



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0140>

THE FAULT-BLOCK STRUCTURE OF THE BAIKAL-YENISEI FAULT IN THE REGION OF OPERATING NUCLEAR ENERGY FACILITIES

R. M. Lobatskaya

National Research Irkutsk State Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract: The article reviews specific features of its fault-block structure of the Baikal-Yenisei fault in view of safe operations of nuclear energy facilities in the Krasnoyarsk region, Russia. The fault is located at the junction of the Siberian platform and the West Siberian plate. Velocities of neotectonic movements in the fault zone and adjacent territories are estimated from data on the current positions of fluvial terraces of the Yenisei river valley, peneplanation planes varying in ages and erosional incision depths. It is revealed that maximum gradients of recent movement velocities vary not higher than 10^{-8} to 10^{-9} . Average velocities of relative displacements amount to 0.1–0.2 mm per year for intra-fault blocks bounded by regional faults and do not exceed 0.02–0.03 mm per year for intra-fault blocks bordered by local faults. There are grounds to conclude that recent geodynamic activity in the zone of the Baikal-Yenisei fault zone is weak and thus does not affect the safety of nuclear energy facilities operating in the region, including FGUP GKKh (Mining and Chemical Combine).

Key words: fault, blocks, fault pattern, peneplanation plane, weathering crust, fluvial terraces.

Recommended by V.S. Imaev

Citation: Lobatskaya R.M. 2014. The fault-block structure of the Baikal-Yenisei fault in the region of operating nuclear energy facilities. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 547–562. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0140.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА В РАЙОНЕ ЭКСПЛУАТАЦИИ ОБЪЕКТОВ ЯДЕРНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ

Р. М. Лобацкая

*Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет,
Иркутск, Россия*

Аннотация: Рассмотрены специфические черты разломно-блоковой структуры Байкало-Енисейского разлома, расположенного в области сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты с целью анализа безопасной эксплуатации объектов ядерной энергетики Красноярского края. На основе современного положения террас р. Енисей, поверхностей выравнивания разного возраста и глубины эрозионного вреза оценены скорости неотектонических движений в зоне Байкало-Енисейского разлома и на сопредельных территориях. Показано, что максимальные градиенты скоростей современных движений не превышают порядка 10^{-8} – 10^{-9} . Скорости относительных перемещений внутриразломных блоков, ограниченных региональными разломами, составляют в среднем 0.1–0.2 мм/год, а локальными – 0.02–0.03 мм/год, что дает основание оценивать современную геодинамическую активность в зоне Байкало-Енисейского разлома как слабую, не влияющую на безопасную эксплуатацию объектов ФГУП «ГХК» (Горно-химический комбинат).

Ключевые слова: разлом, блоки, разломно-блоковые структуры, кора выветривания, террасы.

1. ВВЕДЕНИЕ

Необходимость детального рассмотрения инфраструктуры крупных разломных зон в районах эксплуатации важных промышленных объектов общеизвестна и не требует дополнительного обоснования. По этой причине изучение разломов в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Енисейского кряжа в непосредственной близости от объектов ядерной энергетики ФГУП «ГХК» Красноярского края с разной степенью детальности предпринималось неоднократно, в том числе в течение многих лет и автором данной работы [Lobatskaya, 2005; Lobatskaya et al., 2014a; Lobatskaya et al., 2014b].

Разломная сеть исследуемой территории сформировалась непосредственно на стыке краевых структур древней и молодой платформ. Наиболее существенную роль в их разграничении сыграла система докембрийских структур краевого шва Сибирской платформы в южной части Енисейского кряжа, выделяемая в качестве Байкало-Енисейского разлома [Nikolaev, 1988]. Начиная с триаса, западное крыло краевого шва по серии тектонических ступеней неизменно погружается, а над ним вплоть до голоцена формируются чехольные образования молодой Западно-Сибирской плиты; восточное крыло, напротив, с позднего докембрия до кайнозоя стабильно находится в поднятом состоянии.

Анализ структур восточного крыла Байкало-Енисейского разлома показывает, что его подъем за мезокайнозой далеко не пропорционален погружениям западного крыла ни по амплитудам, ни по скоростям движений, а их достаточно слабая контрастность не обеспечивает заметной неотектонической активности территории. Именно низкая активность рассматриваемой системы разломов юга Енисейского кряжа в свое время явилась весомым аргументом при выборе площадки для строительства ядерных объектов.

Тем не менее вопросы, связанные с реальной, в том числе и количественной, оценкой разломно-блоковых структур этой территории, остаются актуальными, требующими специального изучения, которому на протяжении ряда лет были посвящены работы автора и его коллег [Lobatskaya, 2005; Lobatskaya et al., 2014a; Lobatskaya et al., 2014b], позволившие собрать фактический материал и сформулировать главные задачи, рассматриваемые в данной работе. К ним, прежде всего, относится необходимость охарактеризовать инфраструктуру Байкало-Енисейской разломной зоны, определить амплитуды и скорости неотектонических смещений блоков, выполнить ретроспективный тектонический анализ, на основе изучения локальных разломов оценить тенденции современной геодинамической активности и возможности безопасной эксплуатации зданий и сооружений ФГУП «ГХК».

При проведении анализа были использованы литературные данные и материал полевых исследований по

характеру осадочных, вулканогенно-осадочных толщ, прежде всего мезокайнозойских, молодых разновозрастных кор выветривания, полученные при проходке магистральных канав, разноглубинных скважин по геофизическим исследованиям, геохимическим анализам; изучены особенности современного рельефа и его эволюции, принят во внимание материал предшественников, изложенный в геологических отчетах. Карты разломов и неотектоники, которые будут обсуждаться ниже, были выполнены с помощью ГИС-технологий в программах ArcGis и MapInfo и использованием цифровой модели рельефа Global Mapper.

2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА

Байкало-Енисейский разлом – крупная дизъюнктивная структура близмеридионального простирания – протягивается с севера на юг вдоль западной окраины Енисейского кряжа до северных отрогов Восточного Саяна более чем на 1000 км. Ширина зоны динамического влияния этой дизъюнктивной структуры составляет не менее 25–30 км. В пределах исследуемой территории вблизи Нижнеканского гранитоидного массива Байкало-Енисейская разломная зона отчетливо проявлена хорошо проработанной полосой крупных региональных разломов, таких как Муратовский, Атамановский, Правобережный, Итатский, Канско-Енисейский, и рядом более мелких локальных разломов в ее восточном, поднятом, крыле (правобережье р. Енисей), и аналогичной полосой разломов, подобных Суханово-Сухубузимскому, Минжкуль-Седельниковскому, Первому Красноярскому и другим, – в западном, опущенном, крыле (левобережье р. Енисей). Последняя группа разломов пересекает фундамент Западно-Сибирской плиты и в чехольных образованиях проявлена чрезвычайно слабо. В то же время разломы восточного крыла создают хорошо выраженный в рельефе ансамбль разломно-блоковых локальных и региональных структур, представляющих максимальный теоретический и практический интерес для анализа.

Система близмеридиональных локальных и региональных разломных структур правобережья р. Енисей протягивается в виде широкой (до 25–35 км) полосы взбросо-надвиговых структур, для которых характерны существенные изменения угла падения плоскости сместителя (от 20–25° до 75–80°), а нередко даже шарнирный характер, обеспечивающий изменение азимута падения по простиранию. Эта особенность связана как с литологией вмещающих толщ, так и со спецификой наследования более древнего структурного плана территории.

Ярким примером служит Муратовский разлом протяженностью более 50 км в западном латеральном ограничении зоны Байкало-Енисейского разлома. Он разграничивает блоки, выполненные архейскими и

раннепротерозойскими образованиями, вблизи южного окончания и в центральной части падает к востоку в сторону развития архейской толщи. Угол падения не выдержан и изменяется от крутого ($75\text{--}80^\circ$) в верхних частях эрозионно-денудационного среза до относительно пологого ($45\text{--}55^\circ$) в пределах более глубоких частей эрозионно-денудационного среза, а в северной части его падение меняется на восточное.

Аналогичные вариации изменения наклонов сместителей характерны и для системы кулисообразных близмеридиональных региональных разрывных структур, отслеживающихся в бассейнах рек Бол. Итат, Мал. Тель, Бол. Веснина, для Канско-Енисейского разлома вдоль приустьевой части р. Кан. По кинематическому типу Канская кулисная система представлена надвигами и взбросами с плоскостями сместителей, пологопадающими (от $12\text{--}15^\circ$ до $40\text{--}45^\circ$) к востоку или имеющими шарнирный характер. В вещественном отношении плоскости сместителей представлены зонами тонкого расщепления, милонитами и ультрамилонитами, иногда линейной корой выветривания. Согласно с падением плоскостей сместителей нередко встречаются структуры будинажа, причем завальцованные будины можно встретить как в гранитоидах, так и в коре выветривания или в «короподобном» материале, что свидетельствует о постпалеогеновых надвиговых смещениях. Нередко взбросовый характер перемещений по разломам этой системы повторяется и в микромасштабе по небольшим трещинам.

О голоценовых смещениях по упомянутым кулисным структурам свидетельствуют приспособляющиеся к ним долины большей части рек в бассейне Енисея, крутые петли его крупного правого притока – Кана и невысокие пороги типа Большого. В то же время рельефообразующая роль разломных кулис в инфраструктуре зоны Енисейского разлома существенно иная, чем у Муратовского, выраженного крупным тектоническим уступом. У Канской кулисной системы приразломный рельеф представлен серповидными увалами в ограничении запрокинутых блоков и в целом имеет достаточно размытые контуры, за которыми строго следуют долины вышеупомянутых рек. Наиболее типичная картина формирования «надвигового» рельефа наблюдается в правом борту р. Бол. Тель.

