюнктивных нарушений большой амплитуды, выраженными в рельефе тектоническими уступами. Южная граница проводится по зоне Южно-Токинского надвига (с амплитудой вертикальных тектонических движений до 1200 м). Идюмский взброс оконтуривает впадину вдоль северной границы (амплитуда смещения 400 м). На фоне слабо дифференцированного платообразного рельефа Токинской впадины к юго-западу от устья р.Туксани поднимается несколько групп возвышенностей низкогорного облика. Максимальную абсолютную высоту (до 1550 м) имеет Алгаминский горст (массив Берранджа), представляющий собой поднятый блок архейского фундамента, ограниченный четко выраженными в рельефе разломами. Массив имеет густое и глубокое (до 600-700 м) расчленение, узкие гребневидные водоразделы и антецедентно прорезается р.Алгама в северо-вос-точном направлении. Речная сеть впадины довольно густая, с неглубоким эрозионным врезом (200-300 м). Долины крупных рек хорошо разработаны, террасированы, имеют плоские и широкие лниша.

Морфоструктура хребта Кет-Кап (IBг) представляет собой широтно ориентированное линейное поднятие, в западной своей части отклоняющее долину р.Учур.

Луриканский поднятый блок (IBд) вытянут также в субширотном направлении. Он состоит из большого количества компактных изометричных горных хребтов, примыкающих с запада к Токинской впадине.

В южной части территории протягивается поднятие Станового блока (II), плавно меняющее простирание с субширотного на востоке на северозападное на западе, объединяющее Западно-Становую (Зверевскую), Центрально-Становую (Верхнегонамскую) и Восточно-Становую (Токинскую) неотектонические области.

Морфоструктура кряжа Зверева (IIA) – является северо-западной ветвью Станового хребта и представляет собой крупный блок архейских пород, ограниченный с севера и юга морфологически хорошо выраженными уступами. От собственно Станового хребта он отделяется на юге грабенообразной долиной р.Алдан. Имея симметричное строение, морфоструктура кряжа Зверева подразделяется на два геоморфологических района.

Северная ее часть (ПАб) представляет собой гольцовую гряду. Район имеет характер типичного среднегорья с абсолютными высотами 1700–1800 м. В западной его части преобладают плавные и округлые формы рельефа, многочисленные каменные россыпи. В восточной части хребет Зверева достигает высоты 2100 м, рельеф его становится более расчлененным и резким, в склоны часто врезаны полуразрушенные ледниковые кары. Речная сеть района имеет типичный горный облик и характеризуется крутосклонными долинами с невыработанным продольным профилем.

На юге гольцовая гряда кряжа обрывается, а местами спускается постепенно к выравненной поверхности, "пьедесталу" (IIAa). Последняя почти не затронута современной эрозией и занята разнообразными марями, характеризующимися полигональным мерзлотно-солифлюкционным микрорельефом [Тимофеев, 1965]. Северное ограничение поднятия совпадает с Южно-Чульманским надвигом, по которому архейские образования местами полого налегают на мезозойские отложения Чульманской впадины, а южное ограничение – с Верхнеалданским разломом.

Морфоструктуры Центрально-Становой области (IIБ) представляет собой систему складчатоглыбовых массивов, претерпевших разноамплитудные глыбовые перемещения. Орографически Становой хребет состоит из нескольких линейно ориентированных хребтов, протягивающихся в субширотном и северо-западном направлениях. Территория характеризуется среднегорным рельефом с высотами 1500-1600 м. Широко развиты куполовидные и плосковершинные поверхности с пологими очертаниями. Плоскогорный тип рельефа развит на значительных площадях северного подножия Станового хребта (ПБа). В пределах Центрально-Становой области выделяется ряд положительных морфоструктур, разделенных узкими грабеноподобными долинами, в которых в современную эпоху протекают процессы осадконакопления.

Сутамо-Нуямский поднятый блок (IIБб) – это блок архейских сильнодислоцированных пород, достаточно четко отделенный от окружающих структур. Ее северная и восточная границы определяются Атугей-Нуямским разломом, а южная, как и у Налуракского блока, фиксируется эрозионно-тектоническими уступом. Для рельефа названного блока характерно неглубокое эрозионное расчленение в 200–400 м. Высота водоразделов здесь 1000–1300 м. Форма их выпуклая, склоны умеренно крутые с делювиальными шлейфами, на которых развиваются солифлюкционные процессы.

Восточный участок Станового блока имеет более сложное строение. К поднятию Станового хребта с севера здесь примыкают три крупных блока, различающихся по своим размерам, ориентировке и морфометрическим характеристикам. **Поднятие Токинского Становика** (IIB) является наиболее крупным из них. Это высокоподнятый (с отметками до 2100–2300 м), интенсивно развивающийся блок северо-западного простирания (170 х 90 км), оконтуренный четко выраженными в рельефе Становым, Южно-Токинским, Тыркандинским и другим разломами, амплитуда вертикальных тектонических движений, по которым достигает по северной границе 1000–1200 м, а на остальных участках до 500–700 м.

Внутренний массив блока разбит серией разло-

мов преимущественно северо-западного простирания, наиболее значительные из них Авгенкурский и Большой Туксанинский разломы, с амплитудой смещения противоположных бортов долин, соответственно, 500-700 и 250-300 м. Внутри Токинского Становика выделяются три отдельных, более мелких блока - северный (IIBa), южный (IIB6) и восточный (IIBв). Интенсивные дифференцированные восходящие движения Токинского Становика, ограничение его крутопадающими разломами обусловили резкую расчлененность рельефа (с относительными превышениями до 1200-1300 м) и крутизну склонов. Вследствие этого, здесь большое развитие получили гравитационные процессы: повсеместно распространены мощные грубообломочные делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы и конуса выноса, часты проявления обвалов. Некоторые, по мнению В.В.Николаева и др. [1982], имеют сейсмогенную природу (верховья р.Сам-Анкикит и в долине р.Большая Туксани). Северное ограничение поднятия Токинского Становика совпадает с Южно-Токинским надвигом. К юго-западным отрогам Токинского Становика приурочено поле развития вулканогенных образований кайнозойского возраста (рис. 4.5), с хорошо сохранившимися аппаратами центрального типа [Билибина, 1972; Васютина, Кусков, 1981].

Большую роль в формировании рельефа сыграли ледниковые процессы, придавшие Токинскому Становику альпинотипный облик. Среди экзарационных форм широко распространены кары диаметром до 600–900 м и многочисленные троговые долины длиной в несколько десятков километров. Заложение долин большинства крупных рек предопределено разрывной тектоникой.

4.2.2. Градиенты скоростей новейших вертикальных тектонических движений

При анализе схемы градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений обращает на себя внимания, что в градиентном поле отчетливо выделяются лишь восточное окончание Байкальской рифтовой зоны и блоковое поднятие Суннагинского хребта. Изолинии максимальных значений градиентов скоростей здесь параллельны простираниям морфоструктурных элементов. Они приурочены к северо-западному и юговосточному ограничениям Суннагинского поднятия, прослеживаются вдоль бортов Чарской и Верхнетоккинской впадин (рис. 4.6). Большинство морфоструктурных элементов широтной системы поднятий на юге Алданского щита и смежной части Становой области не находят отчетливого выражения в поле градиента скоростей вертикальных движений. Рисунок изоград здесь имеет сложный мозаичный характер. Отсутствует четко выраженная линейность в распределении зон максимального градиента.

Столь отличное выражение этих районов на схеме градиентов, наряду с морфоструктурными данными, свидетельствует о существенных различиях в темпах неотектонических движений в пределах Байкальской рифтовой зоны и Суннагинского поднятия, с одной стороны, и юга Алданского щита и в Становой области - с другой. Как известно, в Байкальской рифтовой зоне доминируют вертикальные движения, связанные с формированием крупных пологих сводов и рассекающих их грабенообразных впадин. С преимущественно вертикальными движениями, по-видимому, может быть связано и образование Суннагинского поднятия, которое обычно определяется как горст. На юге Алданского щита и в пределах смежной с ним Становой области, как следует из анализа их морфоструктурных особенностей, определяющими являются взаимные разнонаправленные перемещения различных по величине, форме и ориентировке блоков. Обусловленные такими перемещениями перекосы блоков, по-видимому, и приводят к мозаичному распределению градиентов скоростей новейших тектонических движений. Как будет показано ниже, такой характер движения связан с существованием крупных сдвигов и сопряженных с ними надвигов, взбросов и сбросов, обусловленных общим смещением Становой области к западу относительно Алданского щита.

4.3. Сейсмичность

Вдоль южной границы Сибирской платформы по данным инструментальных наблюдений (с начала XX в.) выявлен крупный Байкало-Становой сейсмический пояс, который располагается между оз.Байкал и Охотским морем (рис. 4.7). Он объединяет Байкальскую рифтовую зону (I) и продолжающую ее от р.Олёкмы на восток к Удской губе Охотского моря Олёкмо-Становую сейсмическую зону (II). Параллельно Олёкмо-Становой зоне на 200 км южнее между 54 и 55° с. ш. расположена Тукурингра-Джагдинская сейсмическая зона (III), которая протягивается из Монголии в субширотном направлении к Охотскому морю вдоль хребтов Тукурингра – Джагды – Сохтахан в Приамурье.

Названные две зоны Байкало-Станового пояса имеют разный сейсмический режим. Так, в Байкальской рифтовой зоне ежегодно происходит более 2000 землетрясений с энергетическим классом К>8, в то время как в Олёкмо-Стано-вой зоне число таких событий в год не превышает 500. Наибольшая магнитуда М землетрясений в Байкальском рифте соответствовала величине 7,6–7,8 (Муйское землетрясение 1957 г. с М=7,6; Моготское землетрясение 1967 г. с М=7,8). В Олёкмо-Становой зоне значение магнитуды не превышало





Рис. 4.5. Позднекайнозойские вулканы Токинского Становика (наверху аэрофотоснимки, внизу фотография) (по В.В.Николаеву и др. [1982])

7,0 (Тас-Юряхское землетрясение 1967 г. с М=7,0). Первые сведения о землетрясениях в Южной Якутии имеются в "Каталоге землетрясений Российской империи" И.В.Мушкетова и А.Н.Орлова [1893], где эти события относятся к 1779 и 1849 гг. В наше время в "Атласе землетрясений в СССР" [1962] приведены сведения о землетрясениях восточного фланга Станового хребта, которые произошли в 1937 и 1939 годах в Токинском Становике вблизи оз.Большое Токо, а также данные о двух сильных землетрясениях 1958 г., отмеченных в среднем течении р.Олёкмы с интенсивностью в эпицентре до 9 баллов.

Начало инструментальных наблюдений на территории Южной Якутии относится к 1964 г., когда была открыта сейсмическая станция в пос. УстьНюкжа на р.Олёкма. Сейчас здесь действует система сейсмических наблюдений, состоящая из четырех станций: Усть-Нюкжа, Чульман, Чагда и Усть-Уркима. На западе в соседней Байкальской рифтовой зоне расположена сеть сейсмических станций: Чара, Тупик, Средний Калар, Бодайбо, Неляты и др. На юге в Приамурье (Амурская область и Хабаровский край) действует следующая система наблюдений: Зея, Бомнак, Ясный, Кировский и др.

Точность определения эпицентров соответствовала классам "a"(5 км), "6"(10 км), "A"(25 км) и "Б"(50 км). Большинство эпицентров (до 70%) локализовано с точностью до 5 и 10 км, остальные – 25 и 50 км. Повышение плотности наблюдений способствовало улучшению представительности



Рис. 4.6. Схема градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений Южной Якутии 1-4 – значения градиентов скоростей (в 10⁻⁹год⁻¹): 1 – более 3; 2 – 3–1; 3 – 1–0,65; 4 – 0,65–0,35; 5 – границы областей с разными значениями градиентов; 6 – эпицентры землетрясений с К>12 (а) и К>10-11 (б)

землетрясений, когда без пропусков могли регистрироваться слабые землетрясения, начиная с К≥7-8.

В региональном плане пространственное распределение землетрясений в Олёкмо-Становой сейсмической зоне (ОСЗ) выражено в виде широкой (до 200 км) полосы эпицентров землетрясений, протягивающейся на 800–1000 км к востоку от Байкальского рифта к Охотскому морю (рис. 4.7). Все землетрясения отмечены здесь в пределах Станового хребта и примыкающего к нему Алдано-Учурского плато. За последние 30 лет инструментальных наблюдений здесь зарегистрировано более 12 000 событий. Пространственно ОСЗ тяготеет к зоне сочленения Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой области, фиксируя границу между Евразиатской и Амурской литосферными плитами.

На основе карты эпицентров землетрясений была построена карта их плотности (рис. 4.8). На ней показано число подземных толчков, происшедших в пределах элементарной площадки размером 0,2°x0,4°. Отчетливо выявляются максимумы сейсмичности уровнем плотности >10.

Самым активным на территории Южной Якутии является западный фланг Олёкмо-Становой сейсмической зоны, где наблюдается ряд максимумов плотности эпицентров землетрясений (6–10). Так, здесь имеют место следующие крупные максимумы сейсмичности: Олёкминский (I), Ларбинский (II), Тас-Миелинский (III), Южно-Якутский (IV) (рис. 4.9), в которых значения плотности достигают величины 8–10. Наибольшая активность зафиксирована в районе левобережья среднего течения р.Олёкма (междуречье рек Тас-Юрях и Имангра, левые притоки Олёкмы), где обычно регистрируется до 80–100 толчков в год (максимальная плотность эпицентров – 10). Среди них отмечено несколько крупных сейсмических катастроф, в их числе: 9–10-балльные Олёкминское и Нюкжинское 1958 г. с М=6,5 и Тас-Юряхское 1967 г. с М=7,0, которые сопровождались многочисленными афтершоками, а также 7балльное Дырындинское 1987 г. с М=5,2.

На южных склонах Станового хребта к югу от истоков р.Алдан в верховьях р.Нижняя Ларба (бассейн р.Нюкжи) локализовано скопление эпицентров землетрясений, возникшее при Ларбинском событии 1971 г. с M = 5,9 (максимальная плотность 10).

Другой активный участок в бассейне р.Тас-Миеле (левый приток р.Олёкмы) локализован на Олёкмо-Чарском нагорье в 100 км севернее района среднего течения р.Олёкмы. Магнитуда местных землетрясений, отмеченных здесь, не превышала 4,9. Плотность эпицентров – 8–10.

Восточнее между реками Олёкма и Алдан выявляется активный участок района Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с М=6,6, после которого отмечено свыше 5000 афтершоков (пять из них имели магнитуду в интервале 4,0-6,0). Он расположен в пределах самого крупного максимума плотности эпицентров землетрясений, охватывающего верховья рек Тунгурча и Алдан (10 и более).



Рис. 4.7. Система инструментальных сейсмических наблюдений и пространственное распределение землетрясений на территории Южной Якутии

1-9 - эпицентры землетрясений с энергетическим классом К (К = IgE, Дж): 1 - 17; 2 - 16; 3 - 15; 4 - 14; 5 - 13; 6 - 12; 7 - 11; 8 - 9-10; 9 - ≤8. Треугольники – сейсмические станции. Сейсмические зоны: 1 - Байкальская, II - Олёкмо-Становая, III - Тукурингра-Джагдинская

На территории центральной части и юго-восточного фланга Олёкмо-Становой сейсмической зоны выделяется три крупных участка концентрации эпицентров землетрясений: в центре Алданского нагорья, в районе Токинского Становика вблизи оз. Большое Токо и в бассейне среднего течения р.Учур.

Первый из них тяготеет к правобережью р.Тимптон в центре Алданского нагорья. Ему соответствует плотность эпицентров 8–10. Здесь главным образом зафиксировано значительное количество слабых землетрясений с М<3 (около 20–30 в год). Число ощутимых событий с М=4,0–4,5 составляет единицы, и лишь одно Усмунское землетрясение 1972 г. имело М=4,9. Рассматриваемый участок приурочен к разломному узлу Тыркандинского, Верхнетимптонского, Тимптоно-Гонамского и Верхнегонамского диагональных разломов.

Второй участок концентрации очагов землетрясений отмечается в районе Токинского Становика около оз. Большое Токо вблизи поля кайнозойских вулканов, в месте стыка Авгенкуро-Майского сдвига с диагональной перемычкой, а также южнее Авгенкуро-Майского разлома. Плотность эпицентров здесь равна 8–10. Ежегодно в районе Токинского Становика записывается в среднем 40-50 сейсмических событий. За весь период инструментальных работ в этом районе отмечено около 600 землетрясений. Два из них – Токинское 1937 г. с М=5,5 и Джугдырское 1939 г. с М=6,0 могли ощущаться в эпицентре с силой 7-9 баллов. Здесь также выявлено около 30 толчков с возможными макроэффектами в эпицентре до 6 баллов. Магнитуда таких сотрясений соответствовала 4,0-4,5.

Последний участок с максимумом сейсмичности (плотность эпицентров землетрясений 6-8) выявлен в среднем течении р.Учур. Уровень его активности меньше двух предыдущих, здесь зарегистрировано несколько ощутимых землетрясений с M=4,0-4,5.

По данным наблюдений близких станций (эпицентральное расстояние равно или больше 50 км) определялась глубина возникновения южноякутских землетрясений, которая соответствовала интервалу 8–40 км. Наибольшая глубина местных подземных толчков составила в эпицентральной зоне Южно-Якутского землетрясения 1989 г. 40 км.

Анализ распределения глубин возникновения очагов землетрясений в Олёкмо-Становой сейсми-



Рис. 4.8. Схема плотности эпицентров землетрясений Южной Якутии 1-6 - плотность эпицентров землетрясения в элементарной площадке

Таблица 4.1. Глубина очагов землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны

Район	Интервал глубин, км
Среднее течение р.Олёкмы	(8-31)±2
Олёкмо-Чарское нагорье	(11-25)±8
Становой хребет (Южно-Якутский над- виг, Чульманская депрессия, район Юж- но-Якутского землетрясения 1989 г.)	(20-30)±10
Становой хребет (район Ларбинского землетрясения 1971 г.)	(8–23)±5
Становой хребет (кряж Зверева, восточ- ное окончание Чульманской впадины	(11-23)±5
Учурский район	(20-25)±10

ческой зоне показал, что все они располагаются выше подошвы земной коры, которая находится здесь на глубине 40-60 км [Суворов, Корнилова, 1985]. Найденные значения глубин гипоцентров землетрясений приведены в табл. 4.1.

На основе сейсмостатистических данных с начала века была рассчитана средняя повторяемость сильных землетрясений как в целом для всей ОСЗ, так и для отдельных ее районов.

Таблица 4.2. Средняя повторяемость сильных землетрясений в разных районах Олёкмо-Становой сейсмической зоны

K (I)	Стано- вой хребет	Среднее течение р.Олёкмы	Алдан- ское нагорье	Токин- ский Ста- новик	Вся зона
10 (4)	0,3	0,4	1,5		0,1
11 (5)	0,7	1	4		0,4
12 (6)	2	3	10	7	1.
13 (6-7)	6	10	30	25	3
14 (7)	20	30	100	80	9
15 (8)	55	80	280	260	30
16 (9)	160	240	800	114	80
17(9-10)	470	700	2500		250

Примечание: К – энергетический класс землетрясений K=lgE, Дж.; I – интенсивность землетрясений в баллах.

В целом, в пределах всей Олёкмо-Становой зоны следует ожидать возникновения землетрясений с интенсивностью 7 баллов в эпицентре через 9 лет, 8 баллов – через 30 лет, 9 баллов – через 80 лет, 9–10 баллов – через 250 лет (табл. 4.2).



QK-15-17 Q 14 Q 13 Q 12 Q 11 Q 10

Рис. 4.9. Карта проявлений сильных землетрясений западного фланга Становой складчатой области на юге Республики Саха (Якутия) за 1958–1997 гг.

Кружками обозначены эпицентры землетрясений с энергетическим классом (K=lgE, Дж), соответственно, 15–17, 14, 13, 12, 11, 10. Римские цифры – эпицентральные поля (сгущения эпицентров землетрясений): І – Олёкминское, ІІ – Ларбинское, ІІІ – Тас-Миелинское, IV – Южно-Якутское

Территория Южной Якутии неоднократно подвергалась воздействию сильных землетрясений. К настоящему времени известны макросейсмические сведения только о немногим более десяти крупных сейсмических событиях. Остановимся на них.

4.3.1. Землетрясения, для которых были замечены макросейсмические эффекты

Учурское землетрясение 8 августа 1895 г. Сохранилось лишь одно донесение в XIX в. Иркутской магнитно-метеорологической обсерватории о значительном сейсмическом событии, отмеченном 8 августа 1895 г. "... В Якутской области по реке Учуру, притоку Алдана, в 40 верстах от стойбища Учур, которое находится при пересечении р.Учура дорогой с Алдана на Удской Остры, тунгузы наблюдали сильное землетрясение". Во время землетрясения катились с гор камни и валились деревья. Это событие продолжалось с перерывами от 8 августа до 20 сентября 1985 г. Нюкжинское землетрясение 5 января 1958 г. с М=6,5. Интенсивность в эпицентре составляла 9 баллов. Оно произошло в среднем течении р.Олёкма. В плейстосейстовой области обнаружены сейсмогенные обвалы, камнепады, трещина растяжения. В ближайшем к эпицентру пос. Усть-Нюкжа (40 км) землетрясение ощущалось с силой 7–8 баллов. Его макроэффекты наблюдались в Якутии, Бурятии, Забайкалье и Приамурье на площади около 800–900 тыс. кв. км [Кочетков, 1966]. В пос. Чульман толчок ощущался с силой в 5 баллов.

Олекминское землетрясение 14 сентрября 1958 г. с М=6,4. Интенсивность в эпицентре, вероятно, достигала 9 баллов. Оно также произошло в среднем течении р.Олёкма. В плейстосейстовой области выявлены трещины растяжения, выбиты крупные глыбы в скальных бортах рек, обнаружен массовый повал деревьев и каменные осыпи. В пос. Усть-Нюкжа наблюдались 7-балльные макроэффекты. Общая площадь ощутимых сотрясений в Якутии, Бурятии, Забайкалье и Приамурье составила более 500 тыс. км². [Кочетков, 1966]. В пос.



Рис. 4.10. Сводная карта сейсмических сотрясений (в баллах по шкале MSK-64, близкой к Меркалли) сильных землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны

1-8 и более баллов; 2-7; 3-6; 4-5; 5-4 балла. 6-огибающие изолинии балльности: уверенные и предполагаемые

Чульман это событие проявилось с интенсивностью в 5 баллов.

Нерюнгринское землетрясение 23 октября 1964 г. с М=4,5. Интенсивность его в эпицентре могла достигать 6–7 баллов. Землетрясение возникло в зоне влияния Южно-Якутского надвига (верховья р.Чульман). Ощущалось в Нерюнгринском районе Якутии на локальной территории около 15 тыс. кв. км: в пос.Золотинка с силой 6 баллов, в населенных пунктах Чульман и Нагорный – 4–5 баллов.

Тас-Юрихское землетрясение 18 января 1967 г. с М=7,0. Интенсивность его в эпицентре близка к 9-10 баллам. Оно возникло в бассейне левого притока р.Олёкма – р.Тас-Юрях. В эпицентральной зоне наблюдались сейсмогравитационные оползни, массовые каменные осыпи, повал леса, образовались полосы битого льда и местные ледоходы по рекам Тас-Юрях и Олёкма. Землетрясение ощущалось в Якутии, Бурятии, Забайкалье и Приамурье на площади около 1 млн кв. км. В пос. Чульман наблюдались 5-балльные эффекты.

Ларбинское землетрясение 14 июня 1971 г. с М=5,9. Интенсивность этого подземного толчка в эпицентре достигала 7-8 баллов. Землетрясение зафиксировано на южном склоне Станового хребта в верховьях р.Нижняя Ларба (бассейн р.Олёкма). Оно ощущалось на значительной территории Якутии и севера Амурской области, занимающей порядка 100 тыс. кв. км. В Нагорном, Чульмане и Золотинке наблюдались его 5-балльные макроэффекты. 25 ноября 1972 г. произошел второй толчок Ларбинского землетрясения с М=5,0. Его интенсивность в эпицентре могла составить 6-7 баллов.

Усмунское землетрясение 9 августа 1972 г. 6– 7-балльный толчок с магнитудой М=4,9 произошел на Алданском нагорье в пределах Ытымджинской впадины в истоках рек Усмуна (бассейн р.Гонам), Сеймджа (бассейн р.Тимптон) и Гыным. В пос. Чульман в 140 км к западу от эпицентра землетрясения наблюдались 3-4-балльные эффекты. Площадь ощутимых сотрясений при упомянутом землетрясении не превышала 30 тыс. кв. км [Козьмин, 1984].

Суннагинское землетрясение 16 февраля 1976 г. с М=4,7. Оно произошло на Алданском нагорье в пределах восточного окончания хребта Суннагин недалеко от пос.Чагда. Интенсивность в эпицентре составляла 6 баллов. Сейсмические возмущения ощущались на площади около 35 тысяч км². 6балльные эффекты отмечены в пос.Чагда (в 60 км к северу от эпицентра) и на метеостанции Чюльбю (50 км южнее эпицентра).

Эвотинское землетрясение 1 марта 1985 г. с М=4,5. Его интенсивность в эпицентре могла достигать 6 баллов. Эпицентр тяготеет к хребту Западные Янги на Алданском нагорье, расположенному между реками Алдан и Тимптон. В радиусе 40–50 км от эпицентра этого землетрясения выявились макроэффекты силой от 3 до 6 баллов (примерная площадь сотрясений 10 тыс. кв. км). С интенсивностью 5–6 баллов толчок ощущался в пос. Малый Невер, 5 баллов – в пос.Хатыми, 4 балла – в пос.Канкун-ский, 3 балла – в пос. Большой Нимныр, 2–3 балла – в пос.Чўльман.

По совокупности данных о всех ощутимых землетрясениях для территории юга Республики Саха (Якутия) была составлена сводная карта распределения сейсмических воздействий на земную поверхность (рис. 4.10). Практически вся территория юга Республики подвергалась воздействию сейсмических событий интенсивностью в 4–5 баллов. Для отдельных участков сейсмическая опасность возрастала до 6 баллов (хребет Суннагин), 7–8 бал-











Г

Рис. 4.11. Карта сейсмических воздействий (в баллах) при Южно-Якутском землетрясении 20 апреля 1989 г. и его афтершоках (повторных толчках).

а – основной толчок; б – афтершок 24.04.1989г.; в – афтершок 29.04.1989 г.; г – афтершок 07.05.1989 г.; д – афтершок 17.05.1989 г. 1 – интенсивность сотрясений в баллах, соответственно: 7, 6, 5–6, 5, 4–5, 4, 3–4, 3, 2–3 и 2; 2 – сведений недостаточно, а землетрясение ощущалось; 3 – изосейсты (сплошная линия – уверенные, пунктир – предполагаемые)

122

лов (западный фланг Станового хребта), 7–9 (Токинский Становик), 8–9 баллов (бассейн р.Учур), 9–10 баллов (среднее течение р.Олёкмы).

Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989 г. с М=6,6 изученно довольно детально. Интенсивность землетрясения в его плейстосейстовой (эпицентральной) зоне не превышала 8 баллов. Оно является одним из крупных сейсмических событий, произошедших на территории Южной Якутии за последние 20 лет. Глубина данного толчка составила 27 км, что существенно больше среднего значения глубины очагов (10-15 км) для землетрясений Южной Якутии в целом. Землетрясение было приурочено к мезозойской Чульманской впадине и локализовано в бассейне среднего течения р.Тунгурчи (правый приток р.Олёкма). Его макроэффекты наблюдались на значительной части территории, включающий водораздельное пространство между реками Лена и Амур в пределах Южной и Центральной Якутии, север Бурятии, Иркутской, Читинской и Амурской областей. Общая площадь ощутимых сотрясений (2-3 балла и больше) составила около 1,5 млн. кв. км. На основе макросейсмических проявлений была составлена карта изосейст (рис. 4.11,а), где показаны макросейсмические эффекты из 201 пункта, в которых проявилось данное событие.

Территория в радиусе около 100 км от эпицентра Южно-Якут-ского землетрясения многократно подвергалась воздействиям его афтершоков. Для самых сильных четырех из них построены карты изосейст (рис. 4.11,6-д).

Распределение афтершоков Южно-Якутского землетрясения в пространстве и времени. В первые сутки после Южно-Якутского землетрясения действующей сетью стационарных станций было зарегистрировано 262 повторных толка с энергетическим классом К=7-13, во вторые - 107, в третьи -55. Эпицентральная область афтершоков полностью сформировалась за 1,5 месяца после основного события. Она была локализована на правобережье р. Тунгурчи вблизи южной границы Чульманской впадины со Становой складчатой областью (рис. 4.12). Следует отметить, что область повторных толчков имеет изометрическую форму, а ее площадь составляет около 450 кв. км. Максимальное скопление эпицентров землетрясений приходится на водораздел рек Усмун и Агыкта (правые притоки р.Тунгурчи), сюда же тяготеют все сильные афтершоки с K>10. Параметры самых крупных повторных сейсмических событий приведены в табл. 4.3.

Сравнивая "поведение" этой зоны в апрелеиюне и июле-сентябре 1989 г., следует отметить, что первоначально все события происходили на водоразделе рек Усмун и Агыкта и восточнее долины р.Усмун. На втором этапе в течение июлясентября 1989 г. эпицентры переместились к западу и заняли территорию, включающую названный водораздел и правобережье р.Агыкта. Это может свидетельствовать о миграции повторных толчков с востока на запад по мере развития афтершоковой деятельности.

Анализ проявлений повторных толчков после Южно-Якутского землетрясения во времени показывает, что затухание сейсмического процесса происходило экспоненциально. Эта тенденция нарушалась отдельными вспышками активности, ко-

№№ п/п	Дата	Время в очаге ч мин сек.	φ°N	λ°E	Н, км	К
1	21.04	00 04 44.8	57,04	122,17	25	10,9
2	21.04	00 16 00.8	57,07	122,21	8	10,9
3	21.04	08 30 08.0	57,12	120,20	20	11,8
4	21.04	08 51 38.9	57,07	122,34	25	11,7
5	21.04	19 08 38.3	57,06	122,27	32	13,0
6	21.04	22 30 36.2	57,06	122,20	22	11,1
7	24.04	01 34 00.8	57,05	122,24	23	12,9
8	28.04	15 20 54.6	57,04	122,16	16	11,0
9	29.04	06 25 40.3	57,11	122,14	34	13,7
10	07.05	16 28 06.4	57,11	122,18	- 34	13,3
-11	17.05	05 04 37.6	57,09	122,25	17	14,8
12	17.05	07 25 49.8	57,05	122,21	27 .	11,0
13	17.05	07 40 40.2	57,00	122,17	22	11,2
14	17.05	15 55 24.1	57,04	122,22	28	11,6
15	23.05	08 12 13.8	57,00	122,15	21	10,6
16	24.05	19 42 33.5	57,08	122,20	24	10,8
17	27.06	10 38 36.5	57,13	122,32	23	11,4
18	09.07	20 07 47.7	57,08	122,24	28	12,5

Таблица 4.3. Сильные афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 г.

Примечание. Н - глубина, К - энергетический класс



Рис. 4.12. Карта афтершоков Южно-Якутского землетрясения за апрель-декабрь 1989 г. и система местных разломов 1 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом К: 15–17, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, ≤7, соответственно; 2 – разломы: надвиги (Южно-Якутский), сдвиго-взбросы (Ус – Усмунский, Аг – Агыктинский, Тнг – Тунгурчинский), сдвиги (Сл – Сыллахский) и неизвестной кинематики, соответственно; 3 – фокальные механизмы землетрясений, помечены цифрами (1– 3) вне и внутри рисунка (1 – основного землетрясения 10.04.1989 г., 2 – афтершока 29.04.89 г., 3 – афтершока 17.05.89 г.); на диаграммах стрелками показано направление действия сжимающих усилий; 4 – диаграммы трещиноватости горных пород, обозначены вне и внутри рисунка буквами (A–B) для зон влияния разломов (A – Усмунского сдвиго-взброса, Б – Тунгурчинского сдвиго-взброса, В – Южно-Якутского надвига); 5 – простирание главной плоскости разлома. На врезке показано положение в регионе эпицентра Южно-Якутского землетрясения и зоны его афтершоков (заштрихованная область)

Таблица 4.4. Распределение числа повторных толчков по энергетическим классам за 1989 г.

К	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Всего
N	65	1600	1247	373	133	41	10	6	3	1	1	3480

Примечание. К - энергетический класс, N - число толчков

торые были отмечены после пяти сильных афтершоков 21, 24, 29 апреля, 7 и 17 мая 1989 г. За каждым из них следовала своя серия повторных толчков. Наиболее крупная последовательность наблюдалась после события 17 мая, когда за 10 дней было зарегистрировано 565 афтершоков, что составило 16% от их общего числа. Большая часть сейсмической энергии (99%) высвободилась при Южно-Якутском землетрясении в течение апреля-мая 1989 г. и лишь 1% пришелся на остальной временной интервал. В целом, с 20 апреля по конец 1989 г. были определены координаты 3480 афтершоков. Их распределение по энергетическим классам приведено в табл. 4.4.