В целом внутреннее строение зоны Байкало-Енисейского разлома определяется густой сетью локальных близмеридиональных и север-северо-восточных надвиговых и сбросовых структур, имеющих, как правило, восточное падение. Углы падения плоскостей сместителей этих разломов варьируются в широких пределах: от $20\text{--}25^\circ$ у надвигов до $65\text{--}75^\circ$ у взбросов и сбросов. Система упомянутых локальных разломов выкалывает серию микроблоков, вытянутых в близмеридиональном или северо-восточном направлении. Ширина микроблоков изменчива и колеблется от 2 до 6–8 км. Плоскости сместителей локальных разломов нередко представлены зонами расщепления и по-

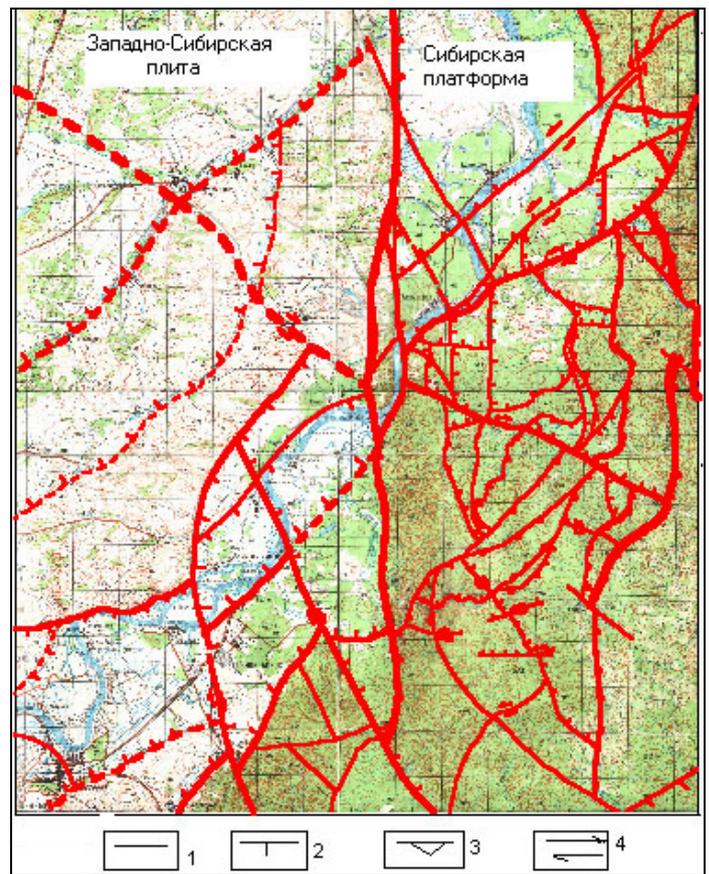


Рис. 1. Схема региональных и локальных разломов (1) в инфраструктуре Байкало-Енисейской разломной зоны вдоль области сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в нижнем течении р. Кан (Канский массив) и их кинематический тип: сбросы (2), взбросы и надвиги (3), сдвиги (4).

Fig. 1. A schematic map showing regional and local faults (1) in the internal structure of the Baikal-Yenisei fault zone along the junction zone of the Siberian platform and the West Siberian plate in the area downstream the Kan river (Kansky massif). Kinematic types of faults: normal (2), reverse and thrust (3), strike-slip (4).

вышенной трещиноватости. Часто по ним выработаны долины водотоков высоких порядков. Характерной чертой этих водотоков является резко выраженная асимметрия бортов, один из которых обычно на много круче другого даже в случае не слишком глубокого эрозионного вреза долины. Расстояние между внутренними близмеридиональными разломами Байкало-Енисейской зоны достаточно выдержанное и составляет 4–5 км между региональными структурами и около 2 км между локальными (рис. 1).

Зона динамического влияния Байкало-Енисейского разлома пересекается двумя более *молодыми диагональными системами разрывных нарушений* северо-восточного и северо-западного простирания. Обе системы представлены региональными и локальными

сдвигами: первая – с преобладанием левосдвиговой, вторая – правосдвиговой компоненты. Вблизи сдвигов общая раздробленность территории резко возрастает. Плоскости сместителей той и другой систем, как правило, имеют крутое северное падение под углами до 75–80°. Они пересекают рассматриваемую территорию на несколько макроблоков. Кинематика смещений по этим разломам отчетливо прослеживается по смещениям разрывных нарушений зоны Байкало-Енисейского разлома, а в ряде случаев по направлению штрихов на зеркалах скольжения, например в обнажениях, в верхнем течении р. Кантат и нижнем течении р. Кан вблизи с. Подпорог.

Молодой возраст сдвиговых смещений по разломам диагональной системы подчеркивается и тем обстоятельством, что практически повсеместно вблизи зон их сместителей встречаются многочисленные открытые микросдвиговые трещины, правые или левые в соответствии с простиранием трещин и типом смещений по основному сместителю. Кроме того, для этих зон не характерны милонитизация и катаклаз, обычные для унаследованных дизъюнктивов. Их сместители представлены зонами интенсивного дробления, тонкого расщепления и системами кулис сколовых макротрещин.

Северо-восточные сдвиги в северной части территории представлены региональными, в южной – локальными структурами. Для них отмечаются выдержанные левосдвиговые смещения, подтверждающиеся как характером микротрещиноватости, так и соотношениями с более древними разрывными системами. В северной части территории они выкалывают серию параллельных клавишно-блоковых структур с закономерным увеличением амплитуды сбросовых смещений, начиная с плейстоцена, к север-северо-востоку от 10–20 до 30–40 м.

Северо-западные сдвиги представляют собой сквозные разломы, пересекающие как структуры южного выступа Енисейского кряжа, так и структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. Наиболее крупный из них Итатский правый сдвиг протягивается от р. Большой Итат вдоль р. Шумиха к пос. Сухубузимское. Плоскость сместителя круто под углом 75–80° падает к север-северо-востоку. В рельефе правобережья Енисея разлом выражен серией асимметричных долин-рвов. Вертикальные амплитуды рельефа иногда достигают 100 м.

Правосдвиговый характер перемещений подтверждается морфометрическими данными в блоках в крыльях разлома, закономерным «правым» изгибом русел второстепенных водотоков, текущих к север-востоку. По смещениям этих водотоков амплитуда горизонтальных перемещений за плейстоцен составляет до 800–900 м (при скоростях 0,4–0,5 мм/год).

Упомянутые выше системы разрывных нарушений – взбросо-надвиговая и сбросо-сдвиговая – прослеживаются и на левобережье Енисея, под чехлом кайно-

зойских отложений Западно-Сибирской плиты. Здесь они по-прежнему сохраняют свою рельефообразующую роль даже на фоне слабоконтрастного рельефа. Так, вдоль наиболее крупных из них протягиваются долины рек – Бузим и Минжуль. Однако, судя по клавишным погружениям фундамента в западном направлении на фоне регионального растяжения, близмеридиональные разломы системы краевого шва Сибирской платформы под чехлом Западно-Сибирской плиты, скорее всего, трансформированы в серию сбросов.

3. РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВНУТРИ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА

Вынесенная на цифровую модель рельефа сеть описанных выше разломов разных порядков выкалывает сложную структуру мега-, макро- и микроблоков, характеризующихся различными темпами неотектонических движений, отразившимися в ряде их морфотектонических особенностей. Так, мегаблок левобережья Енисея отличается слабоконтрастным рельефом, стабильными нисходящими движениями, о которых свидетельствует достаточно глубокое залегание фундамента и накопление толщи мезокайнозойских осадков.

Как уже упоминалось выше, погружение этого мегаблока является скомпенсированным: скорости погружений пропорциональны скоростям накопления осадков, о чем свидетельствует полное отсутствие конусов выноса на границе с поднимающимся мегаблоком правобережья р. Енисея. Судя по особенностям рельефа, можно говорить и о некотором увеличении контрастности движений между двумя мегаблоками в течение голоцена, поскольку долина Енисея стабильно смещается к западу, оставляя после себя серию террас (достоверно установлено восемь террас с разным характером аллювия) и свежие многочисленные старицы.

В пределах погружающегося мегаблока выделяется два макроблока (I, II), характеризующиеся различной интенсивностью погружений (рис. 2). Глубина эрозионного расчленения в первом макроблоке составляет 32 м, а во втором – 104 м. Кроме того, уровень раздробленности внутри макроблоков существенно различен: площадь слагающих первый макроблок микроблоков в среднем равна 260 км², а площадь микроблоков во втором макроблоке лишь 50 км².

Мегаблок правобережья р. Енисея, характеризующийся тенденцией к поднятиям, дает еще более контрастную картину. По общей площади этот мегаблок ненамного больше первого, однако степень его раздробленности несравнимо выше. Здесь выделяется пять крупных макроблоков и более 50 микроблоков. Разность между минимальными и максимальными значениями глубины эрозионного вреза в макроблоках с тенденцией к поднятиям составляет от 41 до 345 м.