Глубина очага. Наблюдения локальной сети сейсмостанций вблизи эпицентральной зоны Южно-Якутского землетрясения (≤ 50 км) позволили провести массовое определение глубин возникновения его афтершоков. Оценки осуществлялись как с помощью ручной обработки на основе уравнения гиперболического годографа, так и на ЭВМ. ГлуРис. 4.13. Гистограммы распределения количества повторных толчков (N) Южно-Якутского землетрясения 1989 г. по глубинам их возникновения (H)

а – сводная гистограмма за апрель 1989 г. – апрель 1990 г.; б-ж – за каждые два месяца наблюдений; з – сводная за время работы временных полевых сейсмических станций с мая по август 1989 г.; и-л – за каждый месяц полевых наблюдений

бина очага была определена в 1778 случаях или у 51% афтершоков. (рис. 4.13).

В целом, интервал глубин афтершоков составил 1-48 км, но наиболее многочисленными оказались глубины их гипоцентров в пределах 20-30 км. По данным разных авторов, мощность земной коры в районе землетрясения варьирует от 40 [Алакшин, Карсаков, 1985] до 60 км [Суворов, Корнилова, 1985], поэтому можно считать, что наиболее активно афтершоковая деятельность проявилась в средней и нижней частях земной коры. Особенно наглядно это прослеживается при анализе проведения очага Южно-Якутского землетрясения по глубине и во времени. Так, с апреля по начало июля 1989 г. до 70% афтершоков возникло на глубинах 19-28 км. В июле, наряду с землетрясениями на доминирующих глубинах, заметно возросла сейсмическая активность на меньших (5-12 км) глубинах. Таким образом,



спустя четыре месяца после основного события, активизировалась также верхняя часть области очага. Общая тенденция затухания сейсмического процесса во всем диапазоне глубин сохранялась до апреля 1990 г.

Механизм очага и особенности напряженного состояния земной коры. В определении механизма очага Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков использованы данные более 200 региональных и телесейсмических станций Сибири, Дальнего Востока, бывшего СССР и Мира.

В целом, тип смещения в очаге этого землетрясения может быть определен как взбросо-сдвиг (см. рис. 4.12). Найдены две возможные плоскости разрыва: NP₁ близмеридионального простирания при крутом ее падении (67–50°) на юго-восток с подвижкой по ней типа взброса с правосторонним сдвигом и NP₂ юго-восточного простирания с падением на юго-запад под углом к горизонту в 70– 50° и движением по ней типа взброса с левосторонним сдвигом (см. рис. 4.12, № 1 в левой колонке диаграмм). При этом, сжимающие усилия – горизонтальны и действовали в северо-восточном направлении, а напряжения растяжения имели азимут 34–50° и были наклонены к горизонту под небольшим углом 32–50°. Промежуточные напряжения – близвертикальны и ориентированы в субдолготном направлении (азимут 15–50°).

Другие фокальные механизмы были построены для двух сильных афтершоков Южно-Якутского землетрясения 29 апреля и 17 мая 1989 г (рис. 4.12, №№ 2 и 3 в левой колонке диаграмм). Рис. 4.14. Схема распространения магнитных аномалий района Южно-Якутского землетрясения 1989 г.

эпицентр землетрясения;
изолинии аномалий магнитного поля;
градация установленных магнитных аномалий, стрелка направлена в сторону возрастания значений магнитного поля

Фокальный механизм землетрясения 29 апреля позволяет установить, что его очаг находился под воздействием близгоризонтальных сжимающих и растягивающих усилий, а пронапряжения межуточные были ориентированы субвертикально. Обе поверхности разрыва субвертикальны, при этом подвижка по субдолготной плоскости NP₁ соответствовала правому сдвигу, а по близширотной плоскости NP₂ левому.

Механизм повторного толчка 17 мая выявил, что в его очаге действовали близгоризонтальные сжимающие напряжения и более

круто наклоненные к горизонту растягивающие. Ось промежуточного напряжения – близгоризонтальна. Одна из плоскостей разрыва NP₁ имеет субдолготное простирание и пологое падение к северо-востоку, тип смещения по ней – надвиг с правосторонним сдвигом. Плоскость разрыва NP₂ ориентирована близширотно и круто наклонена к горизонту, тип движения по ней – левый сдвиг.

При сопоставлении механизма очагов основного события и его сильных афтершоков в районе Южно-Якутского землетрясения обнаруживаются следующие особенности поля тектонических напряжений:

 простирание одной из альтернативных плоскостей разрыва (NP₁) чаще всего субдолготно, а другой (NP₂) – близширотно. Угол наклона плоскости 1 к горизонту изменяется от 23-50 до 75-50°, плоскости 2 – от 70-50 до 84-50°;

 кинематика возможных разрывов в очаге соответствует сдвигам, взбросам и надвигам;

 тектонические напряжения сжатия – близгоризонтальны и действуют в северо-восточном направлении по азимуту 31–74°;

Современный тектонический план исследуемой территории определяет система молодых разломов (Усмунский, Агыктинский, Сыллахский, Тунгур-



чинский и др.) (см. рис. 4.12), которые надежно диагносцируются по аэрофото- и космоснимкам, а также по другим геолого-геофизическим признакам – приспособление к разломам гидросети, приуроченность к ним аномалий полей магнитного (рис. 4.14) и силы тяжести (рис. 4.15). На карте афтершоков Южно-Якутского землетрясения отчетливо прослеживается, что вся совокупность повторных толчков сосредоточена главным образом в Агыкта-Усмунском блоке, заключенном между Усмунским (на востоке), Агыктинским (на западе) и Тунгурчинским (на севере и юге) разломами.

Для реконструкции поля тектонических напряжений в кайнозое структурно-геологическими методами в полевых условиях исследовались зеркала скольжения в плоскостях сместителей названных разрывных нарушений... На рис. 4.12 в колонке справа показаны три диаграммы трещиноватости горных пород в зонах разломов: Усмунского (А), Тунгурчинского (Б) и Южно-Якутского (В). В частности, на диаграмме А, построенной по данным натурных наблюдений в плоскости Усмунского разлома, видно, что главная плоскость сместителя имеет субдолготное простирание (азимут 10–50°), а ее проекция на земную поверхность (заштрихованная область на диаграмме) указывает, что она близРис. 4.15. Схема распространения аномалий поля силы тяжести района Южно-Якутского землетрясения 1989 г.

 эпицентр землетрясения; 2 – изолинии поля силы тяжести; 3 – градация установленных аномалий поля силы тяжести, стрелка направлена в сторону возрастания значений поля

вертикальна (угол ее падения составляет 50-75°). Вектор сжатия оз действует здесь в северо-восточном направлении (азимут 45-50°), а растяжения б, – в северо-западном (азимут) 335-350°). Оба вектора - близгоризонтальны (углы падения не более 10-50°). По характеру мелких уступов и борозд на трещинах (борозд скольжения) устанавливается, что в плоскости Усмунского разлома происходили правосторонние перемещения со взбросовой компонентой движения. Кинематика других дизъюнктивов (Тунгур-



чинский, Южно-Якутский и др.) соответствует сдвигам, взбросам и надвигам, причем практически отсутствуют сбросы.

Таким образом, наблюдается совпадение особенностей поля тектонических напряжений, выявленных по сейсмологическим и геолого-структурным данным. Напряженное состояние земной коры в Чульманской впадине (Южная Якутия) характеризуется сжатием, при этом сжимающие усилия близгоризонтальны и ориентированы в северовосточном направлении. Вследствие сжатия здесь развивалась система молодых субширотных и субдолготных взбросо-сдвигов, которые контролировали проявления Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков.

Предвестники Южно-Якутского землетрясения. Для территории Южной Якутии впервые представилась возможность систематизировать отдельные факты по предвестникам сильного землетрясения. Этому способствовало то, что вблизи эпицентра Южно-Якутского землетрясения оказались близко расположенные населенные пункты, а также проведение на данной территории цикла геодезических и геофизических работ в период, предшествующий этому событию.

Геодезические предвестники. В течение последних 30 лет в районе среднего течения р.Олёкмы на границе Якутии с Читинской и Амурской областями Якутским аэрогеодезическим предприятием велись работы на Олёкминском геодинамическом полигоне, где был выполнен значительный комплекс геодезических работ, включающий наблюдения линейно-угловой сети, астрономические измерения и нивелирование. На рис. 4.16 вдоль р.Олёкмы и ее притоков показан ряд кружковреперов нивелирных измерений для оценки вертикальных движений земной коры и треугольников – пунктов линейно-угловой сети для определения горизонтальных движений земной коры. На графике изменения величины вертикальных смещений во времени видно, что ее медленный рост начался около 20 лет назад. Максимум уровня вертикальных смещений был достигнут на 1986–1988 гг. за 1–3 года до исследуемого события. Затем произошел его интенсивный спад, во время которого и произошло Южно-Якутское землетрясение.

Поведение пунктов геодезической сети с векторами горизонтального смещения отчетливо показало, что они также реагировали на формирование будущей зоны сильного землетрясения. В частности, большинство векторов, измеренных по данным наблюдений 1968, 1985 и 1988 гг., оказалось ориентированым на северо-восток в направлении к очагу землетрясения [Бочаров и др., 1991]. Несмотря на отсутствие пока надежной картины поведения реперов на Олекминском геодинамическом полигоне, удалось определить среднюю скорость накопления аномальных деформаций за год. составляющую 4.10° относительных единиц горизонтальной сдвиговой компоненты. При этом было подмечено необычное свойство накопления сдвиговой деформации в этом районе: как только она достигала некоторого критического значения около 70·10°, могли возникнуть местные землетрясения с магнитудой М=4-5, а когда этот уровень повышался до (90-100)·10°, могли появиться подземные толчки с М≥6. При Южно-Якутском землетрясении эти аномалии подтвердились. Так, по наблюдениям 1984 г. сдвиговая деформация соответствовала 75·10°, в дальнейшем она продолжала расти и к 1989 г. достигала величины 97·10°, когда и произошло само событие.

предвестники. Геофизические Исследования вариаций геофизических полей проводились в 1985-1989 гг. на геофизической станции "Олёкма" Проблемной лабораторией Якутского государственного университета. Станция располагалась в устье р.Хани (левый приток Олёкмы) в 90 км к востоку от эпицентра Южно-Якутского землетрясения (на рис. 4.16 помечена крестиком). В течение пяти лет перед событием здесь выполнялись непрерывные геофизические наблюдения, в том числе магнитной и электромагнитной природы. Приборными измерениями за указанный период времени не было зафиксиро-

вано ни одного случая явного аномального изменения геофизических параметров, которые можно было бы рассматривать как предвестники землетрясений. Впервые в апреле-мае 1989 г. во время Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков аномальные эффекты некоторых геофизических полей многократно превысили фоновые распределения их параметров. Наиболее ярко это проявилось при регистрации вариаций электромагнитного излучения (ЭМИ), которая осуществлялась с помощью селективного вольтметра ВС-6 на резонансную антенну с частотой 11,5 кгц.

На рис. 4.17 приведена запись ЭМИ на геофизической станции "Олёкма" в течение 10 апреля – 30 мая 1989 г. Слева показан масштаб зарегистрированных аномалий. Стрелками отражены моменты возникновения Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 г. и его афтершоков 24 и 29 апреля, 7 и 17 мая. Обращает на себя внимание появление интенсивных аномалий электромагнитного излучения величиной более 50 милливольт, превышающих уровень фона в 5-8 раз. Протяженность аномалий во времени соответствовала 2-4 дням. Отчетливо наблюдается группирование всплесков интенсивности ЭМИ перед сейсмическими событиями. Так, выявилось, что возмущения



Рис. 4.16. Вертикальные и горизонтальные движения в районе Южно-Якутского землетрясения

Кружками показано расположение реперов нивелирных измерений (вертикальная составляющая); треугольниками – триангуляционные пункты измерений, где стрелками обозначены векторы горизонтального смещения; крестиком помечено местоположение геофизической станции "Олёкма", наблюдавшей вариации электромагнитного излучения

> начались за 7 дней и закончились за 4 дня до главного толчка. Перед сильными афтершоками эти аномалии прекращались за более короткий интервал времени до события – 1–2 дня. Следует отметить также, что всплески ЭМИ наиболее уверенно отмечались лишь для землетрясений, имеющих М>5. Например, в случае афтершока 24 апреля 1989 г. с М=4,3 подобного эффекта не наблюдалось.

> Одной из причин проявления отмеченных аномалий ЭМИ могут быть изменения амплитуднофазовых характеристик регистрируемых радиосигналов, которые, в свою очередь, появляются из-за ионизированного состояния атмосферы над зоной подготовки будущего землетрясения. Как отзвук рассмотренных эффектов, могут быть, на наш взгляд, сведения о нарушении радиосвязи на почте железнодорожной станции БАМа "Хани" и селекторной связи в линейном отделении милиции г.Тынды [Прогноз землетрясений, 1986].

> Таким образом, поле тектонических напряжений сжатия, сформировавшееся перед Южно-Якутским землетрясением, привело здесь к увеличению скорости деформаций земной коры и появлению краткосрочных геодезических и геофизических предвестников землетрясений.



В результате получены детальные инструментальные сведения о самой крупной последовательности афтершоков Южно-Якутского землетрясения (более 3 тыс.), наблюдавшейся на территории Якутии с начала века.

Обращает на себя внимание импульсивный характер афтершокового процесса, когда за главным толчком последовала серия из нескольких сильных афтершоков, происшедших 21, 24, 29 апреля и 7, 17 мая. Каждый из них сопровождался последовательностью афтершоков второго порядка. Наиболее крупная из них наблюдалась для самого сильного афтершока 17 мая (более 500 событий).

Магнитуда сильнейшего афтершока мало отличается от магнитуды главного землетрясения и составляет всего 0,6 М. Другим интересным фактом является то, что суммарная энергия всей последовательности афтершоков Южно-Якутского землетрясения соответствовала 10,2% энергии главного толчка, что несколько больше среднестатистического значения (около 9%).

За первые 2,5 месяца (20 апреля – июнь 1989 г.) после основного землетрясения произошло 2172 повторных события, что составило 62% их общего числа. Эпицентральная зона, сформированная названными афтершоками на юге Чульманской впадины, расположена в междуречье Усмуна и Агыкты (правые притоки р.Тунгурчи) и частично на левобережье р.Усмун. В последние три месяца (июль – сентябрь 1989 г.) наблюдалась миграция афтершоков по площади, в результате чего эта зона сместилась на 8–10 км к западу от ее первоначального положения.

Особая специфичность поведения зоны повторных толчков Южно-Якутского землетрясения проявилась в распределении их глубин. Так, сейсмическим процессом оказалась затронута практически вся толща земной коры, так как гипоцентры располагались в пределах 1–48 км. Из них 58% – было локализовано на глубине 20–30 км, 34% – произошли в интервале 1–19 км, остальные 8% отмечены на глубине 31–48 км. Эти данные свидетельРис. 4.17. Вариации электромагнитного излучения (ЭМИ), зарегистрированные на геофизической станции "Олёкма" перед Южно-Якутским землетрясением и его сильными афтершоками

Стрелками отмечены моменты возникновения главного толчка 20 апреля 1989 г. его афтершоков 24 и 29 апреля, а также 7 и 17 мая. Фигурные скобки, указывают на возмущения ЭМИ, зафиксированные перед этими событиями

ствуют о том, что 2/3 повторных толчков (66%), для которых была определена глубина очага,

возникли в нижней части земной коры. При этом максимальное скопление гипоцентров повторных толчков приходится на 20–30 км. Следует отметить, что интервал глубин в 20–30 км, где чаще всего возникали афтершоки Южно-Якутского землетрясения, примерно в два раза больше средних глубин для землетрясений, прилегающих районов Южной Якутии (10–15 км) и соседней Байкальской рифтовой зоны (7–14 км) [Golenetsky, 1990]. В итоге, площадь, занятая афтершоками, составила 450 кв. км, а объем гипоцентральной области повторных толчков достиг 11 тыс. км³.

Землетрясение 20 апреля 1989 г. и его афтершоки произошли в результате левовосторонних движений со взбросом по молодому субширотному Тунгурчинскому разлому, а также субдолготным сдвиго-взбросам (Усмунскому и Агыктинскому), ограничивающим с востока и запада Агыкто-Усмунский блок, к которому приурочены практически все эпицентры повторных толчков. Сейсмический процесс протекал здесь в условиях сжатия, о чем уверенно свидетельствуют параметры фокальных механизмов основного толчка и его афтершоков, а также данные натурных структурногеологических наблюдений за трещиноватостью горных пород в зонах местных активных разломов.

Анализ макросейсмических эффектов на земной поверхности от Южно-Якутского землетрясения и его сильных афтершоков показал зависимость их первых изосейст от глубинного строения региона. Как правило, изосейсты 4, 5 и 6 баллов имели форму эллипса, большая ось которого оказалась вытянутой вдоль субширотных структур Станового хребта. Подобная картина наблюдалась здесь также раньше, например, для Ларбинского землетрясения 1971 г. с M=5,9. Сотрясения 3-го балла характеризовались хаотичным распределением, при этом обнаружилось несколько аномальных участков территории, где стабильно отмечалось повышение уровня сейсмических воздействий на 1 балл (в районе Читы и Сковородино). Эта особенность прослеживается также для случая Тас-Юряхского

№	Пата	Kooj	одинаты	M		σι	σ	2	σ3	Ě	Кинематический	Литературный источник	
п/п	Hara	с.ш.	в.д.		A3°	eo	A3°	e°	A3°	e°	тип подвижки в очаге		
l	18.01.1967	56.5	121.0	7.0	2	2	96	58	271	32	Сбросо-сдвиг	Козьмин, 1984	
2	29.08.1970	51.1	135.3	5.2	23	52	239	33	137	18	Взброс	То же	
3	09.04.1971	56.9	133.1	4.4	276	46	136	36	30	21	Взбросо-сдвиг	**	
4	14.06.1971	56.2	123.7	5.9	162	0	76	76	252	14	Левый сдвиг	"	
5	15.01.1972	57.5	121.1	4.5	170	12	267	26	57	62	Сбросо-сдвиг	**	
6	13.06.1972	54.3	126.5	5.7	341	6	110	80	250	7	Левый сдвиг	"	
7	09.08.1972	56.9	127.7	4.9	149	66	267	16	2	19	Взброс		
8	02.11.1973	54.4	125.4	5.5	110	26	1	33	230	46	Сдвиго-сброс	"	
9	08.10.1974	60.6	118.5	5.2	23	55	273	-36	273	13	Взброс		
10	29.06.1975	53.6	132.2	5.1	210	69	306	4	38	21			
11	16.02.1976	58.2	131.0	4.7	64	8	158	31	320	57	Сброс	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
12	24.11.1976	54.1	122.0	5.0	332	55	87	20	187	30	Левый сдвиг со взбросом		
13	16.08.1977	54.2	128.9	5.0	335	4	200	84	66	4	Левый сдвиг	Настоящая работа	
14	01.11.1977	55.9	130.6	4.9	93	20	224	62	356	20	Правый сдвиг	Козьмин, 1984	
15	21.08.1978	55.2	124.8	4.0	202	72	100	22	22	18	Взброс	То же	
16	27.04.1979	55.9	130.5	4.5	98	61	249	27	345	14	Взброс с правым сдвигом		
17	01.03.1985	57.6	125.5	4.6	254	78	55	10	146	3	Взброс	Настоящая работа	
18	07.07.1987	56.6	121.1	5.2	190	7	294	65	97	25	Сбросо-сдвиг	То же	
19	20.04.1989	57.2	122.2	6.6	340	32	158	59	249	2	Взбросо-сдвиг	Козьмин и др., 1992	
20	29.04.1989	57.1	122.1	5.2	123	7	236	73	31	15	Левый сдвиг	Козьмин и др., 1993	
21	17.05.1989	57.1	122.3	6.0	1	57	119	17	217	27	Надвиг	То же	

Таблица 4.5. Параметры фокальных механизмов землетрясения Олекмо-Становой сейсмической зоны и соседних районов

Примечание. М – магнитуда, σ_1 , σ_2 , σ_3 – вектора тектонических напряжений растяжения, промежуточный и сжатия.

130

землетрясения 1967 г. с М=7,0. Вероятно, подобные аномалии обусловлены тем, что приурочены к системе глубинных разломов Монголо-Охотского линеамента [Николаев и др., 1982], а также местными грунтовыми условиями.

В целом, детальное исследование афтершоков Южно-Якутского землетрясения 1989 г. позволило выявить параметры их гипоцентральной области, рассмотреть вариации сейсмического процесса по площади, времени и глубине, а также особенности напряженного состояния земной коры и геологической среды.

4.3.2. Фокальные механизмы

Для сильных землетрясений ОСЗ выполнены определения механизма их очагов на основе данных о знаков первых вступлений, главным образом записей короткопериодных приборов, установленных на станциях Республики Саха (Якутия) и соседних регионах Сибири и Дальнего Востока России. При построении диаграмм фокальных механизмов использовались сведения о первых движениях из бюллетеней

"Материалы по сейсмичности Сибири", "Сейсмологического бюллетеня Института физики Земли РАН", а также международных бюллетеней ISC и BCIS. Параметры фокальных механизмов приведены в табл. 4.5. На рис. 4.18 показаны механизмы очагов землетрясений за последние 30 лет.

Анализ распределения фокальных механизмов отчетливо указывает на то, что при переходе от Байкальской рифтовой зоны к ОСЗ в районе среднего течения р.Олёкмы наблюдается смена "байкальского" поля тектонических напряжений на "становое". Система напряжений "байкальского" типа (растягивающие усилия действуют вкрест простирания геологических структур) сохраняется лишь для участков ОСЗ, граничащих с Байкальским рифтом (левобережье реки Олёкмы), где для пяти землетрясений 1958 (2 толчка), 1967, 1972 и 1987 г. наблюдались сбросо-сдвиговые подвижки в их очагах. На правом берегу р.Олёкмы и восточнее наблюдается "становое" поле тектонических напряжений сжатия, действующего вкрест простирания структур, когда в очагах землетрясений преобладают движения типа сдвига, взброса и надвига. На это, например, указывает фокальный механизм последнего сильного Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и его афтершоков [Козьмин и др.,



Рис. 4.18. Фокальные механизмы землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны и смежных территорий

I – сбросы; 2 – надвиги; 3 – сдвиги; 4 – разломы неустановленной кинематики. В круговых диаграммах: белые области – действие напряжений сжатия, черное – напряжений растяжения. Цифры на схеме соответствуют порядковым номерам землетрясений табл. 4.5

> 1992, 1993]. Данные факты могут свидетельствовать о том, что Байкальская рифтовая система заканчивается на левобережье р.Олёкмы и не имеет своего продолжения на восток.

> Обращает на себя внимание (рис. 4.18), что ориентация вектора сжатия в очагах землетрясений ОСЗ изменяется с запада на восток. Так, на западном фланге ОСЗ (бассейн рек Олёкмы и Тимптона) вектор сжатия действует в направлении северовосток или близширотно, в центре (Алдано-Учурское плато) – в субдолготном направлении, на восточном фланге – в направлении северо-западюго-восток.

4.4. Активные разломы и палеосейсмодислокации

В становлении современного рельефа и формировании морфоструктур Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоны одну из основных ролей играли разломы, активизированные в кайнозое. Анализ их кинематических особенностей, выполненный на основе геолого-структурных и морфотектонических методов исследований, показал присутствие разрывных нарушений различного генезиса. В пределах рассматриваемого района отдельными исследователями в различные годы было выделено большое количество разломов различной глубинности и возраста: мантийные (глубинные и сверхглубинные), функционировавшие от архея до настоящего времени; коровые и более близповерхностные мелкие докембрийского, мезозойского и кайнозойского возраста [Геология ..., 1972; Разломная тектоника ..., 1976; Тектоника Якутии, 1975]. Вместе с тем, детальные описания конкретных разломов приводились крайне редко.

На рис. 4.19 представлены главные из разломов, фигурирующих на современных геологических картах масштаба 1 : 200 000. Среди них присутствуют разломы позднеархейского возраста, например, упоминавшийся выше Становой шов протерозойского возраста; многие долготные разломы на западе Алданского щита (в бассейне р.Олёкма); некоторые из разломов северо-западного и северовосточного простираний в центральной части щита, трассируемые дайками предвендских диабазов. Большинство изображенных на схеме разломов имеет молодой, позднемезозойский и кайнозойский возраст. Отделить позднемезозойские разломы от кайнозойских, в том числе активных в настоящее время, затруднительно, что связано с крайне неудовлетворительной геологической изученностью конкретных разломов, а также с тем, что многие из позднемезозойских разломов в кайнозое "живут" вплоть до настоящего времени.

Надвиги и взбросы. Наиболее ранними, по времени заложения являются надвиги и взбро-сы субширотного простирания, по которым архейские образования южной окраины щита надвинуты на мезозойские континентальные отложения впадин. Ниже рассматриваются главные из них.

Южно-Чульманский (Южно-Якутский, или Хани-Чульманский) надвиг, являющийся южным ограничением Чульманской впадины, протягивается на 350 км. Надвиговая природа его установлена уже давно [Серпухов, 1930; Дзевановский, 1958]. На существующих геологических картах он изображается извилистой линией, особенно к западу от р.Алдан, перекрывая складки, образованные юрскими и нижнемеловыми отложениями. В междуречье рек Амедича и Тунгурча, по данным С.Е.Карпова, выделяется клипп (1х6 км), залегающий в 3 км севернее фронта надвига. Линия надвига многими поперечными разломами типа сдвигов смещается в плане на расстояние от нескольких десятков метров до нескольких километров.

Мезозойские отложения, залегающие непосредственно под надвигом, там, где их удалось наблюдать (по рекам Чульман, Большой Беркакит, Унгра, Алдан, Усмун, Кудули и Хани), в зоне мощностью 500–1000 м, интенсивно рассланцованы и милонитизированы. Характерны брекчии с карбонатным цементом, кварцевые и кварц-эпидотовые прожилки. Важным структурным элементом в парагенезисе дислокаций угленосных толщ вблизи крупных надвигов являются мелкие складки и разрывы. До недавнего времени их изучению практически не придавалось большого значения. Выявление морфологических и генетических типов этих структур весьма полезно для изучения направления перемещений пластического материала внутри угленосных впадин и прогибов, что способствовало уточнению ориентации региональных тектонических сил и определению кинематики главных разломов. Они могут быть разделены по своему генетическому признаку на складки изгиба с концентрическим скольжением и связанные с разломами приразломные складки [Ажгирей, 1966; Белоусов, 1985].

Первый тип широко распространен в глинистых породах средней и верхней юры, а также нижнего мела. Под воздействием общего горизонтального сжатия эти толщи, обладая высокой степенью пластичности по отношению к вмещающим их песчанистым слоям, образуют многочисленные раздувы мощности пластов, перетекание и затекание пластичного глинистого материала в зоны разломов. Наиболее отчетливо мелкие складки изгиба запечатлены в пластах углей, зажатых между более жесткими и хрупкими толшами песчаников. Они образуют складки волочения, практически не выходящие за пределы пластичных слоев. В некоторых случаях, когда предел прочности компетентных слоев бывает превышен, образуются будинажструктуры. Примером их могут служить будины, встречающиеся в обнажениях дурайской свиты по р.Алдан, примерно в 8-10 км выше р.Кускудай-Олонгро. Длина будинаж-структур колеблется от 25 до 35 см при ширине 10-15 см. Будины имеют своеобразную форму, несколько нарушенную Sобразным изгибом (рис. 4.20). На концах будины по ее поверхности фиксируются "зеркала скольжения", которые при обработке по методике М.В.Гзовского [1975] свидетельствуют о горизонтальном действии сжимающих и растягивающих тектонических усилий. Это же подтверждает и сама форма будин с их левобоковым смещением друг относительно друга.

Приразломные мелкие складки в Чульманской депрессии приурочиваются в основном к зонам разломов взбросового, сдвигового и надвигового типа, развитых вблизи Южно-Якутского надвига и попадающих, по И.М.Бредихину [1966], в южную, приконтактовую зону. Такие складки обычно имеют незначительные размеры (до 1 км) (рис. 4.21, 4.22). Привзбросовые и принадвиговые микроскладки располагаются вдоль и параллельно фронту сместителя. Их осевые плоскости наклонены в большинстве случаев к югу и юго-западу, а шарниры имеют чаще всего небольшие углы к горизонту. Присдвиговые мелкие складки широко распространены в бассейне рек Чульман и Алдан, где горизонтальные смещения по субширотным и диаго-





Рис. 4.19. Сеть разломов Алдано-Станового региона (по Л.М.Парфенову и др. [1985]) 1 – надвиги; 2 – сбросы; 3 – сдвиги; 4 – разломы; 5 – мезозойские отложения; 6 – мезозойские гранитоиды. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Южно-Токинский; 2 – Северо-Идюмский; 3 – Атугей-Нуямский; 4 – Право-Ытымджинский; 5 – Номинский; 6 – Южно-Алданский; 7 – Кабактинский; 8 – Южно-Чульманский (Южно-Якутский); 9 – Беркакитский; 10 – Верхнеалданский (Северо-Становой); 11 – Южно-Становой; 12 – Имангра-Чебаркасский

133



Рис. 4.20. Будинаж-структура в мезозойских (среднеюрских) отложениях центральной (сдвиговой) зоны Чульманской впадины по р.Алдан По будинам хорошо фиксируются левосторонние сдвиговые смещения



Рис. 4.21. Характер складчатых деформаций в принадвиговой части Чульманской впадины по р.Алдан



Рис. 4.22. Приразломные (принадвиговые) мелкие складки в песчаниках и алевролитах дурайской свиты (J₂) по р.Алдан



Рис. 4.23. Схематический геологический профиль через Чульманскую впадину

1 – докембрийские кристаллические породы; 2 – рифейские карбонатные породы; 3 – чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей юрского и мелового возраста; 4 – разломы разной кинематики: а – надвиги, б – сдвиги, в – сбросы. Буквенные обозначения: K₁hl – холодниканская свита нижнемелового возраста; J₃br – беркакитская свита верхнеюрского возраста; J₂dr – дурайская свита сренеюрского возраста; J₁h – юхтинская свита нижнеюрского возраста

нальным северо-восточным и северо-западным сдвигам сопровождаются пластичным сжатием слоев горных пород. Складки имеют самую различную форму от прямых "открытых" до опрокинутых сжатых. Их шарниры резко ундулируют, а ширина составляет от десятков сантиметров до первых метров. Следует отметить, что в некоторых обнажениях Чульманской впадины фиксируется наложенная складчатость, которая проявляется в виде повторных деформаций ранее существовав-

ших пликативных структур (преобразовавшая их в складки меньшего размера), а также в изгибании шарниров и осевых плоскостей складок. Причем сохранение простирания шарниров наложенных складок указывает на наследование в кайнозое направленности действия региональных тектонических сил, действовавших здесь в мезозое.

Следует отметить, что такая резкая тектоническая "асимметрия" в строении мезозойских депрессий, когда южные борта впадин оказываются де-



Рис. 4.24. Геологическая интерпретация структурно-плотностной карты на район южной окраины Чульманской впадины 1 – линия Южно-Якутского надвига; 2 – разломы; 3 – уступы, разделяющие блоки с различной плотностью (А – верхняя бровка уступа, Б – нижняя бровка); 4 – юрские отложения на дневной поверхности; 5 – нижнемеловые отложения на дневной поверхности; 6 – нижнемеловые отложения, погребенные под археем; 7 – юрские отложения, погребенные под археем; 8 – архейские образования в автохтонном залегании; 9 – элементы залегания плотностных уступов; 10 – значения эффективных плотностей, г/см³ (по: [Геодинамика ..., 1985])

136

формированы значительно сильнее, чем северные, наблюдаются и во всех других мезозойских структурах данного региона (рис. 4.23, 4.24).

Ранее на, основании гравиметрических данных и материалов ВЭЗ, было показано, что наклон плоскости надвига с глубиной резко возрастает [Павлов, Парфенов, 1973]. На глубинах до 1,5–2,5 км угол наклона плоскости надвига не превышает 30–40–50°, за исключением участка в бассейне р.Алдан (здесь он составляет около 60–50°), далее с глубиной его плоскость становится почти вертикальной. Амплитуда горизонтальных перекрытий минимальна в бассейне р.Алдан и в крайней восточной части Чульманской впадины (до нескольких сотен метров), на юге Алдано-Чульманской синклинали она достигает 5 км, а на юге Усмунской синклинали увеличивается до 15 км.