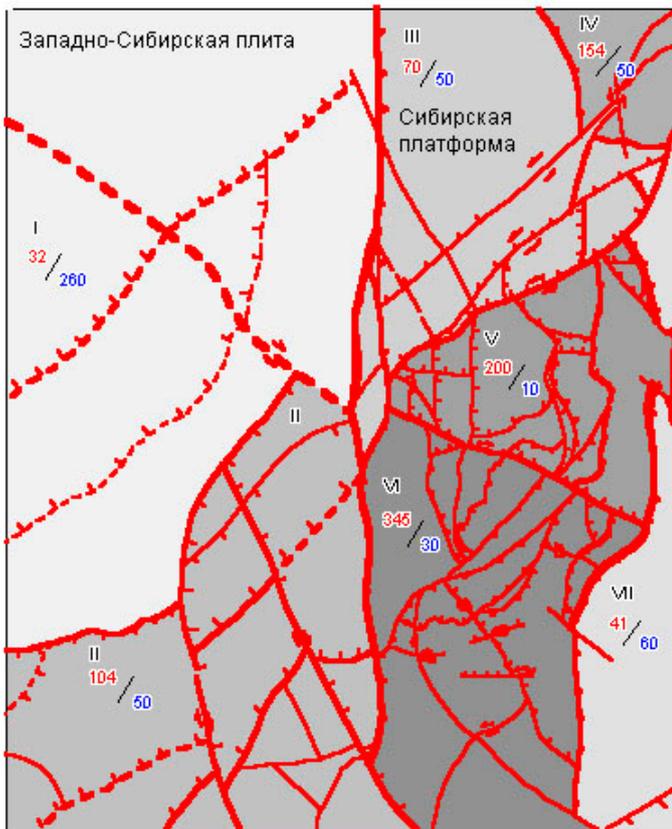


Рис. 2. Схема строения неотектонических мегаблоков (I–IV) в интратектонической структуре Байкало-Енисейского разлома.

32/260 – глубина эрозионного вреза в макроблоках, м / площадь соответствующего макроблока, м². Интенсивность окраски соответствует степени контрастности рельефа.

Fig. 2. A scheme of neotectonic mega-blocks (I–IV) in the internal structure of the Baikal-Yenisei fault.

32/260 – erosional incision depth in the macro-block / area of the corresponding macro-block (m/m²). Colour intensities correspond to degrees of topography contrasts.

Средняя площадь слагающих макроблоки микроблоков колеблется в интервале 10–60 км².

Тектонофизический анализ, проведенный по данным трещиноватости и смещениям по локальным разрывам, показал, что для территории правобережья Енисея характерно региональное поле сжатия близширотной ориентировки, в условиях которого длительное время формировались меридиональные взбросо-надвиговые структуры Байкало-Енисейского разлома. Сдвиги, более молодые, чем взбросо-надвиги, являются отражением изменения положения главных сжимающих напряжений в позднем плейстоцене – голоцене с близширотного на близмеридиональное.

Отмечается весьма показательная тенденция, указывающая на прямую связь между уровнем раздробленности макроблоков и характером поля тектонических напряжений. Полосы максимальной раздроблен-

ности макроблоков соответствуют местам перекрытия регионального поля сжатия локальными сдвиговыми полями напряжений вдоль право- и левосдвиговых разломных структур (рис. 3).

Главным репером для оценки контрастности тектонических движений в макро- и микроблоках правобережья р. Енисея является положение фрагментов неогеновой поверхности выравнивания. Эта поверхность является реперной в целом для южной части Восточной Сибири и для южного края Енисейского кряжа в частности. Поверхность выравнивания рассечена густой эрозионной сетью семи порядков. К эрозионным элементам 1-го порядка относятся мелкие ложки и распадки, к элементам 7-го порядка – долина Енисея. Хорошо известно, что чем выше порядок долины, тем сложнее долинный комплекс и тем дальше вверх по течению продвигается регрессивная эрозия, направленная на расширение долины и уравнивание ее продольного профиля.

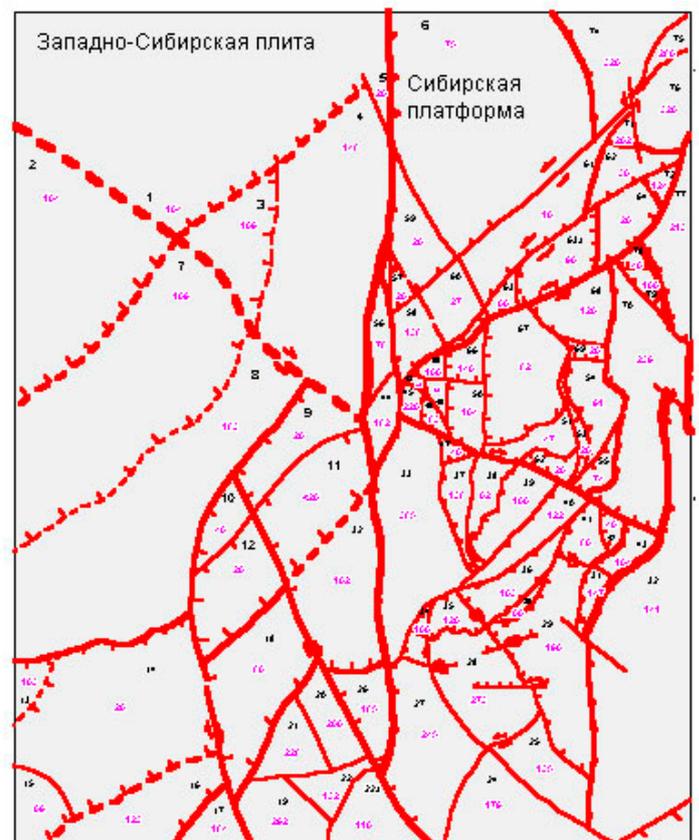


Рис. 3. Схема неотектонических микроблоков в интратектонической структуре Байкало-Енисейского разлома.

1–78 – номера микроблоков, 20–385 – глубина эрозионного вреза в микроблоках, м.

Fig. 3. A scheme of neotectonic micro-blocks in the internal structure of the Baikal-Yenisei fault.

1 to 78 – numbers of micro-blocks; 20 to 385 – erosional incision depths in micro-blocks (m).

На рассматриваемой территории эта исходная поверхность расчленения располагается на высотах до 500–600 м и к настоящему времени затронута эрозией 3–4-го порядка. Долины 1–2-го порядка расчленяют поверхность с отметками около 300 м. Таким образом, амплитуда общего тектонического расчленения единой поверхности выравнивания на более мелкие локальные блоки составляет более 200 м, а средняя скорость неотектонических поднятий с эоплейстоцена едва ли превышала 0.1 мм/год. Полученные величины сопоставимы с оценками других авторов [Trifonov, 1999; Shul'ts, 1979]. Тем не менее для микроблоков эти величины варьируются в достаточно широком диапазоне. Так, величина эрозионного вреза в микроблоках колеблется от 20 м (и менее) до 385 м (рис. 3).

Исходя из полученных данных по микроблокам, была рассчитана и построена неотектоническая карта для внутренней зоны Байкало-Енисейского разлома (рис. 4). Расчеты показали, что скорости неотектонических движений в подавляющем большинстве микроблоков равны или меньше среднестатистических и лишь в незначительном количестве микроблоков несколько превышают эту величину, достигая значений 0.12–0.21 мм/год. Примечательно, что микроблоки со скоростями неотектонических движений, превышающими среднестатистические, располагаются вдоль латеральных тектонических границ Байкало-Енисейского разлома и вытягиваются в близмеридиональном направлении. У западной границы вдоль р. Енисей – это изображенные на рис. 3 микроблоки 17, 19, 20, 21, 26, 27, 28, 33; у восточной – вдоль р. Кан и Б. Тель микроблоки 29, 43, 70, 71, 72, 74, 75, 76, 77, 79.

В широтном сечении вкрест простираения зоны Байкало-Енисейского разлома вдоль региональных сдвиговых зон формируются системы запрокинутых микроблоков. К ним следует отнести микроблоки 33, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 46 вдоль южного борта Шумихинского разлома и микроблоки 67, 68, 70, 79 вдоль южного борта Канско-Атамановского разлома.

Особо следует сказать о тектонических микроблоках, характеризующихся относительно высокой контрастностью эрозионного расчленения и относительно высокими (более 0.12 мм/год) скоростями тектонических движений. К ним, прежде всего, относятся микроблоки вдоль долины р. Енисей 27, 28 и особенно 33. Эти микроблоки являются самыми молодыми и характеризуются ускоренным темпом тектонических движений в голоцене, о чем свидетельствует крутой тектонический уступ вдоль западного края блока с почти четырехсотметровым перепадом высот от вершинной поверхности до подножья, густая сеть совсем молодых водотоков 1–2-го порядка на склоне уступа, «отступление» долины р. Колонтат на ее меридиональном отрезке от места выхода долины из гор к западу от края тектонического уступа на 1000–1200 м. Судя по эрозионной сети и детальным полевым наблюдениям, эти блоки характеризуются высокой плотностью микротре-

щиноватости. Близкая картина наблюдается в микроблоках 70, 71, 74–77 вдоль восточной границы Байкало-Енисейской зоны.

Микроблоки в центральной части зоны Байкало-Енисейского разлома отличаются минимальными значениями эрозионной расчлененности. Причина их «запаздывания» связана, прежде всего, с их структурным положением внутри инфраструктурного пространства крупной разломной зоны. Кроме того, в оценке устойчивости отдельных микроблоков необходимо учитывать структурно-литологический фактор. К таким микроблокам следует отнести, прежде всего, блок 67. Эта территория долгое время (MZ_{2-3}) заполнялась мощной толщей юрских отложений и характеризовалась устойчивой тенденцией к погружениям. Этот фактор явился причиной более слабой вовлеченности в процессы кайнозойской активизации и эрозионно-денудационного расчленения.