Ш.А.Сюндюков и В.И.Фролов [1983] связывают метаморфизм углей Нерюнгринского месторождения с существованием покрова архейских пород мощностью до 2,0 км, впоследствии размытого. Ширину размытого "козырька" архейских пород они оценивают в 20 км. Вдоль южной окраины Чульманской впадины примерно параллельно Южно-Чульманскому надвигу картируется ряд менее протяженных субпараллельных надвигов и взбросов, плоскости которых также наклонены к югу. По данным ВЭЗ, проведенным в Алдано-Чульманской синклинали, эти надвиги и взбросы смещают не только мезозойские отложения и образованные ими складки, но и архейские породы фундамента. Вертикальная амплитуда смещения поверхности фундамента по ним достигает 1,0-1,5 км.

Геологическая интерпретация аномалий силы тяжести, выполненная Е.А.Дудко для южной окраины Чульманской впадины, показывает что на большей части северной окраины кряжа Зверева архейские образования слагают пологую аллохтонную пластину, толщина которой не превышает 1000 м, а во многих районах, например к западу от р.Тунгурча, она, по-видимому, значительно меньше (не более нескольких сотен метров)." Козырьку" архея соответствуют локальные положительные гравитационные аномалии интенсивностью (2-3) х 10⁻³ м/с⁴. Рассчитанная эффективная плотность участков, расположенных к югу от линии Южно-Якутского надвига под архейскими "козырьками", оказалась весьма низкой и сравниваемой с плотностью юрских осадочных пород Геодинамические модели ..., 1985] (рис. 4.24).

Следует отметить что надвиговая кинематика Южно-Якутского разлома подтверждается площадными исследованиями по тектонической трещиноватости. Анализ сколов, развитых как в архейских породах, так и в мезозойских толщах вблизи этого разлома, указывает на преобладающее развитие пологих систем трещин субширотного простирания. На поверхности трещин хорошо устанавливаются следы перемещений в виде отдельных притирок кальцита. Среди трещин преобладают наклоны плоскостей сместителей к югу под углом 30–55°, хотя встречаются и сколы противоположной (северной) вергентности. Здесь реконструируется тектонические напряжения, имеющие пологий вектор сжатия (углы наклона 5–25°) и вертикально ориетированный вектор растяжения (углы наклона 35–75°), что возможно при взбросовом поле напряжений. Сжимающие усилия приложены перпендикулярно к Южно-Якутскому надвигу и действуют по азимутам 0–180°, 40–220° и 150–330°. Такой тип напряженного состояния, характерный для областей развития надвиговых и взбросовых деформаций, устанавливается практически везде вдоль южной границы Чульманской впадины (рис. 4.25).

К югу от Южно-Чульманского надвига среди архейских образований кряжа Зверева примерно параллельно ему выделяется несколько крутых надвигов (или взбросов), плоскости которых наклонены к югу (Беркакитский, Северо-, Центрально- и Южно-Становой разломы). Зоны этих разломов, по данным А.Г.Каца, выражены развальцованными, милонитизированными и диафторированными породами.

На юго-восточном продолжении Южно-Якутского надвига выделяется Кабактинский надвиг (или взброс), ограничивающий с юга Окурданскую и Токариканскую впадины. По данным геологического картирования А.Г.Каца, В.А.Бородина и Н.А.Панеях, плоскость разлома наклонена к югу под углами от 35 до 70°. Он сопровождается зонами (шириной до 150 м) развальцованных и диафторированных архейских пород, рассланцованных и брекчированных юрских песчаников.

Южно-Токинский надвиг, являющийся южным ограничением Токинской впадины, протягивается в субширотном направлении на 200 км. По своему строению он, по-видимому, сходен с Южно-Якутским. Сопряженные с надвигом юрские и нижнемеловые отложения южной окраины впадины, как и в Чульманской впадине, интенсивно дислоцированы. Характерны линейные, опрокинутые к северу, асимметричные складки. Ширина полосы дислоцированных пород здесь составляет всего 5-7 км, далее к северу мезозойские отложения залегают весьма полого. В.И.Гольденбергом разлом закартирован как взброс, круто (под углом 60-70°) наклоненный к югу. Вместе с тем, при пересечении разлома по р.Алгама в висячем крыле, сложенном рифейскими песчаниками, устанавливаются пологие малоамплитудные надвиги, полого залегающие зоны раздробленных и рассланцованных пород (рис. 4.26). В 5 км севернее линии надвига, р.Алгама пересекает блок архейских пород шириной около 15 км. Обычно этот блок рассматривается как выступ фундамента впадины. Согласно проведенным полевым наблюдениям, это клипп, отделенный почти горизонтальной поверхностью от подстилающих его юрских угленосных отложений.

137

Рис. 4.25. Пологий надвиг в юрских отложениях и связанная с ним антиклинальная складка в висячем крыле разлома в южной части Чульманской впадины

В зоне Южно-Токинского разлома нами было прослежено большое количество разнообразных по размерам трещин-сколов взбросового и налвигового типа с наклоном плоскостей сместителей к югу под углами 15-35° и 55-75°. Реконструкция тектонических полей напряжений показывает, что в зоне этого надвига положение вектора оси максимального сжатия преимущественно горизонтальное (угол наклона 5-15°). Он ориентирован по азимутам 20-200°. Положение вектора оси максимального растяжения субвертикально, с углом наклона оси к горизонту в 65-75° [Имаев, 1986]. Рядом левых сдвигов северо-восточного простирания Южно-Токинский надвиг подразделяется на несколько сегментов. Наиболее крупным из них является Таикский сдвиг, расположенный в верховьях правых притоков р.Алгама, смещение по которому составляет около 14 км. В отличие от Чульманской впадины, северная окраина Токинской впадины осложнена крупным Идюмским взбросом, по которому архейские образования надвинуты на юрские и рифейские отложения. Плоскость взброса наклонена к северу под углом 45-55°. Т.С.Долгих оценивает амплитуду вертикального смещения по нему в 1200 м.





Рис. 4.26. Схематические геологические разрезы через Токинскую (I) и Ытымджинскую (II) впадины 1 – чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей; 2 – докембрийские кристаллические породы; 3 – разломы надвиговой кинематики





Ытымджинский надвиг, являющийся южным ограничением Ытымджинской впадины, прослеживается на 130 км. Он обычно рассматривается как крутой надвиг или взброс, наклоненный к югу под углами 30–50°. Как Южно-Якутский и Южно-Токинский надвиги, он также сопровождается в лежачем крыле приразломными дислокациями юрских отложений (см. рис. 4.26).

Надвигом аналогичного типа, по-видимому, является разлом, ограничивающий с юга узкую щелевидную Атугей-Нуямскую впадину. Об этом свидетельствует извилистый характер линии разлома на геологических картах, в отличие от разлома, ограничивающего впадину с севера, который на всех геологических картах изображается прямолинейным. Надвиговые сколы-трещины, смещающие отдельные пропласты песчаников и углей и имеющие преобладающее субширотное простирание, отчетливо фиксируются в береговых обнажениях р.Ытымджа (см. рис. 4.27). На рассмотренные надвиги похожи разломы субширотного простирания, ограничивающие с севера и юга Гувилгринскую и Гюскангрскую впадины. По данным А.Г.Каца, они представляют собой крутые надвиги и взбросы, наклоненные к югу, и повсеместно сопровождаются приразломными дислокациями юрских отложений. А.Г.Кац обращает внимание на повышенную дислоцированность пород вблизи разломов, ограничивающих эти впадины с юга. В.В.Кулаков [1982] на основе анализа космоаэрофотоматериалов полагает, что Токариканская, Гувилгринская и Гюскангрская впадины представляют собой эрозионные окна в грандиозном пологозалегающем покрове, сложенном архейскими образованиями. С такими представлениями не согласуется отчетливо более высокая дислоцированность юрских отложений впадин вблизи ограничивающих их разломов и упрощение складчатой структуры к их осевым участкам. Гравиметрические и магнитометрические данные также не подтверждают эти представления, хотя имеются достаточно веские основания предполагать существование здесь крупных пологих надвигов, местами переходящих в покровы.

Наряду с субширотными надвигами и взбросами местами здесь трассируются также протяженные надвиги другой ориентировки. Так, юго-восточным ограничением Чульманской впадины является дугообразно изогнутый к западу надвиг протяженностью около 25 км, полого (под углом 5-10°, по данным бурения) наклоненный к западу. На правобережье р.Гонам выделяется Право-Гонамская система субпараллельных надвигов и взбросов северовосточного простирания, протягивающаяся на 50 км. По этим разломам, наклоненным к юго-востоку под углами от 30 до 55°, архейские образования налегают на раннепротерозойские, а те и другие совместно - на юрские отложения Давангро-Хугдинской впадины. Названные надвиги и взбросы фиксируются исключительно вдоль южной окраины Алданского щита. Севернее Южно-Алданской системы мезозойских впадин разломы такого типа, характеризующие условия общего латерального сжатия, неизвестны. Здесь, напротив, устанавливаются протяженные сбросы различной ориентировки (рис. 4.28). Амплитуда вертикальных смещений по этим сбросам составляет несколько сотен метров. Сбросы, так же как и надвиги и взбросы, смешаются более молодыми разломами диагональной системы.

4.4.1. Сдвиговые нарушения

Сдвиговые нарушения представлены системой диагональных разломов северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 4.29). Она включает большое количество прямолинейных субвертикальных нарушений протяженностью в десятки километров, которые кулисообразно, подставляя друг друга, протягиваются сближенными субпараллельными группами на сотни километров. Система этих разломов, пересекаясь друг с другом, образует ха-



Рис. 4.28. Малоамплитудные сбросовые смещения в архейских породах по р.Олёкма



Рис. 4.29. Схема активных разломов Южной Якутии

1 – разломы: генеральные, региональные, локальные, соответственно; 2 – разломы: сдвиги (В-А – Верхнеалданский, Ус – Усмунский, 3-А – Западно-Алданский, В-Т-Верхнетимптонский, Т-Г – Тимптоно-Гонамский, В-Г – Верхнегонамский, Тр – Тыркандинский, А-М – Авгенкуро-Майский), надвиги (Ю-Я – Южно-Якутский, Ю-Т – Южно-Токинский, Сн – Суннагинский, Ид – Идюмский), прочие разрывные нарушения, соответственно; 3 – мезозойско-кайнозойские впадины; 4 – поле кайнозойских базальтов; 5 – изолинии плотности трещин; 6 – простирание главной плоскости сместителя (цифры на диаграммах –местоположения на схеме замеров трещиноватости в разломах); 7 – фокальные механизмы землетрясений (стрелками показано положение векторов сжатия, цифрами – расположение очагов землетрясений на схеме) рактерные разновеликие ромбические блоки, которые хорошо видны на всех геологических картах Алданского щита. Если судить по взаимному пересечению, то в одних районах более молодыми являются северо-западные разломы, в других - северо-восточные. К этим разломам приурочены зоны милонитизации, низкотемпературного диафтореза, брекчирования и т.п., мощностью до нескольких сотен метров. Северо-восточные и северо-западные разломы, по-видимому, являются сопряженными, соответственно, левыми и правыми сдвигами, связанными с общим сжатием в долготном направлении. Амплитуды латеральных смещений по ним на геологических картах оцениваются от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наибольшее количество таких разломов устанавливается в центральной части Алданского щита. Вместе с тем, они прослеживаются через Южно-Алданскую систему впадин, отчетливо смещая ограничивающие их надвиги и взбросы, и продолжаются в пределы Становой области, где смещают также мезозойские батолиты. Самыми крупными из таких разломов на Алданском щите являются Верхнетимптонский, Тимптоно-Гонамский, Верхнегонамский, Западно-Алданский и Тыркандинский. Продолжение этих разломов можно видеть в Монголо-Охоской складчатой системе и на северной окраине Буреинского массива. Формирование системы диагональных разломов может быть связано с заключительными этапами коллизии Буреинского массива и Алдано-Станового блока [Парфенов Л.М., 1984].

Сдвиговый характер перемещения по этим разломам подтверждается широко распространенными здесь системами близвертикальных трещин с характерными горизонтальными штриховками на их поверхностях и характером однотипного смещения геологических границ. При изучении массовых замеров трещиноватости горных пород в зонах данных разломов устанавливается характерный рисунок в распределении трещин на сферограммах, образующих пояс, состоящий чаще всего из двух взаимно-перпендикулярных систем трещин (рис. 4.30). Кроме того, в обнажениях часто фиксируются пологие сколы, формирующие третий тип максимума трещиноватости, который был отмечен для сдвигов в работе К.Ж.Семинского и А.С.Гладкова [1991].

Выделение разломов позднекайнозойского возраста в рассматриваемом районе, как уже отмечалось выше, связано с определенными трудностями, обусловленными прежде всего отсутствием здесь отложений данного возраста. Поэтому для их выделения нами был проведен анализ мелкомасштабных космических снимков системы "Метеор", а затем были выполнены специальные полевые исследования по изучению трещиноватости горных пород на ряде опорных участков. На мелкомасштабных космических снимках системы "Метеор" в пределах Токинского Становика устанавливаются два протяженных прямолинейных разлома субширотного простирания: Атугей-Нуямский на западе и Майский на востоке, соединяющиеся диагональной перемычкой северо-западной ориентировки в бассейне верхнего течения р.Алгама (рис. 4.31).

Атугей-Нуямский разлом протягивается на 200–250 км. На снимках он выражен контрастной полосой фототона, отвечающей резкому уступу в рельефе. Этот разлом прослежен в процессе геологической съемки вдоль северного борта линейной Атугей-Нуямской впадины, выполненной юрскими угленосными отложениями.

Майский (Авгенкурский) разлом протягивается на 350-400 км до Удской губы на востоке. Он дешифрируется на космоснимках единой линией запад-северо-западного простирания, к нему приспособились притоки и изгибы рек. Это направление выдерживается на большом его протяжении, пересекая водоразделы и подчиняя себе элементы гидросети. На водоразделах нарушение фиксируется в виде борозд, ложбин и полос. Как единое разрывное нарушение разлом на существующих геологических картах отсутствует, хотя отдельные его фрагменты показаны и картируются в виде зон катаклаза и милонитизации. По данным В.В.Николаева и Р.М.Семенова [Николаев и др., 1982], разлом несет отчетливые следы активизации в новейшее время.

Диагональная перемычка, протяженностью 80-95 км, выражена двумя параллельными линиями. К ней приурочен узкий клинообразный Туксанинский грабен размером (3 x 30) км², выполненный песчаниками, алевролитами и аргиллитами среднеюрского возраста. Грабен, по-видимому, является останцом более обширного покрова юрских отложений, сохранившихся от размыва в щелевидной просевшей зоне. Прямолинейность Атугей-Нуямского и Майского разломов сохраняется на всем их протяжении и даже при переходе с водоразделов в смежные речные долины при превышениях рельефа 400-600 м. Это может являться свидетельством крутого залегания плоскостей сместителей разломов и позволяет диагностировать эти разрывы как сдвиги с правобоковым смещением, так как разделяющая их диагональная перемычка представляет собой локальную зону растяжения, ограниченную трещинами отрыва, которая возникла в месте правого окончания Атугей-Нуямского сдвига. К ее диагональной перемычке приурочено единственное в пределах Токинского Становика поле щелочных базальтов плейстоценового возраста. Здесь же отмечаются скальные оползни, по-видимому сейсмогенного генезиса [Сейсмотектоника ..., 1982].

Сдвиговый характер смещения по плоскостям этих разломов устанавливается также из анализа тектонической трещиноватости (рис. 4.31). Сколы, развитые в пределах зон влияния указанных разломов, образуют характерный для сдвигов рисунок и при реконструкции поля тектонических напряжений выявляют северо-западную ориентацию оси максимального сжатия (азимут 300°, угол падения



Рис. 4.30. Малоамплитудные сдвиговые смещения в архейских породах р.Олёкма

5–10°). Ось растяжения направлена при этом к востоку по азимуту 30° с углом наклона к горизонту в 10°. Непосредственные данные о величинах горизонтальных перемещений по сдвигам отсутствуют. Судя по большой ширине (около 10 км) присдвиговой зоны растяжения, отчетливой выраженности на снимках линий главных сдвиговых нарушений и большой их протяженности, такие перемещения могут составлять не менее нескольких десятков километров.

Вблизи сочленения Атугей-Нуямского и Майского разломов с диагональной перемычкой на космических снимках дешифрируются концентрические кольцевые нарушения. На снимках они выражены в виде прерывистых овалов и колец, подчеркнутых эрозионными ложбинами и мелкими водотоками. Диаметр кольцевых структур составляет около 50 км. Разломы, аналогичные Атугей-Нуямскому и Майскому, прослеживаются также в западных районах рассматриваемой территории.