Данные, полученные в целом для инфраструктуры зоны Байкало-Енисейского разлома, показывают, что при всей описанной выше интенсивной раздробленности территории и контрастности макро- и микроблоков область сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Нижнеканского гранитоидного массива следует отнести к регионам со средней и низкой степенью тектонической активности. Полученные оценки позволяют говорить о максимальных скоростях современных вертикальных движений не более 0.2 мм/год и горизонтальных (исходя из амплитуд сдвигов) не более чем 0.4–0.5 мм/год. В то же время проведенный анализ не дает исчерпывающего ответа на вопросы об активности региональных и локальных разрывных нарушений, расположенных в непосредственной близости от объектов ФГУП «ГХК», а следовательно, и о степени безопасности их эксплуатации, что заставляет перейти на еще более детальный уровень рассмотрения разломно-блоковых структур внутри зоны Байкало-Енисейского разлома.

4. АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ НА ПЛОЩАДКЕ ВЕЛИЗИ ОБЪЕКТОВ ФГУП «ГХК»

В связи с высокой практической важностью данных о разломной тектонике для специфических объектов, к которым относятся объекты ядерной энергетики, при картировании, классификации и оценке разломов использовалась понятийная и методологическая база, рекомендованная Госатомнадзором России. В частности, по отношению к выделению разломных структур на площадке размещения объектов ФГУП «ГХК» применялись два понятия: *активный разлом* – тектонический разлом, в зоне которого за четвертичный период геологического развития (миллион лет) произошло относительное перемещение примыкающих блоков земной коры на 0.5 м и более или наблюдаются их относительные смещения со скоростями современных

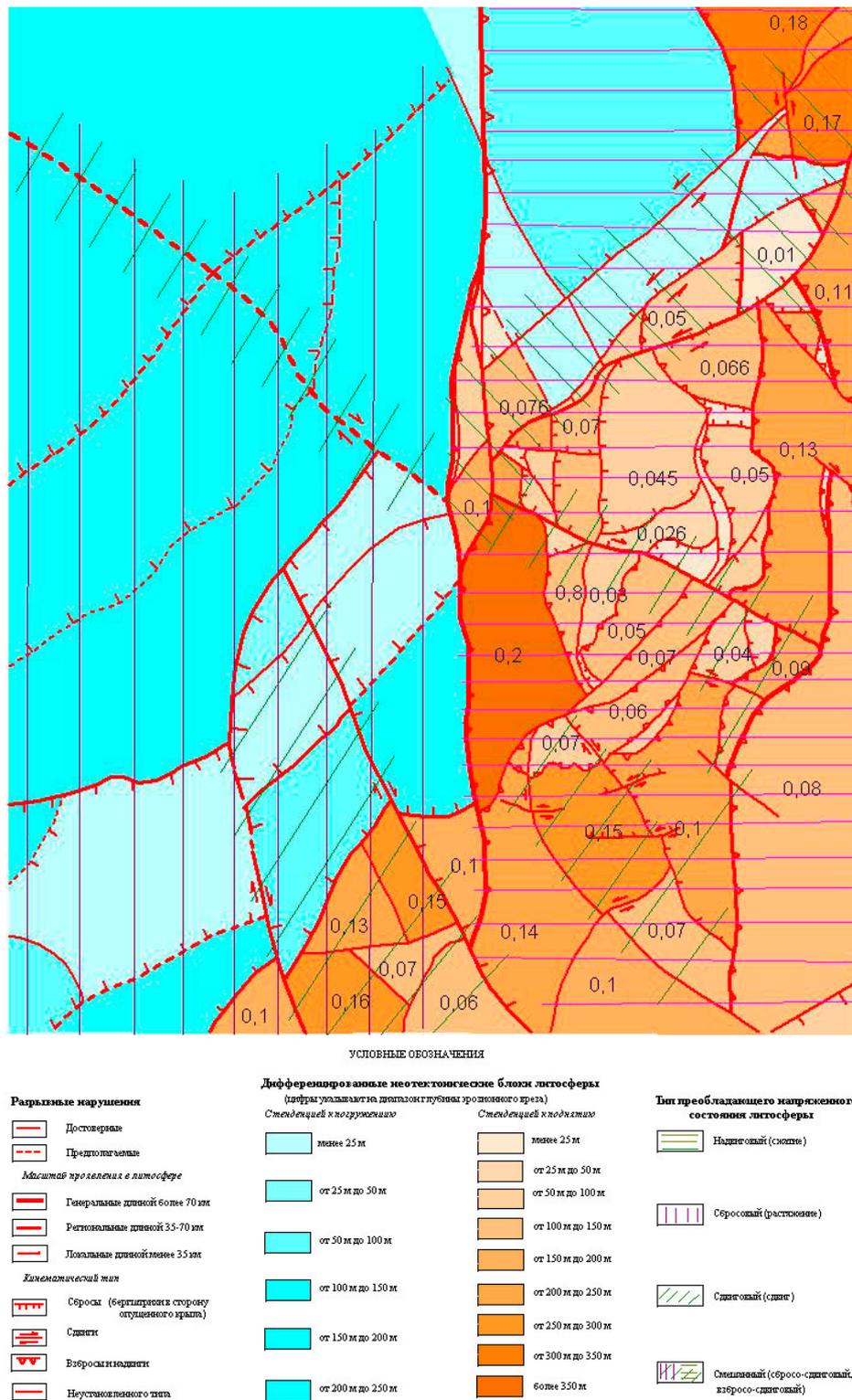


Рис. 4. Неотектоническая схема интрасруктуры Байкало-Енисейского разлома в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в нижнем течении р. Кан (Канский массив).

0.01–0.21 – скорости вертикальных тектонических движений за плейстоцен, мм/год, вертикальная штриховка соответствует областям преобладания близгоризонтального растяжения, вертикальная – областям близгоризонтального сжатия, косая штриховка соответствует локальным областям левосдвиговых и правосдвиговых тангенциальных напряжений.

Fig. 4. A neotectonic scheme of the internal structure of the Baikal-Yenisei fault in the junction zone of the Siberian platform and the West Siberian plate in the area downstream the Kan river (Kansky massif).

0.01 to 0.21 – velocities of vertical tectonic movements in the Pleistocene (mm per year). Areas of dominating near-horizontal compression are marked by vertical hatching. Local areas of tangential stresses of left- and right-lateral shear are marked by oblique hatching.

движений 5 мм/год и более; *геодинамические зоны* – линейные или кольцевые тектонические структуры, активные в четвертичное время, в пределах которых установлен градиент скорости четвертичных движений 10^{-9} в год и более.

В оценку активных разломов были включены такие характеристики, как их длина, ширина зоны динамического влияния, определение возраста последней активизации, амплитуда смещений за последний активный период, параметры тектонических блоков, выкальвываемых активными разломами, скорости и направление смещений (поднятие, опускание, сдвиг, наклон) тектонических блоков, крип в тех немногочисленных случаях, когда он имел место. Градиент смещений был рассчитан по формуле, предложенной М.В. Гзовским как отношение амплитуды смещения к ширине зоны деформирования и единице времени. При возрастных оценках были приняты градации на современные или активные разломы в течение последних 100 лет; исторические, активность которых проявлялась от 100 до 6 тыс. лет; молодые – от 6 до 12 тыс. лет; четвертичные – с возрастом до 2.588 млн лет; новейшие, сформировавшиеся за последние 35–40 млн лет.

Важным классификационным критерием является порядок и ранг активных разломов и, прежде всего, сейсмогенных тектонических структур, поскольку в свое время М.А. Садовским с коллегами была установлена прямая зависимость энергии, выделяющейся при землетрясении, от длины сейсмогенного разрыва. Необходимо отметить, что длина разлома и вне сейсмоактивной области также играет важную роль, поскольку чем длиннее разлом, тем шире зона его динамического влияния [Sherman, 1977; Lobatskaya, 1987], тем выше, при прочих равных условиях, его потенциальное негативное влияние на здания и сооружения [Lobatskaya, Koff, 1997].

Возраст разломов определялся по началу формирования современного рельефа Южной Сибири, который достаточно точно оценивается по началу расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания, фиксирующейся остатками коры выветривания и соответствует 3.5 млн лет – времени, когда полноценные латеритные красноцветные коры выветривания сменились гидрослюдистой корой, формировавшейся в условиях заметной активизации тектонических движений и сопровождавшейся, в свою очередь, похолоданием на всей территории Южной Сибири.

Поскольку рассматриваемая территория не относится к категории сейсмоактивных, количественная оценка степени активности разломов базировалась на расчете амплитуд, скоростей и градиентов неотектонических (молодых, современных) смещений в противоположных крыльях локальных и региональных разломов. В основу этих расчетов были положены количественные данные о речных террасах, положении пенепплена в разных крыльях разлома, глубине эрозионного вреза в поднятых и опущенных крыльях, гради-

енте рельефа, мощности и типе кайнозойских осадков в приразломных впадинах, которые позволили определить амплитуду вертикальных смещений по разломам, а затем рассчитать их скорость.

Ширина зоны активного динамического влияния каждого из выделенных разломов определялась по комплексу геолого-геоморфологических признаков в процессе полевых исследований и при последующей камеральной обработке данных о распределении плотности сопутствующих разрывов. В тех случаях, когда из-за условий слабой обнаженности получение достоверных полевых результатов было затруднено, эта величина рассчитывалась по эмпирической формуле [Sherman, 1977]. Данные, полученные тем и другим способом, не противоречат друг другу, и ширина зон активного динамического влияния разломов рассматриваемой территории составляет не более 10 % от длины каждого из них.

На территории исследованной площадки ФГУП «ГХК» имеются фрагменты неогеновой террасы с подошвой на гипсометрическом уровне 230 м и двух четвертичных: пятой, с подошвой на гипсометрическом уровне около 172–174 м, и седьмой, с подошвой на гипсометрическом уровне около 198 м (рис. 5).

Неогеновая терраса представлена горизонтом багряно-бурых галечников прирусловой фации в супесчано-глинистом субстрате со следами продуктов химического выветривания (рис. 6, б). Галечный материал разнороден как по составу, так и по размерам обломков горных пород, характерных для девонских вулканогенно-осадочных толщ Восточного Саяна. Он залегает непосредственно на поверхности пенепплена с красноцветной корой выветривания по архейским гнейсам позднемелового – раннепалеогенового возраста (рис. 6, б), перемытые и переотложенные продукты которой входят в состав субстрата гравийно-галечного горизонта неогеновой террасы. Гальки хорошо окатаны вследствие дальности переноса.

Пятая терраса представлена толщей песков, мощностью около 7–10 м, залегающих на делювиальных суглинках, супесях и переотложенном гравийно-песчаном материале невыдержанной мощности с характерными для отложений этого типа фаціальными переходами.

Седьмая терраса представлена гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем мощностью около 15–20 м. Она залегает непосредственно на эродированной поверхности мел-палеогенового пенепплена (см. рис. 5).

Анализ наличия смещений и деформаций в постпалеогеновой толще проводился на основании данных серии скважин и геологических разрезов по данным тренчинга вкострости простирающихся разломов. Оказалось, что поверхность пенепплена при пересечении всех без исключения локальных разрывных нарушений площадки немного прогнута и либо представлена незначительной, достаточно пологой впадиной, характерной

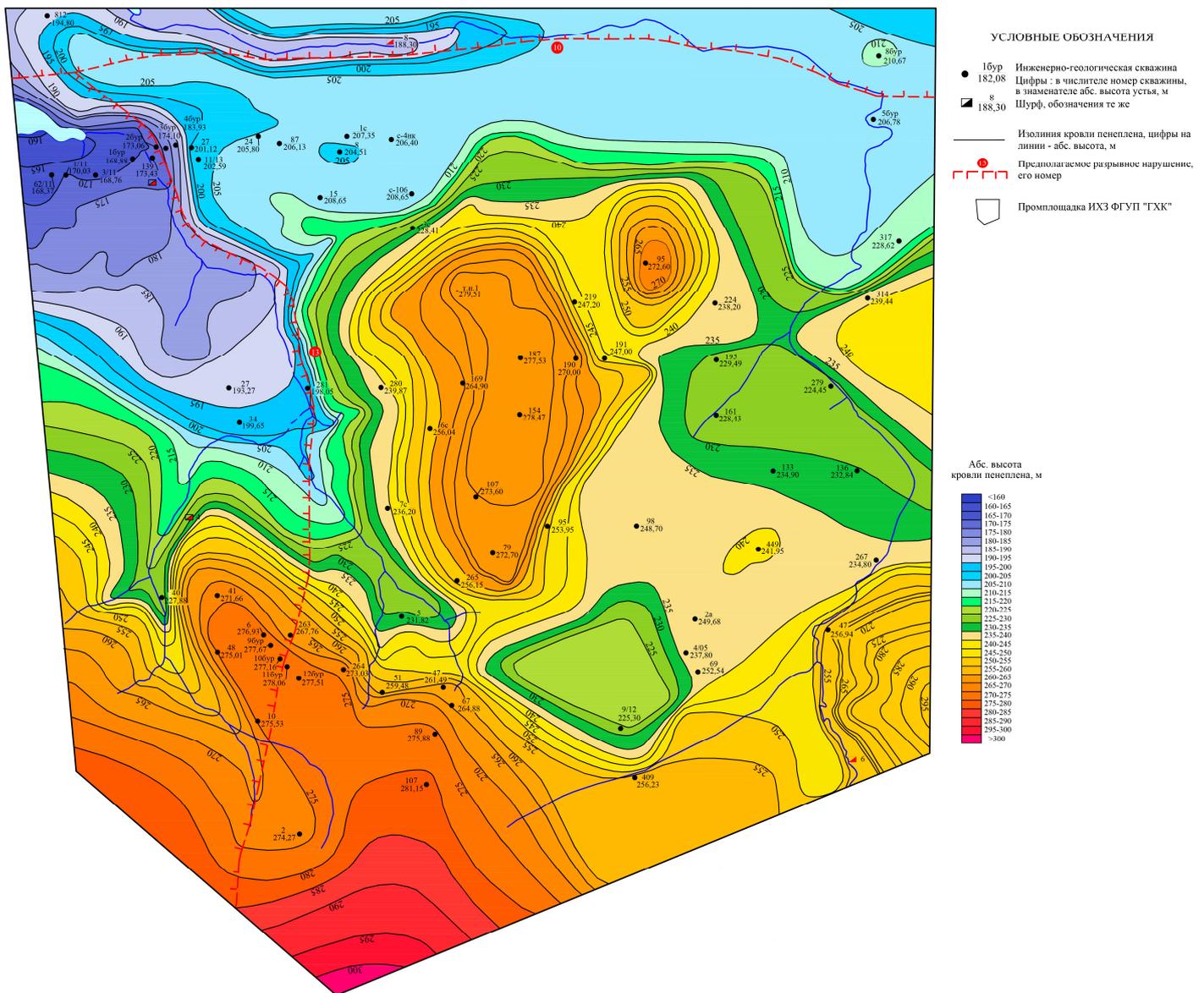


Рис. 5. Карта положения мел-палеогеновой поверхности выравнивания и мест сбора полевого фактического материала вблизи объектов эксплуатации ФГУП «ГХК» (по данным [Khafizov et al., 2012]).

Fig. 5. A map showing the position of the Cretaceous-Paleogene peneplanation plane and field measurement sites near FGUP GKhK (Mining and Chemical Combine) (according to data published in [Khafizov et al., 2012]).

для линейных кор выветривания, которые обычно формируются по докоровым разрывным нарушениям, либо совпадает с одним из бортов небольшого ручья.

Горизонты, перекрывающие пенеплен, и прежде всего положение подошвы описанных выше неогеновой и пятой террас р. Енисея, так же, как и поверхность пенеплена, не имеют видимых следов деформаций и смещений, что свидетельствует о допозднемеловом возрасте локальных разрывных нарушений и отсутствии следов молодой и современной тектонической активности.

Специфика современной эрозионно-денудационной поверхности с линейными формами, вдоль которых

сформировались долины ручьев, определяется неравномерным выносом коры выветривания, формировавшим современные водораздельные пространства и служившим базовым горизонтом для разновозрастных террас Енисея. Вынос линейной коры выветривания, возникавшей над древними, как минимум домеловыми, чаще доюрскими, разрывными нарушениями, вглубь по которым выветривание проникало на несколько десятков метров ниже, чем на площадной коре, привел к появлению в рельефе глубоких линейных эрозионных борозд.

Разрушение линейной мел-палеогеновой коры выветривания шло двумя путями. В том случае, когда ее