Верхнеалданский разлом трассируется на 180 км в субширотном направлении. По данным В.В.Николаева и др. [Сейсмотектоника..., 1982], на чернобелых и спектрозональных космических снимках он проявляется в виде прямолинейной полосы темных фотоаномалий от устья р.Нюкжа через широтный отрезок верховьев р.Алдан до меридиана пос.Беркакит. Ему соответствует грабен долины р. Талума и верховьев р.Алдан, сквозные водораздельные седловины и пониженные участки рельефа, Вертикальные смещения по разлому устанавли-

ваются только в верховьях р.Алдан, где южное крыло поднятия кряжа Зверева уступообразно понижается примерно на 500 м. В.В.Николаев с соавторами предполагает сдвиговую природу этого разлома. Согласно нашим структурным наблюдениям, для данного разлома характерно развитие многочисленных близвертикальных трещин, образующих связанные друг с другом характерные Х-образные пересечения. На плоскостях трещин видны горизонтальные борозды со следами перемещения материала, которое может установлено при помощи наблюдений за смещением отдельных кварцевых прожилок. На левосдвиговую кинематику этого разлома указывает заложение небольшой впадины в верховьях р.Алдан, которая представляет собой полость растяжения, закономерно расположенную между двумя левыми сдвигами, и является впадиной "pull-apart". Следует отметить что ранее эта впадина приводилась в качестве доказательства проникновения рифтовых процессов на территорию Южной Якутии и выделялась в качестве "эмбриональной" рифтовой структуры [Николаев и др., 1978].

Южно-Алданский разлом является северным ограничением Окурданской и Токариканской впадин. По данным геологического картирования (А.Г.Кац), он представляет собой прямолинейный вертикальный разлом, протяженностью 120 км, который сопровождается милонитизацией архейских пород, развальцеванием юрских песчаников и раннемеловых вулканитов. На всем протяжении ему соответствует эрозионный уступ высотой 400–500 м.



Рис. 4.31. Космоснимок восточного фрагмента границы Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (А) и фрагмент его дешифрирования (Б)

1 – активные разломы: генеральные и региональные, локальные, соответственно; 2 – сдвиги (А-Н – Атугей-Нуямский, А-М – Авгенкуро-Майский) и надвиги (Ю-Т – Южно-Токинский, Ид – Идюмский, Сн – Суннагинский), соответственно; 3 – мезозойско-кайнозойские впадины; 4 – поле кайнозойских базальтов; 5 – диаграммы трещиноватости горных пород; 6 – фокальные механизмы землетрясений

143

А.Г.Кац определяет этот тип разлома как сброс с опущенным южным крылом, а В.В.Николаев с соавторами [1982] – как крутой взброс. Судя по прямолинейности разлома и его большой протяженности, нельзя исключать, что это также крупный молодой сдвиг.

Сейсмодислокации. Признаком активности любого разлома может служить приуроченность к нему сейсмопроявлений и дислокаций, образованных в результате воздействия сильных землетрясений на земную поверхность. Известно, что следы сильных землетрясений (современные и палеосейсмодислокации) часто сохраняются в рельефе длительное время (возможно, тысячи лет) и могут свидетельствовать об активизации тектонических структур в том времени, к какому относится возраст этих дислокаций [Хромовских и др., 1979], а также существенно дополнять инструментальные наблюдения над местными землетрясениями [Солоненко, 1974]. Это позволяет более объективно оценивать сейсмическую опасность таких малообжитых и слабоизученных территорий, как Якутия, где крупные сейсмические события происходят сравнительно редко. Сведения о сейсмодислокациях в пределах исследуемой территории весьма разрозненны, а большая их часть просто не известна широкому кругу исследователей. Ранее на этой территории специальных работ по целенаправленным поискам таких структур не проводилось, за исключением сейсмогеологических исследований сильного Тас-Юряхского землетрясения 1967 г. с магнитудой М=7,0. Тем не менее, в последнее десятилетие в процессе геолого-съемочных работ и полевых наблюдений в зонах активных разломов сейсмических поясов Якутии было установлено большое количество отчетливо выраженных в рельефе сейсмодислокаций, по своей морфологии аналогичных структурам, которые были выявлены В.П.Солоненко и его коллегами [Живая тектоника..., 1966; Сейсмическое районирование..., 1977].

Все данные по выявленным сейсмотектоническим и сейсмогравитационным структурам показаны в табл. 4.6. В соответствии с нумерацией этой таблицы приведем краткие характеристики рассматриваемых структур.

Изучением сейсмогенных остаточных явлений на поверхности земной коры в Южной Якутии наиболее подробно занимались иркутские сейсмогеологи, которые обнаружили следы катастрофических Олекминских землетрясений 1958 и 1967 гг. (сейсмодислокация Тас-Юрях, № 1) В плейстосейстовой зоне этих землетрясений отмечены многочисленные срывы почвенно-растительного покрова, повалы леса, массовые каменные осыпи и оползни. На крутых бортах долины р.Тас-Юрях отмечаются обвалы и камнепады, при этом крупные глыбы, испытав значительное сейсмическое ускорение, скатывались далеко в долину реки [Сейсмическое районирование..., 1977].

Иркутскими геологами же была обнаружена и впервые описана сейсмогенная структура Кудули (№ 2), которая приурочена к небольшой кайнозойской впадине, заложенной вдоль Южно-Якутского (Чульманского) разлома. Сейсмогенная структура представляет собой зону активизированного разлома широтного простирания, образующего в рельефе четкий вертикальный уступ высотой до 2 м и протяженностью до 1 км. Время формирования Кудулинской сейсмодислокации оценивается в первые сотни лет [Сейсмическое районирование ..., 1979].

При проведении полевых работ в 1983-1984 гг. в бассейне р.Верхнее Токко якутским геологом А.Г.Чиряевым была обнаружена Верхнетоккинская разрывная структура (№ 3) северо-западной ориентировки, свежий облик которой указывал на возможность ее связи с сейсмотектоническими движениями. Зона разлома прослеживается на протяжении 10 км вдоль склона водораздела, покрытого крупноглыбовым делювиальным материалом тонкоплитчатых песчаников кабактинской свиты нижнего протерозоя. Разрыв фиксируется характерным сейсморвом шириной 305 м, в пределах которого крупные делювиальные глыбы закономерно наклонены к осевой части этого рва с углами наклона 50-60°. Аналогичные тектонические сейсморвы были отмечены А.Г.Чиряевым в среднем течении бассейна р.Олдонгсо (Олдонгсинская-1, № 4; Олдонгсинская-2, № 5) - левом притоке р.Олёкма. Здесь сейсморов имеет субширотное простирание и прослеживается на склоне водораздела на протяжении 1-1,5 км при ширине этой зоны 2-3 м. Делювиальный материал представлен здесь глыбами средних размеров 60 х 50 см.

Сейсмодислокация *Чубачи* (№ 6) обнаружена нами в районе Ларбинского землетрясения 1971 г. с магнитудой М=5,9. Здесь, в бассейне р.Чубачи, правом притоке р.Средняя Ларба фиксируется вскрытый на поверхности разлом северовосточного простирания, который выражен на поверхности отчетливо прослеживаемым рвом в коренных и делювиальных породах. Разлом прослеживается на продолжении около 2 км.

Все эти сейсмодислокации образуют довольно компактную площадь, группируются в пределах территории с высоким уровнем сейсмической активности, обусловленной, с одной стороны, влиянием восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, а с другой – тектоническими процессами, происходящими в зоне Станового краевого шва [Парфенов и др., 1986]. Второе такое же скопление дислокаций приурочено к району восточной окраины Алданского щита (район Токинского Становика) и впервые было выявлено В.В.Николаевым и др. [1982].

На востоке Алданского щита при детальных маршрутных исследованиях в 1982–1984 гг. нами также была обнаружена сейсмогенная структура Алгама (№ 7), расположенная в устьевой части р.Алгама (бассейн р.Учур), которая предварительно

NoNo	Название	Местоположение		Генетический тип дислокации по	Mai	ксимальни	ые разме	Высота	Градации но- вейших верти-	
п/п	дислокации	широта, °	долгота, °	В.П.Солоненко и др. [1977]	ширина, м	длина, м	высо- та, м	пло- щадь, м ²	рельефа, м	кальных дви- жений
1	Тас-Юрях	56.5	121.0	Сейсмогравитационный	8-10	40	Sect		1200	1-3
2	Кудули	57.0	122.4	Сейсмотектонический	3-4	1000	1.5-2	· •••	1000	1-3
3	Верхне-Токинская	57.5	119.9		5-6	1-3 км	1-2		1200	13
4	Олдонгсинская-1	57.4	120.3	.e	2-3	1 км	1		1200	1-3
5	Олдонгсинская-2	57.0	119.9	100	3-4	2 км	2	3440 ·	1300	1-3
6	Чубачи	56.2	123.6		5-10	2 км	122	1.722	1200	0,6-1
7	Алгама	57.3	131.2		30-50	3 км	2-5	-	900	0,6–1
8	Нюнгро	56.4	130.3	Сейсмогравитационный	1 92 3	(##)		300 ⁵	900	0,3-0,6
9	Улахан-Кумкуй	56.8	131.2		1.000	300		4005	1100	0,3-0,6
10	Тас-Балаган	55.8	130.5	*	30-100	70	30		1800	1-3
11	Ивак-Макит	55.7	130.5	196	Объем	обвала	7 млн	M ³	1900	1-3
12	Налурак	56.2	129.1		50	150	30		1300	1–3

Таблица 4.6. Сейсмодислокации Южной Якутии

Таблица	4.6	(окончание)

№№ п/п	Название дислокации	Длина вскрытой части разлома, простирание	Кинематика разлома	Название активного разлома	Возраст дислокации, лет	Автор и год находки дислокации
1	Тас-Юрях	5 km, C3 320°	Правый сдвиг	б/н	Сотня	В.М.Кочетков и др. [1975]
2	Кудули	Широтное	Надвиг	Южно-Якутский	Сотни	В.П.Солоненко и др. [1977]
3	Верхнетокинская	Долготное	Сбрросо-сдвиг	Токинский		А.Г.Чиряев, 1984 г.
4	Олдонгсинская-1	•	Сдвиго-сброс	Темулякитский	Сотня	То же
5	Олдонгсинская-2	Ť.				В.С.Имаев и др. [1990]
6	Чубачи	1,5 KM, CB	Сбросо-сдвиг	Ларбинский	Тысяча	То же
7	Алгама	5 KM, 320°	Правый сдвиг	б/н	Сотня	
8	Нюнгро	0,3 KM CCB	Правый сдвиг	б/н	- 392	ан.
9	Улахан-Кумкуй	1,5 км СЗ	**	б/н	38.5	
10	Тас-Балаган		Правый сдвиг	Авген-Майский		В.В.Николаев и др., 1982
11	Ивак-Макит			· · · · ·		То же
12	Налурак	0,5 C3 320°	Правый сдвиг	Атуг-Нуямский	Тысяча	В.С.Имаев и др., 1990

Присмечание: Прочерки – размеры не определялись; б/н – разлом без названия.



Рис. 4.32. Топографический (А) и геологический (Б) планы сейсмоструктуры Алгама

На А: 1 - пойменные отложения; 2 - коренные породы; 3 - разлом сдвиговой кинематики; 4 - сейсморвы; 5 - линия водораздела; 6 - граница пойменных отложений. На Б: 1 - протерозойские песчаники: 2 аллювиальные отложения; 3 - линия сдвига

была выделена на аэрофотоснимках и топографических картах как аномально выраженная в рельефе (рис. 4.32). При натурных наблюдениях обнаружилось, что блок протерозойских песчаников (гонамская свита) сдвинут по разлому северо-западного направления (азимут простирания 320-325°) на восток юго-восток таким образом, что отчасти перегораживает субмеридиональную, прямолинейную долину р.Алгама. Отторженец имеет размеры -0,7 x 1,5 км с залеганием пород 170°, угол падения 15°, в то время как в коренных склонах пород водораздела 0 < 7°. Пространство водораздела между отторженцем и материнским блоком (в тылу отрыва) разбито системой кулисообразных трещин, морфологически выраженных сейсморвами (простирание 320°), заполненными делювиальным ма-

териалом, перекрывающим в этих рвах почвенный слой (рис. 4.33). Это несомненно указывает на их сейсмогенную природу. Зона отрыва занимает по ширине примерно 1,5 км, наблюдаемая частота трещин отрыва составляет одна на 20-25 м, при их ширине - 2-2,5 м. Рвы имеют резкие, прямые стенки, по их краям развиты в протерозойских песчаниках "зеркала скольжения" со сбросо-сдвиговыми смещениями (азимут падения 50°, угол падения 85-90°). Видимая амплитуда горизонтального перемещения между соседними рвами - 3-6 м. Его тип правый сдвиг на восток-юговосток, подчиняющийся простиранию генеральной линии разлома, с амплитудой - 150 м. На дне этих рвов произрастают мелкие кустарники и молодые деревья с возрастом не старше 50-60 лет, в то время как по водоразделу в основном распространены листвиничные деревья 200-300-летнего возраста. Оценка возраста сделана по спилам и подсчету на них годовых колец деревьев. Плоскость разлома хорошо зафиксирована и в противоположном (правом) борту р.Алгама. Здесь (по простиранию 320°) наблюдается ров глубиной 10-12 м, шириной 10-15 м, который смещает третью надпойменную террасу высотой 20-25 м, сложенную желтыми суглинками. Далее ров продолжается в указанном направлении на юго-восток, его следы отмечены на протяжении всего водораздельного склона вплоть до вершины.

Дислокации такого генезиса и размера согласно сейсмогеологических исследований В.П.Солоненко и др. [Живая тектоника..., 1966] могут возникать при землетрясении с магнитудой 7.0 и интенсивностью сотрясений в эпицентре не менее 9 баллов. Вероятно, об этом событии сообщалось В донесении Иркутской магнитнометеорологической обсерватории. Оно произошло 8 августа 1895 года в Якутской области по р. Учур (притоку р.Алдан), в 40 верстах от стойбища Учур, которое находится при пересечении р.Учур дорогой с Алдана на Удский Острог. Здесь тунгусы наблюдали сильное землетрясение, во время которого катились с гор камни и валились деревья. Землетрясение продолжалось с перерывами от 8 августа до 20 октября 1895 года.

При камеральной обработке топо- и аэрокосмо-



Рис. 4.33. Сейсмодислокация Алгама А – местоположение дислокации (помечено звездочкой); Б – сейсмогенные рвы; В – зона разлома

фотоматериалов вблизи северного борта Токинской впадины была выявлена, а затем подтверждена полевыми наблюдениями сейсмогенная структура Нюнгро (№ 8). Возникновение ее обусловлено правобоковым смещением бортов Алгаминской котловины с видимой амплитудой примерно 300 м. Плоскость сместителя субмеридиональна, с азимутом простирания, близким к 0°. Здесь же на левом борту р.Алгама отмечен срыв скальных пород. Плоскость этого разрыва к югу пересекает левый борт р.Ундытын, смещая пластины Идюмского надвига. Общая протяженность сдвига составляет примерно 55-60 км.

· Кроме того, по р.Алгама встречались сейсмопроявления, связанные с гравитационными склоновыми процессами - оползни и обвалы. Так, примерно в 3,5 км ниже впадения в р. Алгама р. Тарыннах, при повороте ее русла на северо-запад, долина реки оказалась перекрытой крупным отторженцем гранито-гнейсов архейского возраста с размерами глыбы 10х8х8 м. На реке в этом месте наблюдается порог высотой 1,5 м. Далее по берегу отмечены участки недавнего омоложения делювиального материала. Залегание коренных пород 30°, ∠65°, а у глыбы - 120°, ∠80°. По трещинам в коренных породах развиты многочисленные "зеркала скольжения". В рельефе хорошо видна тектоническая асимметрия склонов: южные - более пологие, северные - крутые, напоминающие куэсты или пластины надвигов.

В районе Идюмского взброса северный борт Токинской впадины в 15 км выше впадения в реку Алгама р.Улахан-Кумкуй, на ее левом борту прослежен обширный площадный срыв делювиального материала, представленного красными "мясными" гранитами протерозойского возраста (сейсмогенная структура Улахан-Кумкуй, № 9). Крутизна указанного склона составляет 25–30–50°. Срыв фиксируется на протяжении 5–7 км, а его площадь составляет 210 м х 520. К северу вниз по течению р.Алгама замечены многочисленные срывы, аналогичные описанному, но меньших размеров.

Многочисленны следы землетрясений, произошедших в недалеком прошлом в пределах Токинского Становика, обнаружены иркутскими сейсмогеологами [Сейсмотектоника..., 1982]. Наиболее крупным здесь является обвал в верховьях долины р.Ивак-Макит (левый приток р.Зея), образованный нагромождением крупных блоков объемом 36 м² (сейсмогенная структура Ивак-Макит, № 11) Указанный материал сорвался с боковой стенки кара высотой 1900 м, раздробился о его днище и боковую стенку и был вынесен по долине ручья на расстоянии 3 км. Общий объем обвала составил 7 млн м³.