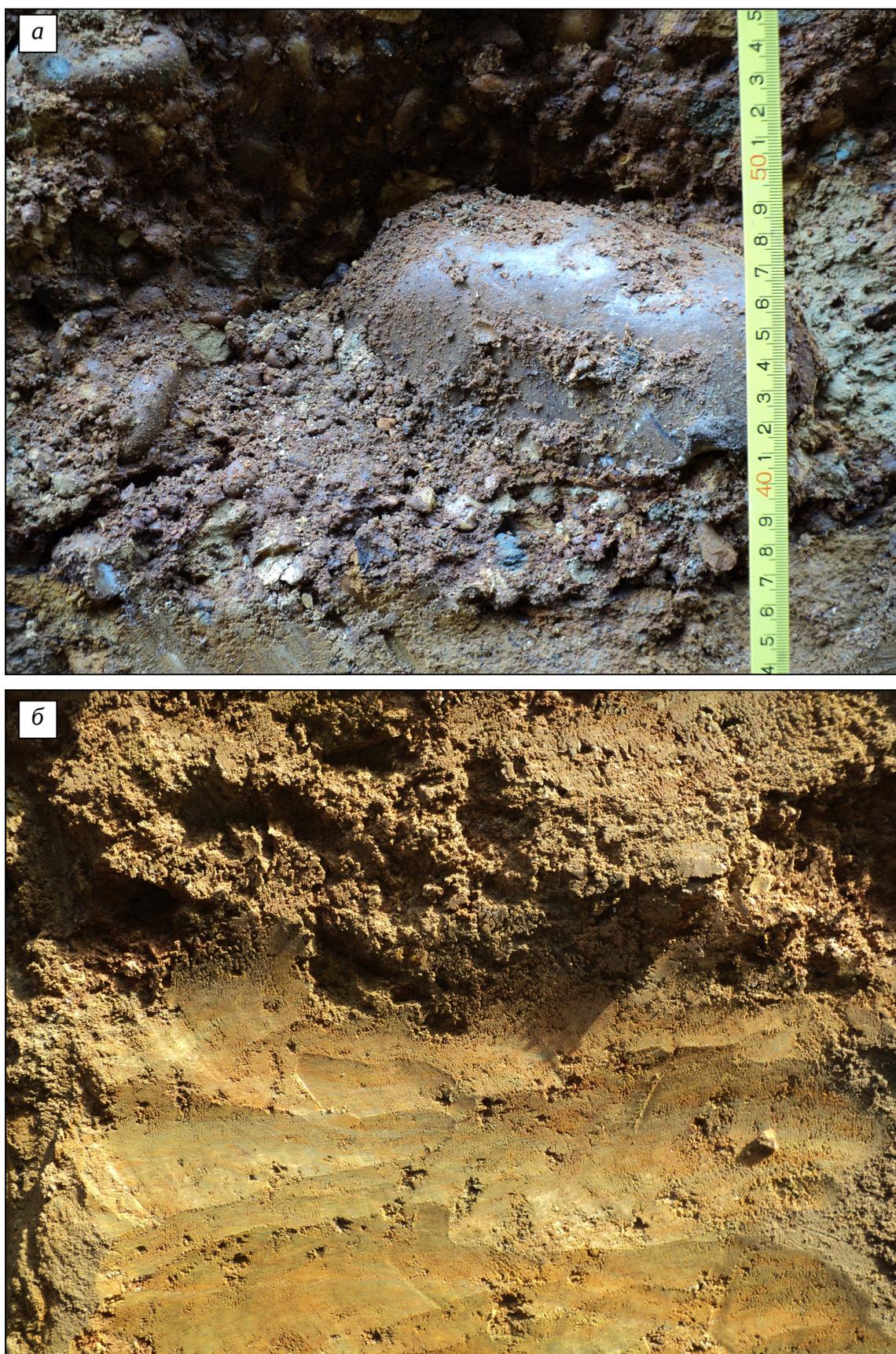


Рис. 6. Тренчинг вдоль поверхности выравнивания и образцов мел-палеогеновой коры выветривания по гнейсам архея (а) и неогеновой террасы (б).

Fig. 6. Trenching along the peneplanation plane and sampling of the Cretaceous-Paleogenic weathering crust at the Archean gneisses (a) and the Neogenic fluvial terrace (b).

Обобщенные данные о вещественном составе и возрасте осадков на площадке ФГУП «ГХК»

Compositions and ages of sediments on site of FGUP GKHK (Mining and Chemical Combine)

№ слоя	Краткое описание состава слоев (снизу вверх)	Относительный возраст
5	Суглинок легкий, палево-бурый, палево-серый, перекрытый почвенно-растительным слоем	голоцен (после 12 тыс. л.)
4	Тяжелый суглинок с белым налетом и белыми конкрециями, разрушенными до рыхлого порошкообразного карбонатного материала	плейстоцен (2.6 млн л. – 12 тыс. л.)
3	Багряно-красный тяжелый суглинок с редкими включениями гальки и гравия	плиоцен (5.3–2.6 млн л.)
2	Багряно-бурые галечники прирусловой фации со следами продуктов химического выветривания	миоцен–плиоцен (23.03–5.3 млн л.)
1	Красноцветная кора выветривания по гнейсам	поздний мел – палеоген (70–33.9 млн л.)

размыв и вынос сопровождался образованием террас Енисея, возникали предпосылки для формирования уступов и негативных линейных форм с асимметричным профилем рельефа, по которым впоследствии заложилась современная эрозионная сеть, занятая долинами мелких ручьев. В других случаях линейная кора выветривания частично захоранивалась под толщей четвертичных отложений и сохранялась длительное время в практически неразрушенном состоянии. Однако постепенно современный эрозионный процесс начал ее вскрывать, выносить, за счет чего сформировались линейные формы рельефа с симметричными бортами (см. рис. 5).

О низкой тектонической активности изученных разломов в инфраструктуре Байкало-Енисейской разломной зоны свидетельствует и ряд полученных количественных показателей. Это, прежде всего, значения скоростей и градиентов смещений в их крыльях. Детальные данные были получены по двум десяткам региональных и локальных разломов и показали, что скорости вертикальных смещений колеблются в интервале 0.001–0.008 мм/год, а градиент даже при самом неблагоприятном расчете (за миллион лет) составляет не более $1 \cdot 10^{-8}$.

Важнейшую информацию, как уже было упомянуто, для понимания эволюции геодинамической активности территории в целом и разрывных нарушений в частности дает материал по корам выветривания и по их соотношению с аллювиально-делювиальными отложениями. Канавами и скважинами на территории площадки вскрыты как минимум два разнотипных горизонта красноцветных кор выветривания и гидростлюдиная кора выветривания по гнейсам (рис. 6, а). Нижний красноцветный горизонт кор характеризуется высоким содержанием свободного глинозема, верхний – его отсутствием. Соотношение в разрезе корового и аллювиально-делювиального материала по данным, полученным в одной из наиболее представительных канав, показано в таблице.

Каждый из слоев соотнесен с определенными возрастными этапами, обоснование выделения которых

выполнено по известным геоклиматическим реконструкциям [Mats et al., 2001] и отражает эволюцию весьма показательных геолого-климатических процессов, которые протекали на территории юга Восточной Сибири начиная с конца мезозоя [Mats et al., 2001; Zabayaka, 1998; Alter, 1964].

Известно, что со второй половины мела и до рубежа палеогена–неогена здесь господствовал жаркий, влажный тропический и субтропический климат, при котором в условиях тектонического затишья, охватившего огромные пространства, формировались красноцветные латеритные коры выветривания. Ни до, ни после этого времени благоприятных условий для появления в корях свободного глинозема не существовало.

Второй климатический оптимум случился на этой территории в позднем миоцене – раннем плиоцене. Климат был близок к современному средиземноморскому, однако он не способствовал формированию свободного глинозема, поэтому при некотором внешнем сходстве эти два горизонта принципиально различны и являются важными реперами в реконструкциях истории геологического развития территории и подтверждаются результатами химических анализов, выполненных в процессе исследований в Томском государственном университете.

В раннем плейстоцене климатический оптимум сменился резким похолоданием. На этом последнем этапе повсеместно формировались горизонты делювиально-пролювиальных отложений, обогащенные карбонатным материалом и имеющие специфический облик глин и суглинков, характеризующихся белым налетом, белыми прожилками и конкрециями внутри горизонта.

Из литолого-возрастной последовательности, отраженной в таблице, выпадает олигоцен (33.9–23.03 млн л.), что является вполне закономерным, поскольку это время связано с началом наиболее заметной активизации, расчленения мел-палеогеновой поверхности выравнивания, с формированием тектонических поднятий и эрозионно-денудационной сети, развитие которой продолжается до настоящего времени.

Следует отметить, что в олигоцене эрозионно-денудационные процессы преобладали над аккумулятивными, поэтому выпадение олигоценовых отложений из разреза является для территории юга Восточной Сибири ординарным случаем.

К миоцену расчленение рельефа было закончено, сформировалась эрозионная сеть и появились крупные водные потоки (р. Енисей и его бассейн), аккумулятивная деятельность в зоне Байкало-Енисейского разлома вновь начала превалировать над эрозионной, как это было показано выше.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЗЛОМА

Для более полной оценки тенденций эволюции геодинамической активности были использованы данные о геологическом строении докайнозойских образований рассматриваемой территории [*Geology of the USSR, 1961; Yanshin, 1969; Nikulov et al., 2003*]. По геологическим материалам предшественников хорошо известно, что наиболее древними являются гнейсы атамановской толщи канской серии архея, на которых практически повсеместно залегает вышеупомянутая средне-позднемезозойская – раннекайнозойская разнотипная кора выветривания, в настоящее время перекрытая маломощным чехлом делювия, аллювиальными отложениями неогеновой и четвертичных террас Енисея и в локальных участках вскрытая скважинами под юрскими осадочными породами. На сопредельных с площадкой территориях большое распространение получили раннепротерозойские гранитоиды Нижнеканского массива, обнажающиеся по зонам наиболее крупных разломов, сформировавшихся на финальных этапах становления платформенного режима на западной окраине Сибирского кратона.

Южнее исследуемой площадки известны выходы осадочных и осадочно-вулканогенных толщ ордовика, представленного лавами, туфами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами и кластолавами; девона, состоящего из грубообломочных терригенных пород вблизи подошвы горизонта, туфов и трахибазальтов в средней части и терригенно-хемогенных в верхней; карбона, с размывом и несогласием залегающего на породах верхних горизонтов девона, представленного тонкообломочными и хемогенными отложениями с примесью вулканогенного материала.

Наконец, непосредственно на территории площадки и в ее ближайшем окружении докембрийские образования фрагментарно перекрыты юрскими песчано-глинистыми осадочными толщами макаровской и итатской свит. Снизу вверх повсеместно разрез остается однотипным и начинается грубообломочными конгломератами, а заканчивается алевrolитами и аргиллитами. Отложения юры подстилаются корой вывет-

ривания поздне триасового-раннеюрского возраста. На локальных участках к востоку от площадки известны раннемеловые отложения, представленные белыми каолиновыми глинами и каолинсодержащими песчаниками коры выветривания. Полученный в процессе бурения керн позволяет говорить о том, что состав корового материала среднего мезозоя ($T_3^3 - J_1$), позднего мезозоя – раннего кайнозоя ($K_2^6 - P_{1+2}; N_{1+2}$) существенно различен и соответствует разнотипным физико-географическим условиям их формирования.

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что с позднего докембрия (протерозой) территория площадки ФГУП «ГХК» развивалась в условиях стабильного, спокойного тектонического режима, преимущественно в континентальных физико-географических условиях, не предполагавших дифференциации тектонических движений и заметного разломно-блокового расчленения массива по древним разломам, которые вплоть до рубежа ранней-средней юры не активизировались. О преобладании денудационного режима в этой части юга Енисейского кряжа на протяжении около 1400 млн лет с рубежа приблизительно в 1600 млн лет (поздний докембрий) до второй половины фанерозоя 208.5 млн лет (конец триаса, ретороманский век) свидетельствует полное отсутствие следов эрозионно-аккумулятивной деятельности.

Необходимо отметить, что к югу от площадки исследований тектоническая активизация имела место. Денудационный режим там кратковременно сменялся аккумулятивным, в те моменты, когда завершались орогенные стадии развития в расположенных к югу горных областях (постсалаирская в ордовике, посткаледонская в девоне и раннем карбоне). На сопредельных с площадкой территориях и к северу от нее шел стабильный снос осадочного материала, который был направлен в сторону окраинных морей Палеоазиатского океана, занимавших сопряженную с кряжем северо-восточную опущенную часть древней Сибирской платформы. К концу триаса денудационные процессы существенно замедлились, морской бассейн начал смещаться еще дальше к северо-востоку, снос материала с поверхности кристаллического основания Енисейского кряжа прекратился, а изменившаяся тектоническая и климатическая обстановка способствовала началу формирования наиболее древней из сохранившихся поздне триасовой-раннеюрской коры выветривания на сформировавшемся обширном пенепплене, который занял все пространство Южной Сибири. Как свидетельствует наличие уже упомянутых палеозойских отложений, для юга Сибири это была далеко не первая эпоха пенеппленизации и гипергенеза, которые обычно наступают вслед за орогенным этапом. Так, салаирский орогенез докатился непродолжительным, локальным маломощным всплеском тектоно-магматической активизации до самых южных окраин Енисейского кряжа (не севернее с. Вознесенское), где архей-протерозойская консолидированная толща бронирована лавами и пирокластами ордовика.

Каледонский тектонический этап трансформировался из Восточного Саяна также на самый южный край кряжа (не севернее п. Бархатово). Следы посткаледонской тектономагматической активизации сохранились в виде разнородных осадочно-вулканогенных и осадочных толщ трех свит девона (D_{1-3}) и раннего карбона (C_1). Однако тектонические условия, существовавшие в пределах Енисейского кряжа на сопредельных с изучаемой площадкой территориях, ни в постсалаирскую, ни в посткаледонскую эпоху не привели к дифференциации рельефа, а вслед за ней и к депланационно-аппланационным процессам, в результате которых древние коры могли бы сохраниться в погребенном состоянии.

Впервые с позднего докембрия волнообразно-колебательные движения на изучаемой территории начались только после постгерцинского этапа корообразовывания, охватившего огромные территории от Южного Урала до Забайкалья. Они привели в ранней-средней юре к смене длительного, устойчивого денудационного режима аккумулятивным, что повлекло за собой частичный переход постгерцинского (раннеюрского) пенеплена в ископаемое состояние. Эта смена режима протекала в значительной степени отлично от более южных территорий Енисейского кряжа. Отголоски орогенеза докатились сюда уже в сильно редуцированном виде. Энергии волновых колебательных тектонических движений было достаточно лишь для формирования пологих прогибов, медленно погружающихся на фоне крупной, приподнятой денудационной поверхности. Терригенные толщи формировались в континентальных озерных бассейнах, в которые грубообломочный материал поступал только на самых ранних этапах их формирования, постепенно сменяясь более тонкообломочным, дифференциация тектонических движений была достаточно вялой, а обрамление впадин сглаженным.

Юрские эрозионно-тектонические впадины формировались на сложном расчлененном рельефе докембрийского фундамента. Некоторые из них были приурочены к древним разломным структурам, пережившим активизацию. При этом в пределах их поднятых крыльев не сформировалось высоких поднятий, а тем более горных сооружений, вследствие чего приразломные участки юрских впадин в процессе длительного и плавного погружения превратились во флексуры. Вблизи площадки примером может служить юрская впадина, примыкающая к Правобережному разлому. Специфика юрского осадконакопления являлась в своем роде уникальной, поскольку оба диаметральных процесса – денудационный и аккумулятивный – были взаимно скомпенсированы. Одновременно с формированием озерных котловин на обширных пологих водоразделах продолжалось формирование пенеплена. Денудация и эрозия являлись источником коррелятных отложений. Таким образом, юра характеризовалась специфическим депланационно-аппланационным про-

цессом, при котором снос материала с пологих поднятий компенсировался их одновременным накоплением в сопредельных пологих впадинах. Юрский скомпенсированный тектогенез свидетельствует об относительно слабой активизации этого времени в пределах структур южного краевого выступа Енисейского кряжа, которая не привела к их блоковому расчленению.

К меловому времени депланационно-аппланационный процесс завершился. Прогибание континентальных впадин и формирование в них коррелятных отложений постепенно прекратились. Озерные бассейны были полностью перекрыты осадочным материалом, сносимым с сопредельных поднятий, а сами поднятия существенно денудированы, вследствие чего к концу мезозоя вновь сформировалась обширная пенепленизированная поверхность и начался этап мел-палеогенового гипергенеза и длительного тектонического затишья. Мел-палеогеновая кора выветривания формировалась не только по метаморфизованным докембрийским породам, но и по литифицированным юрским образованиям, где в приповерхностных горизонтах аргиллитов и алевролитов встречается большое количество линз и прослоев каолинов.

На протяжении почти 100 млн лет – со средней юры до позднего мела – территория медленно поднималась, шло формирование новой денудационной поверхности на фоне заметного снижения тектонической активности. С маастрихта (72.1 млн лет) установился и просуществовал в течение всего палеоцена–эоцена режим тектонического затишья, не осложненный даже сколько-нибудь заметными волновыми колебательными движениями. Жаркий, влажный субтропический климат способствовал формированию кор выветривания полного профиля со свободным глиноземом, аналогичных вскрытым в канавах.

Тектоническое затишье в пределах площадки, как и на всей территории юга Сибири, закончилось к началу олигоцена. Во временном интервале от 33.0 млн лет до 23.3 млн лет эта территория подвергалась интенсивному преобразованию. Началось обновление древних разломных зон, по которым шли дифференцированные разломно-блоковые смещения и формирование в основных чертах современного глыбово-впадинного рельефа. По существу, олигоцен явился самой заметной эпохой активизации тектонических движений за весь фанерозой на близких к площадке исследования территориях. Именно на олигоцен приходится максимальные скорости тектонических движений, которые не отмечены ни в предыдущие, ни в последующие временные интервалы (рис. 7).

В миоцен-плиоценовую эпоху активность тектонических движений заметно ослабла. Эрозионная и эрозионно-аккумулятивная деятельность сосредоточилась вдоль границ поднятых и опущенных блоков, часто приуроченных к зонам древних разломов, активизировавшихся в олигоцене. Началось формирование цокольных террас Енисея [Gorshkov, 1961]. Фрагменты

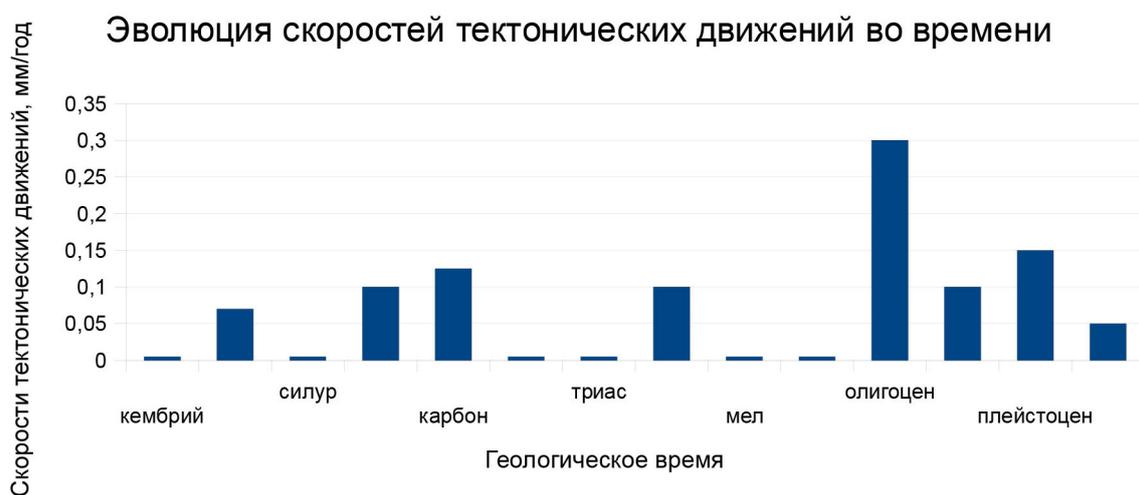


Рис. 7. График скоростей тектонических движений в инфраструктуре Байкало-Енисейского разлома с докембрия до кайнозоя.

Fig. 7. A histogram of tectonic movement velocities in the infrastructure of the Baikal-Yenisei fault from the Precambrian to the Cenozoic.

такой террасы вскрыты канавой и скважинами непосредственно на территории площадки. Гравийно-галечные отложения террасы содержат большое количество глинистого материала, что является свидетельством размыва и переотложения продуктов мел-палеогеновой коры выветривания.