Другие скальные оползни наблюдались в верховьях ручья Сам-Анкикит в долине р.Бол.Туксани. Здесь на склоне крутизной 35-45° по плоскости скольжения 55–60° фронтальная часть оползня полностью перегородила русло этого ручья. Кроме того, в долине р.Бол.Туксани наблюдался срыв блока коренных пород мощностью 30–40 м, длиной 70 м и шириной от 30 до 100 м, сложенного разнообразными гнейсами. Блок разбит на отдельные глыбы, достигающие размера 20х20х10 м. Срыв блока произошел по системе трещин напластования, падающих на северо-восток под углом 35°. Сейсмогенное подновление разлома в виде отдельных гравитационных срывов и обвалов в плоскости разлома установлено в северном борту Нуямской впадины (сейсмопроявление Налурак, № 11).

4.5. Поле тектонических напряжений

Изучение трещиноватости использовалось для установления признаков и характера позднекайнозойских перемещений по разломам, так как трещины обычно несут лишь следы последних перемещений. Следы предшествующих смещений либо стираются полностью, либо в значительной степени затушевываются.

Представляется, что широко развитые в рассматриваемом районе системы трещин, как в мезозойских, так и в архейских породах, со свежими бороздами, штрихами скольжения и другими признаками перемещения обусловлены движениями позднекайнозойского возраста. Совместно с трещиноватостью анализировались также разломы с видимыми в обнажении амплитудами горизонтальных и вертикальных перемещений (до нескольких десятков метров), которые определялись по смещению слоев, жил, даек и т.п. Анализ трещиноватости проводился по методике П.Н.Николаева [1977]. Результаты этого исследования изложены в ряде работ [Имаев, 1978, 1986].

Район Чарской впадины. С целью получения данных о тектонических условиях формирования Чарской рифтовой впадины и установления регионального поля напряжения в этом районе нами проделан маршрут по р.Чара от оз.Леприндо до пос.Чара. На построенных матрицах трещиноватости горных пород (рис. 4.34, А) выделяется целый ряд максимумов, и лишь только их генерализация путем увеличения палетки осреднения до (4,5х4,5) см (рис. 4.34, Б) позволяет выделить два главных сопряженных максимума. Анализ полученных материалов показал, что на северо-восточном борту Чарского рифта (в пределах Кодарского хребта) имеют место локальные поперечные зоны развития сдвиговых деформаций среди преобладающих разрывов сбросового характера, Построенные гистограммы (сводные для всех точек наблюдения) указывают на явное преобладание здесь вертикально ориентированных сжимающих сил и на субгори-



150

Рис. 4.34. Матрицы трещиноватости горных пород А, Б – в Чарской рифтовой впадине: А – палетка осреднения (2х2) см, Б – палетка осреднения (4,5х4,5) см; В, Г – в сдвиговой зоне по р.Олёкма: В – палетка осреднения (2х2) см, Г – палетка осреднения (4,5х4,5) см

зонтальное положение растягивающих усилий (рис. 4.35, А).

Ось максимального сжатия образует с горизонтом углы, близкие к вертикальным (максимум на гистограмме падает на 75°), с азимутами падения 80-260, 90-270, 120-300, 140-320°. Ось растяжения меняет свой угол наклона от 5 до 30°, причем чаще всего преобладает на гистограмме величина наклона ее к горизонту, соответствующая 5°. Азимуты падения этой оси направлены на юг (160-170°) или на север (340-350°). На приведенных матрицах (рис. 4.35, А, Б) видно, что, помимо общего регионального растяжения, в пределах Чарской впадины фиксируется сдвиговое поле напряжений, которое характеризуется близкой к горизонтальной ориентацией оси максимального сжатия (угол наклона оси к горизонту составляет 5-10° с азимутами падения 0-180 и 160-40°). Количество отмеченных здесь трещин с горизонтальной штриховкой составляет всего 10-14% от общего числа замеров.

Размеры (длина и ширина разрывов) всех отмеченных тектонических трещин, имеющих преобладающую сдвиговую компоненту движения, составили примерно 3–5% от размеров сбросов. Наличие сдвиговых полей напряжений в пределах Чарской впадины объясняется локальной переориентировкой действующих сил, генетически связанных с подвижками по региональным сбросам [Имаев, 1986].

Таким образом, район Чарской межгорной впадины характеризуется действием региональных растягивающих сил субмеридиональной ориентации в направлении – северо-запад-юго-восток. Полученный нами полевой материал хорошо укладывается в схемы, предложенные другими авторами [Живая тектоника..., 1966; Грачев, 1977; и др.].

Район р.Имангра. Имангрская впадина, располагающаяся в пределах одноименного блока на югозападной окраине Алданского щита в области развития древних архейских образований курультинской серии, представляет собой узкую приразломную долину субширотного простирания шириной 5-6 км и длиной 25-30 км. Для реконструкции ориентации векторов главных нормальных осей тектонического поля напряжений, определившего развитие этой территории в мезозой-кайнозойское время, был совершен маршрут по р.Имангра, который начался приблизительно в 20 км выше устья р.Илин-Сала и закончился в устьевой части р.Имангра.

При интерпретации полученных нами материалов в пределах района р.Имангра отчетливо выделяются два кинематических типа трещин: сдвиги и взбросы. Частота встречаемости их почти одинакова, с небольшим преобладанием сдвиговых деформаций. Ось максимального сжатия сдвиговых и взбросовых полей образует с горизонтом углы, редко превышающие 15–20°; ориентирована она по азимуту 70–90 и 320–330 или 140–150°. Ось растяжения наклонена к горизонту под углами 5–15° в сдвиговых полях и 55–65° во взбросовых полях (рис. 4.36). Ориентация векторов главных осей тектонических напряжений, характерная для сбросовых нарушений, отмечается крайне редко и устанавливается только в граносиенитовом массиве, расположенном на правобережье р.Имангра ниже устья р.Илин-Сала.

Следует отметить, что Имангрская впадина сформировалась в условиях субширотного горизонтального сжатия; дополнительное боковое сжатие происходило и в северо-западном направлении. Такой тип тектонического поля напряжений подтверждается широким развитием во впадине разломов сдвигового и взбросового характера. Тектонодинамические и структурные данные указывают на то, что Имангрская впадина имеет иной, чем Чарская впадина, механизм формирования.

Район р.Хани. При полевых исследованиях в этом районе получен материал только для нижнего течения р.Хани, от ее устья до правого притока р.Куранах. Поэтому нами при изучении характеристик напряженного состояния земной коры были привлечены материалы по трещиноватости горных пород, полученные здесь А.И.Мельниковым. Согласно системе тектонических напряжений, восстановленных по методикам М.В.Гзовского [1975], в мезозойское время по плоскости Ханийского разлома происходило надвигание висячего крыла на северо-запад (азимут падения 305°, угол 15°) в сочетании с левосторонними (в сотни метров) сдвиговыми смещениями [Грабкин, Фомин, 1980].

В районе р.Куранах по дизъюнктивам более высокого порядка, ориентированным в северо-западном направлении, также фиксируются более молодые левобоковые смещения небольшой амплитуды (рис. 4.36). Поле напряжений в Ханийской впадине и на западном окончании Чульманской депрессии имеет одинаковую ориентацию. Это дает основание полагать, что Ханийский и Кудулинский надвиги являются частями единого Южно-Якутского разлома.

Район р.Олёкма. При пересечении исследуемой территории по р.Олёкма нами выделено четыре зоны тектонических напряжений в горных породах.

Первая зона прослеживается от устья р.Тунгир примерно до р.Былыктах и характеризуется пологой ориентировкой сжимающих и растягивающих усилий. Ось максимального сжатия субгоризонтальна (углы от 0 до 15°) и ориентирована по азимутам 10–190, 20–200 и 150–330°. Ось растяжения также имеет горизонтальную ориентацию: углы падения 10–15° и азимуты – 100–280 и 110–290°. Наиболее вероятный характер смещений по разломам – сдвиговый с небольшой взбросовой компонентой (см. рис. 4.34, В,Г; 4.35, Б).

Вторая зона от устья р.Былыктах до участка, расположенного примерно в 10–15 км ниже устья р.Дирин-Юрях. Эта область характеризуется пологой ориентировкой сжимающих сил и близвертикальным положением оси максимального растяже-



Рис. 4.35. Типы реконструированных полей тектонических напряжений по методу П.Н.Николаева [1977] (*а-г*) по методу М.В.Гзовского [1975] (*a'-г'*)

А – в Чарской впадине; Б – в сдвиговой зоне по р.Олёкма. І–ІІІ – ориентировки осей главный напряжений, выделяемые в каждой из точек наблюдений; IV – генерализованная (главная, или определяющая) ориентация векторов напряжений. 1 – направление максимального разброса; 2 – области разброса ориентации осей напряжений. Оси тектонических напряжений: оз – максимального сжатия, од – промежуточная, од – максимального растяжения

ния, что присуще областям с преобладающим взбросовым типом движений. Ось сжатия субгоризонтальна (углы наклона 5–10°), а ось максимального растяжения имеет с горизонтом углы 45–85°. Вектор максимального сжатия ориентирован практически по тем же азимутам, что и в первой зоне (рис. 4.37, A). Рис. 4.36. Гистограммы ориентации главных осей тектонических напряжений, круговые диаграммы трещиноватости и реконструкции по ним осей напряжений

а – по р.Чара; б – по р.Имангра; в, г – крутовые диаграммы трещиноватости горных пород по р.Хани: в – устье р.Куранаха, г – в устье р.Ыстыннах (1-3 – максимумы полюсов трещиноватости); в' и г' – ориентация главных осей тектонических напряжений. 1 – максимумы трещиноватости; 2 – ориентация осей сжатия (G₃) и растяжения (G₁).

Третья зона устанавливается для отрезка р.Олекма в районе от устья р.Хани до устья р.Тунгурча. Она характеризуется сдвиговыми деформациями горных пород. Оси максимального сжатия и растяжения субгоризонтальны и составляют с горизонтом углы в 5–10 и 5–35°, соответственно. Ось сжатия ориентирована субширотно по азимутам 50–230, 90–270 и 110–290°.

Четвертая зона прослеживается севернее устья р.Тунгурча и отличается преобладающими сбросовыми деформациями горных пород. Ось сжатия близвертикальна (углы падения 45– 85°) и ориентирована по азимутам 0–180°, 50–230° и 150–330°. Ось растяжения действует в горизонтальной

плоскости (углы падения 5-20°). Как и во всех предыдущих выявленных зонах, здесь встречается также некоторое количество трещин со следами горизонтального сжатия.

Район р.Нюкжа. Тектонодинамическими исследованиями охвачен район от истоков р.Нижняя Ларба до устья р.Нюкжа. Здесь выявлено только две зоны тектонических полей напряжений.

Первая зона устанавливается на участке от верховьев р.Нижняя Ларба до устья р.Чильчи. Она характеризуется развитием сдвиговых полей напряжений. Ось сжатия наклонена к горизонту под углами в 5–15° и ориентирована по азимутам 0–180°, 10–190°, 150–33° и 160–340°. Ось растяжения близгоризонтальна (углы наклона в 5–25°).

Вторая зона была отмечена нами в приустьевой части р.Нижняя Ларба, а также по р.Нюкжа от



Нижней Ларбы до р.Талума. Ось сжатия близгоризонтальна, а растяжение субвертикально, что соответствует здесь взбросовому полю тектонических напряжений. Угол наклона оси сжатия к горизонту 5–15° при одинаковом азимуте, ось максимального растяжения меняет свой наклон к горизонту от промежуточных (35–45°) до вертикальных (70–80°) положений (рис. 4.37, Б,В)

Район р.Усмун. Было выявлено три зоны с разным типом напряженного состояния.

Первая зона прослеживается в устьевой части р.Усмун, вблизи Южно-Якутского надвига. Здесь реконструируется поле с пологим вектором сжатия (угол наклона 5–25°) и вертикально ориентированной осью растяжения (углы наклона 35–75°), что возможно при взбросовом поле напряжений. Сжимающие усилия приложены перпендикулярно к



Рис. 4.37. Гистограммы ориентаций главных осей тектонических напряжений по рекам Олёкма, Нюкжа, Усмун (А и Б); в зоне Станового краевого шва (В)

Южно-Якутскому надвигу и действуют по азимутам 0-180, 10-190, 40-220 и 150-330°.

Вторая зона отмечается в центральной части Усмунской синклинали и характеризуется развитием сдвигового поля напряжений: сжатие близгоризонтально (угол наклона 5–20°, азимут 90–270, 100– 280, и 100–290°), растяжение также горизонтально (углы 5–30°).

Третья зона прослеживается в северной части впадины и отличается от предыдущих вертикальным направлением сжатия (сбросовое поле напряжений). Угол наклона оси сжатия к горизонту варьирует от 45 до 75° (его максимальные значения на гистограмме 75°), а ось растяжения ориентирована полого (углы падения в 5–35°). Азимут оси максимального сжатия меняется от близширотного до близмеридионального (рис. 4.37, Б).

В восточной части Чульманской впадины и на ее южном обрамлении, как показывают маршрутные пересечения по рекам Чульман, Унгра и Алдан, так же, как и в районе р.Усмун, выделяются три зоны, различающиеся разными типами тектонических полей напряжений.

Район р. Чульман. На востоке Чульманской впадины в бассейне р. Чульман устанавливаются три зоны.

Первая начинается от южной границы Чульманской впадины и прослеживается по р.Чульман до пункта в 3 км ниже впадения в нее р.Верхний Беркакит. В этом сегменте, находящемся вблизи Южно-Якутского надвига, фиксируются наиболее интенсивные дислокации мезозойской угленосной толщи. В зоне Южно-Якутского надвига было обнаружено большое количество мелких и крупных дизъюнктивных нарушений взбросового характера, с наклоном плоскостей сместителей к югу под углами 35–55°. Зоны таких разрывов обычно представляют собой сильно раздробленные участки породы, зачастую с кварцевым заполнением трещин.

Реконструкция тектонических полей напряжений показывает, что в зоне надвига оси максимального сжатия преимущественно горизонтальны (утлы 5–15°). Они ориентированы по азимутам 20–200°. Ось максимального растяжения субвертикальна, с углами наклона к горизонту 65–75° (рис. 4.38).

Вторая зона обособляется в осевой части Чульманской впадины. Она прослеживается от точки 10 на геологическом профиле примерно в 7,5 км выше впадения в р.Чульман р.Верхняя Нерюнгра до пункта в 5 км ниже впадения в р.Чульман р.Китаянка и достаточно четко отличается от южной, или "принадвиговой", зоны резким изменением ориентировок осей главных тектонических напряжений. Ось максимального сжатия горизонтальна (10–20°) и ориентирована по азимуту 80–260°. Ось максимального растяжения тоже горизонтальна (угол 5– 15°) и перпендикулярна Южно-Чульманскому надвигу (азимут простирания 170–350°).

Третья зона прослеживается от устья р.Денисовка до устья р.Кабакта. Она приурочена к наиболее просто построенной части Чульманской впадины. Здесь среди моноклинально залегающих отложений нижнеюрского возраста выделяются зоны повышенной раздробленности и дислоцированности пород. Ось максимального сжатия вертикальна или субвертикальна и имеет угол наклона к горизонту 70-85° с азимутами 20-200° и 70-250°. Ось растяжения субгоризонтальна, с наклоном к горизонту 5-15°. Такая ориентировка осей напряжений указывает на сбросовый тип тектонического поля напряжений.

Район р. Унгра. Указанная река пересекает вкрест простирания центральную часть Чульманской депрессии. Детальное структурное картирование и массовые замеры трещиноватости в каждом естественном обнажении в ее долине позволили установить следующие три зоны тектонических напряжений.

В первой зоне ось максимального сжатия горизонтальна или субгоризонтальна с углом наклона к горизонту 10–20° и азимутами 10–190, 170–350°. Ось максимального растяжения изменяет наклон от 5–30 до 50–70°. Такой тип напряженного состояния начинает прослеживаться примерно в 4 км ниже впадения в р.Правая Унгра р.Хонченгра и продолжается до слияния Правой и Левой Унгры.

Во второй, или сдвиговой, зоне ось максимального сжатия практически горизонтальна (имеет угол наклона к горизонту 5–25°) и ориентирована по азимутам 80–90 или 260–270°. Ось максимального растяжения тоже близгоризонтальна и имеет угол наклона оси к горизонту порядка 5–15° (рис. 4.38). Такая зона возможных сдвиговых деформаций прослеживается от пункта в 2 км выше слияния Правой и Левой Унгры до впадения в р.Унгра р.Якокит.

В третьей, приплатформенной, или сбросовой, зоне ось максимального сжатия наклонена под углами 50–70° и ориентирована по азимутам 20–200, 100–280 и 150–330°. Ось растяжения практически горизонтальна, углы наклона ее к горизонту не превышают 15–20°. Это наиболее просто построенная часть Чульманской впадины, для которой характерно развитие сбросовых нарушений. Такие нарушения прослеживаются от впадения в р.Унгра р.Якокит до точки примерно в 6 км ниже пос.Юхта.

Район р. Алдан. Река Алдан пересекает Чульманский прогиб в ее самом узком месте - Алданском поперечном поднятии, где ширина выходов мезозойских отложений составляет всего 14-15 км. В первой зоне ось максимального сжатия горизонтальна и перпендикулярна Южно-Якутскому надвигу и Становому краевому шву, а ось максимального растяжения варьирует от горизонтальных до вертикальных значений. Угол наклона оси сжатия к горизонту составляет 5-30° с азимутами 30-210 и 160-340°. Ось максимального растяжения изменяет свой угол наклона от 5-25 до 50-70° (рис. 4.38). Такие ориентировки осей напряжений прослеживаются примерно в 1 км ниже впадения в р.Алдан р.Аленмакит и до участка выше впадения в р.Алдан р.Кускудай-Олонгро. Тектоническое поле напряжений, соответствующее взбросовым деформациям, прослеживается в южной части Чульманского прогиба и обрамляющих ее архейских структурах кряжа Зверева.

Во второй зоне ориентировка оси максимального сжатия горизонтальна и параллельна Южно-Чульманскому надвигу, а ось растяжения тоже горизонтальна и перпендикулярна оси сжатия. Угол наклона оси сжатия к горизонту составляет 5–25° с азимутами 70–250, 80–260 и 90–270°. Ось растяжения имеет углы наклона 5–25°. Подобная динамическая обстановка свойственна осевой части Чульманской депрессии и прослеживается примерно до впадения в р.Алдан р.Кускадай-Олонгро.

В третьей зоне ось максимального сжатия вертикальна и субвертикальна и имеет угол наклона оси к горизонту 60–70° с азимутами 10–190, 80–260 и 120–300°. Ось максимального растяжения горизонтальна, с углом падения 10–15°. Такая система напряжений прослеживается в самой северной части района, в приплатформенной части Чульманской впадины, и характерна для тектонических полей типа сбросового. Она устанавливается на р.Алдан на участке в 3 км ниже устья р.Барыллак-Олонгро.

Район р. Тимптон. В первой зоне предполагаемая южная граница фиксируется примерно в 20–25 км ниже устья р.Иенгра, а северная граница прослеживается до устья р.Иенгра. Ось сжатия здесь субгоРис. 4.38. Гистограммы ориентаций главных осей тектонических напряжений по рекам Алдан, Унгра, Чульман, Тимптон

субгоризонтальна (угол наклона в 5-10°), с азимутом простирания 0-180, 130-310 и 150-330°. Ось растяжения субвертикальна (угол наклона 60-75, редко 5-10°; рис. 4.38).

Вторая зона характеризуется развитием сдвиговых деформаций и прослеживается от впадения в р.Тимптон р.Иенгра вплоть до р.Бугарыкта (ось сжатия ориентирована по азимутам 90–270, 110–290° с углами наклона в 3–10°; ось максимального растяжения имеет аналогичные с осью сжатия углы наклона, но ориентирована уже в субмеридиональном направлении.

Третья зона занимает северную часть территории, где ось сжатия имеет крутые углы наклона и ориентирована по азимутам 10–190, 90–270 и 140–320°.

Зона Станового разлома. Характер напряженного состояния горных пород в зоне Станового шва отчасти был охарактеризован ранее. Однако, учитывая значимость этого разрыва, остановимся на его тектонофизической характеристиве более подробно. Становой краевой шов изучался в пересечениях по рекам Олекма, Нюкжа, Алдан, Иенгра и Тимптон. На все его протяжении от р.Олёкма до р.Тимптон в зоне разрыва достаточно уверенно фиксируются сдвиговые деформации и в целом характерно субгоризонтальное положение как оси максимального сжатия, так и оси растяжения, с явно

преобладающей широтной ориентировкой вектора сжатия. Причем, в районе р.Олёкма и р.Нюкжа ось сжатия ориентирована по азимуту 60–240°, а начиная с р.Алдан ориентация оси сжатия изменяется в сторону юго-восточного румба и принимает значения 90–270 и 100–280°.

Угол наклона к горизонту оси максимального сжатия на всем протяжении Становой краевой зоны остается более или менее постоянным и колеблется от 5 до 30°. Ось растяжения имеет угол наклона к горизонту в 5–35°, с некоторым увеличением значений в районе р.Иенгра и Типтон до 45–50° (см. рис. 4.37, В). Таким образом, зона Станового краевого шва может быть условно разделена на две части – западную, для которой, по-видимому, характерны левобоковые смещения, и восточную, с развитием правосторонних движений. Это явление в какой-то мере может быть объяснено тем, что зона



Станового краевого шва на данной территории образует выпуклую в плане дугу. Примерно такая же зональность в распределении полей тектонических напряжений наблюдается и в восточной части Алданского щита.

Полевые наблюдения, проведенные нами в 1982– 1984 гг. в районе Токинского Становика и Центрально-Станового блока в пределах бассейнов рек Алгома и Гонам, свидетельствуют о преобладании здесь региональных сил сжатия, действующих субмеридионально. Так, для зоны Станового краевого шва устанавливается сдвиговое поле тектонических напряжений, при этом вектор сжатия ориентирован в субмеридиональном направлении, а вектор оси растяжения – в широтном. Севернее, в южном обрамлении Токинской впадины, преобладает взбросовое поле напряжений, и оно прослеживается также в южной части этой мезозойской депрессии. При этом вектор сжатия сохраняет здесь свою ори-



Рис. 4.39. Схема распределения полей тектонических напряжений Южной Якутии

1 – области сжатия земной коры: а – сдвигового, б – взбросового, в – взбросо-сдвигового типов; 2, 3 – области растяжения земной коры: 2 – на Алданском нагорье, 3 – Байкальской рифтовой зоны; 4 – векторы осей главных тектонических напряжений (а – растяжения, б – сжатия) по данным фокальных механизмов землетрясений (длина стрелок пропорциональна углу наклона к горизонту); 5 – границы областей с разным типом напряженного состояния земной коры; 6 – мезозойско-кайнозойские впадины; 7 – эпицентры землетрясений: а – с К>15, б – с К>10, в – определенные по данным палеосейсмодислокаций; 8 – граница Байкальской рифтовой зоны

ентировку при небольших углах падения (5–10°), а вектор растяжения меняет свое положение в пространстве, приближаясь к близвертикальному. В пределах осевой части впадины вновь выявляются сдвиговые структуры но при этом вектор сжатия ориентирован в субширотном направлении. От северного борта Токинской впадины (Идюмский взброс) вплоть до устья р.Гонам наблюдаются взбросо-сдвиговые деформации, которые еще севернее сменяются сбросо-сдвиговыми и, наконец, сбросовыми полями напряжений в устье р.Учур.

Маршрут по р.Гонам в целом подтверждает выявленные закономерности: все мезозойские впадины (Гонамская, Гувилгринская, Гюскангрская, Ытымджинская) формируются в устойчивом поле субмеридионального сжатия при субвертикальном падении оси растяжения.

Южными границами этих впадин служат надвиги, а северные представляют собой крутые взбрососдвиги. Между Гюскангрской и Ытымджинской впадинами прослеживается узкая полоса сдвиговых деформаций, которая севернее, начиная с Ытымджинского надвига, сменя-ется взбросовым полем напряжений.

По материалам структурных исследований, проведенных в южной части Алданского щита, была составлена сводная схема мезозойско-кайнозойских полей тектонических напряжений (рис. 4.39).

При анализе трещиноватости горных пород в пределах описываемого региона прослеживаются две области, отличающиеся одна от другой разным типом своего напряженного состояния: 1) западная область преобладающего растяжения земной коры, соответствующая восточному флангу Байкальской рифтовой зоны, прослеживается в пределах Чарской и Верхнетокинской впадин и их горных обрамлений; 2) восточная область, которая начинается с левобережья р.Олёкма и прослеживается к р.Тимптон и восточнее вплоть до бассейна р.Учур, характеризуется в целом устойчивым полем сжимающих усилий меридионального направления. Локальные переориентации главных осей тектонических напряжений, наблюдаемые в долинах рек Имангра, Тас-Юрях, Чебаркас и Хани, связаны, повидимому, с особенностями приложения тектонических сил и могут быть объяснены как производные от общего горизонтального сжатия. Восточная часть имеет зональное строение. Отчетливо обособляются зоны субширотного простирания: взбросовая, сдвиговая и сбросовая.

Наиболее четко выделяется субширотная зона преобладающего развития взбросовых деформаций, характеризующаяся пологой субмеридиональной ориентацией вектора оси максимального сжатия и близвертикальном положением вектора оси максимального растяжения. Южная ее граница Рис. 4.40. Схема районирования по типу деформаций зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья (по Э.Э.Фоти-ади и др. [1982])

1-3 – зоны с разным типом деформаций: 1 – горизонтального сжатия (надвигового типа), 2 – горизонтального сжатия – растяжения (сдвигового типа); 3 – растяжения (сбросового типа); 4 – границы зон; 5 – направление осей сжатия (о₃) и растяжения (о₁)

прослеживается от устья р.Балыктах на р.Олёкма через

среднее течение р.Нюкжа до верховьев р.Тимптон и далее на восток до бассейна р.Алгама (р.Горунча). Северная граница проводится севернее р.Хани и протягивается вдоль Южно-Якутского надвига, пересекая долины рек Тимптон, Гонам, Алгама и далее вдоль Южно-Токинского надвига. При этом наблюдается резкое сужение ширины взбросовой зоны с запада на восток в районе рек Тимптон и Гонам и новое увеличение ее в районе Токинского Становика, что может указывать на снижение тектонической активности в ее центральной части, а, значит, и на уменьшение сейсмичности на данном участке территории.

Примерно посредине зоны взбросового поля напряжений проходит узкая полоса сдвиговых и сдвиго-взбросовых деформаций, приуроченных к Становому краевому шву. Выполаживание вектора оси максимального растяжения и переориентации сжимающих сил в широтном направлении на некоторых участках шва могут быть объяснены особенностями внутреннего строения зоны Станового глубинного разлома и дифференцированностью движения его отдельных пластин, ограниченных субпараллельными сближенными дизъюнктивами.

К югу и к северу от зоны взбросового поля тектонических напряжений расположены районы с преобладанием сдвиговых деформаций. Северные районы от западной границы р.Хани – р.Тумулур (бассейн р.Олёкма) неширокой полосой вытянуты по Чульманской впадине до р.Тимптон и далее на восток через Токинскую впадину. Для них характерен поворот оси максимального сжатия на 90° от субмеридионального до субширотного. В южных районах поля сдвиговых напряжений положение оси сжатия остается близмеридиональным, ориен-



тированным ортогонально к простиранию основных геологических структур.

И, наконец, в крайней северной части региона прослеживается сбросовое поле тектонических напряжений, наличие которого может быть объяснено затуханием тектонической активности, обусловленной взаимодействием структур Алданского щита и Становика – Джугджура.

Следует отметить, что выявленная зональность полей тектонических напряжений подтверждается инструментальными наблюдениями, проведенными в последнее время на Южно-Якутском геодинамическом полигоне. Здесь в результате двукратных измерений плановой геодезической сети в зоне сочленения юга Алданского щита со Становой складчатой областью удалось установить ориентацию главных осей напряжений и провести районирование по типу деформаций. Оказалось, что в зоне Станового шва прослеживается сдвиговое поле напряжений, которое далее на север сменяется взбросовым, фиксируемым в пределах южной окраины Чульманской впадины, а затем B районе пос.Чульман переходит в сбросовое поле напряжений [Фотиади и др., 1982] (рис. 4.40). Это свидетельствует о том, что позднемезозойское поле тектонических напряжений совпадает с современным и вызвано общими причинами, обусловливающими тектоническую подвижность территории в настоящее время; в том числе, - и ее высокий сейсмический потенциал.

Проведенные нами специальные структурно-геологические исследования, выполненные в пределах сейсмических поясов Якутии, позволили построить схемы позднекайнозойского поля тектонических напряжений.



Рис. 4.41. Схема позднекайнозойского поля тектонических напряжений Олёкмо-Становой сейсмической зоны 1-2 – траектории главных нормальных значений: 1 – сжимающего σ₃, 2 – растягивающего σ₁; 3 – решения фокальных механизмов землетрясений (белое – область сжатия, черное – растяжения); 4 – реконструированное положение векторов сжатия и растяжения и плоскостей разрывов по структурно-геологическим данным (черное – активная, по геологическим данным, плоскость, белое – сопряженная с ним пара); 5 – отдельные точки наблюдений

На рис. 4.41 показаны траектории главных нормальных напряжений в пределах Олёкмо-Становой сейсмической зоны. Примечательно, что рисунок траекторий осей напряжений образует клин, обращенный входящим острым углом к северу и располагающийся в центральной части Алданского щита. Изолинии вектора осей максимального сжатия (оз) закономерно сходятся в направлении друг друга в верховьях рек Тимптон и Алгама, при этом с обеих сторон от образованного ими острого угла наблюдается веерообразный разворот траекторий от долготного положения в южной части исследуемой территории до северо-восточного, характерного для западной части Олёкмо-Становой сейсмической зоны, и северо-западного, прослеживаемого в восточной ее части. Данный разворот связан с развитием здесь левых сдвигов на западе, характерных для верховьев рек Тимптон и Алдан и для устья р.Нюкжа, и правых сдвигов на востоке. Такая ситуация характерна для верховьев р.Алгама и ее устья, где наблюдается второй перегиб траектории оси сжатия.

Далее к северу положение векторов сжатия с обеих сторон становится субдолготным. Простирание векторов растяжения (G₁) образует по форме простую синклинальную складку с осью перегиба, приходящуюся на центральную часть Олёкмо-Становой сейсмической зоны. Данные закономерности в распределении траекторий главных осей напряжений характерны для развития определенной сетки активных разломов, образующей жесткий штамп в центральной части, по которому этот клин внедряется глубоко в "тело" Алданского щита и сопровождается, с одной стороны, – левыми сдвигами (Верхнеалданский, Южно-Становой) на западе, а с другой – правыми (Атугей-Майский) на востоке, соответственно.

Образование субширотных сдвигов по обе стороны клина можно объяснять как бы раздвиганием пород в разные стороны от этого клина. Материалы по трещиноватости горных пород, использованные в основе этой схемы, надежно подкрепляются данными по анализу фокальных механизмов землетрясений.

Оглавление

Введение
Глава 1. Лаптевоморская сейсмотекто-
ническая зона7
Глава 2. Хараулахская сейсмотектони-
ческая зона
2.1. Геолого-структурный очерк
2.2. Неотектоника16
2.3. Сейсмичность
2.4. Активные разломы и палеосейсмодис-
локации
2.5. Поле тектонических напряжений
Глава 3. Сейсмотектоническая зона гор-
ной системы Черского42
3.1. Геолого-структурный очерк
3.2. Неотектоника
3.3. Сейсмичность
3.4. Активные разломы и палеосейсмодис-
локации
3.5. Поле тектонических напряжений

Глава 4. Сейсмотектоннка Олёкмо-
Становой зоны
4.1. Геолого-структурный очерк
4.2. Неотектоника
4.3. Сейсмичность
4.4. Активные разломы и палеосейсмодис-
локации
4.5. Поле тектонических напряжений
Глава 5. Сейсмогеологические связи и
зоны ВОЗ сейсмических поясов Якутин .160
5.1. Арктико-Азиатский сейсмический пояс .162
5.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона176
Глава 6. Природа сейсмичности и геоди-
намика сейсмических поясов Якутин
6.1. Арктико-Азнатский сейсмический пояс .183
6.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона 198
Заключение
Литература

Научное издание

Валерий Сулейманович Имаев, Людмила Петровна Имаева, Борис Михайлович Козьмин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ

Художник О.В.Кураленко Редактор И.М.Ерофеева

Подписано к печати 28.10.2000 Формат 60х90 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетияя. Уч.-изд. л. 30,0. Тираж 500 экз. Тип. зак. № 159С, Москва

Издательство ГЕОС Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Тел.: (095) 230-80-92 Факс: (095) 951-04-43