С эоплейстоцена (2,5 млн лет) отмечается незначительное нарастание тектонической активности. Формируются террасы крупных рек, таких как Енисей, Кан. Однако при этом наблюдается отчетливое сглаживание конфигурации разломно-блоковых морфоструктур, сформированных к концу олигоцена. К рубежу плейстоцена–голоцена выработка продольного профиля равновесия наиболее крупных рек постепенно уступает место выработке поперечного профиля. В пределах долины Енисея насчитывается семь надпойменных террас, фрагменты двух из них – 7-й и 5-й, – располагаются непосредственно в пределах площадки [Gorshkov, 1961].

С начала голоцена (около 12 тыс. лет) и до настоящего времени идет формирование маломощных делювиально-пролювиальных, делювиально-коллювиальных оползневых отложений, свидетельствующих о невысокой активности тектонических процессов. Об отсутствии заметных тектонических смещений можно судить также и по достаточно слабой современной эрозионной деятельности. Протяженность и разветвленность эрозионной сети низкая, попятной эрозии и быстотоков не наблюдается. Кроме того, на умеренных высотах водораздельных пространств отмечается хорошая сохранность денудационного рельефа мел-палеогенового и миоцен-плиоценового возраста, что свидетельствует об унаследованности современными морфоструктурами позднемезозойской-раннекайно-

зойской поверхности выравнивания и, следовательно, о невысокой тектонической активности.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше фактический материал дает возможность для оценки эволюции скоростей тектонических движений начиная с постпротерозойского времени. Посылками для расчетов являются известные данные о скоростях эрозионно-денудационных процессов [Kukal, 1989], данные о мощностях осадочных толщ, сформированных в палеозойских и мезозойских бассейнах, данные о скоростях олигоценовых глыбово-блоковых движений на юге Сибири, о градиентах современного рельефа, о превышениях водораздельных поверхностей над эрозионными врезами, об амплитудах смещений по разломам, рассчитанных по положению фрагментов разновозрастных поверхностей выравнивания (рис. 7).

Из рисунка 7 видно, что рассматриваемая территория в течение всего фанерозоя отличалась невысокой тектонической активностью. Всплески волновых колебательных движений палеозоя были достаточно слабыми, о чем свидетельствует фрагментарный характер распространения осадочных и осадочно-вулканогенных толщ ордовика, девона и карбона. Юрский тектогенез носил отчетливый компенсационный характер, возможный лишь при медленных волновых движениях. Скорости палеозойских и раннемезозойских тектонических движений не превышали 0,1 мм/год, а возможно, были даже ниже, если судить только по мощностям литифицированных осадков.

На фоне в целом колебательно-волнового процесса

отмечаются длительные периоды тектонического за­тишья, сопровождавшегося крупномасштабными де­нудационными процессами в кембрии, силуре, пермо­триасе, мел-палеогене, когда скорости тектонических движений были менее 0.05 мм/год. Всплеск тектони­ческой активности в олигоцене можно рассматривать лишь как явление относительной активизации, при­ведшей к формированию блоково-глыбовых структур. О возникновении горных сооружений речь, разумеет­ся, не идет. В это время скорости тектонических дви­жений на юге Енисейского кряжа составляли не более 0.3 мм/год, тогда как в моменты активного орогенеза они обычно достигают от 3–5 до 10–15 мм/год.

Начиная с миоцена скорости тектонических движе­ний, рассчитанные по скоростям эрозионного процес­

са, редко достигают 0.2 мм/год. Современная тектони­ческая активность не превышает 0.1 мм/год, чаще все­го она на порядок ниже. Упомянутые значения скоро­стей тектонических движений недостаточны для круп­номасштабной активизации разломной сети и фор­мирования молодых разломно-блоковых структур. В связи с этим скорости современных тектонических движений по ним не превышают 0.02–0.04 мм/год, а скорости неотектонических движений в соседних бло­ках в инфраструктуре Байкало-Енисейской разломной зоны разнятся чаще всего не более чем на 0.03–0.05 мм/год, что позволяет с уверенностью говорить о ее низкой современной активности, обеспечивающей безопасность эксплуатации объектов ФГУП «ГХК».

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Alter S.P., 1964. Ancient peneplanation planes and weathering crust of the southern Yenisei ridge. *Reports of the Institute of Geography of Siberia and the Far East* 7, 38–51 (in Russian) [Альтер С.П., Древние поверхности выравнивания и коры выветривания южной части Енисейского кряжа // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока. 1964. Вып. 7. С. 38–51].
- Geology of the USSR*. 1961. Volume XV. Krasnoyarsk Region. Nedra, Moscow, 815 p. (in Russian) [Геология СССР. Том XV. Красноярский край. М.: Недра, 1961. 815 с.].
- Gorshkov S.P., 1961. The geological age and paleogeography of specific features of formation of terraces in the midstream of the Yenisei river. *Doklady AN SSSR* 137 (5), 1181–1184 (in Russian) [Горшков С.П. Геологический возраст и палеогеография особенностей формирования террас среднего течения Енисея // Доклады АН СССР. 1961. Т. 137. № 5. С. 1181–1184].
- Khafizov R.R. et al. 2012. Final Report on Additional Studies of Tectonic and Seismic Characteristics of the Area of Location of the Industrial Site of the Isotope Chemical Plant of FGUP GKKhK. Book 2, No. 072-12/dsp, LLC GEOLKOM, Zheleznogorsk, Krasnoyarsk region (in Russian) [Хафизов Р.Р. и др. Заключительный отчет по теме: «Проведение дополнительных исследований тектонических и сейсмических характеристик района размещения промплощадки Изотопно-химического завода ФГУП «ГХК», кн. 2, инв. № 072-12/дсп, ООО «ГЕОЛКОМ», Железнодорожск, Красноярский край, 2012].
- Kukal Z., 1989. Rates of Geological Processes. Translated from Czech by K.I. Nikonova; edited by Yu.G. Leonov. Mir, Moscow, 246 p. (in Russian) [Кукал З. Скорость геологических процессов / Пер. с чешского К.И. Никоновой, под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Мир, 1989. 246 с.].
- Lobatskaya R.M., 1987. Structural Zonation of Faults. Nedra, Moscow, 128 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.].
- Lobatskaya R.M., 2005. Neotectonic fault-block structure of junction of Siberian platform and West Siberian plate. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (2), 138–147.
- Lobatskaya R.M., Khafizov R.R., Shishova L.Yu., Strel'chenko I.P., 2014a. About faults revealed on FGUP GKKhK site. In: Proceedings of the All-Russia conference on assessment of geodynamic activity of the crust on sites of nuclear energy facilities in Krasnoyarsk region. Issue 2. p. 36–44 (in Russian) [Лобацкая Р.М., Хафизов Р.Р., Шишова Л.Ю., Стрельченко И.П., 2014а. О разрывных нарушениях, выделенных на площадке ФГУП «ГХК» // Оценка геодинамической активности земной коры на объектах ядерной энергетики Красноярского края: Материалы Всероссийского совещания. Вып. 2. С. 36–44].
- Lobatskaya R.M., Khafizov R.R., Strel'chenko I.P., 2014b. The analysis of the tectonic development history for assessment of geodynamic activity of FGUP GKKhK site. In: Proceedings of the All-Russia conference on assessment of geodynamic activity of the crust on sites of nuclear energy facilities in Krasnoyarsk region. Issue 2. p. 11–18 (in Russian) [Лобацкая Р.М., Хафизов Р.Р., Стрельченко И.П., 2014б. Анализ истории тектонического развития территории для оценки современного состояния геодинамической активности площадки ФГУП «ГХК» // Оценка геодинамической активности земной коры на объектах ядерной энергетики Красноярского края: Материалы Всероссийского совещания. Вып. 2. С. 11–18].
- Lobatskaya R.M., Koff G.L., 1997. Faults in the Lithosphere and Emergencies. REFIA, Moscow, 187 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М., Кофф Г.Л. Разломы литосферы и чрезвычайные ситуации. М.: РЭФИА, 1997. 187 с.].
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M. et al., 2001. The Cenozoic of the Baikal rift. Publishing House of SB RAS, «Geo» Division, Novosibirsk, 252 p. (in Russian) [Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Новосибирск: Наука, 2001. 251 с.].

- Nikolaev N.I.*, 1988. The recentmost tectonics and geodynamics of the lithosphere. Nedra, Moscow, 483 p. (in Russian) [*Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.].
- Nikulov L.P., Babkin A.N. et al.*, 2003. Additional Geological Surveys of the Atamanovskaya Area, Scale 1:200,000. Sheets O-46-XXXIV, O-46-XXVIII (Final Report). FGUP Krsanoyarskgeolsjemka, Krasnoyarsk, 250 p. (in Russian) [*Николов Л.П., Бабкин А.Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:200000 на Атамановской площади. Листы O-46-XXXIV, O-46-XXVIII (окончательный отчет). Красноярск: ФГУП Красноярскгеолсъемка, 2003. 250 с.].
- Sherman S.I.*, 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [*Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 112 с.].
- Shul'ts S.S.*, 1979. Tectonics of the Earth's crust (based on analysis of the recentmost motions). Nedra, Moscow, 272 p. (in Russian) [*Шульц С.С.*, 1979. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра. 272 с.].
- Trifonov V.G.*, 1999. Neotectonics of Eurasia. Nauchny Mir, Moscow, 252 p. (in Russian) [*Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.].
- Yanshin A.L.* (Ed.) The tectonic formation map of the Altai-Sayan region, 1969. Scale 1:1,000,000. SNIIGiMS, the USSR Ministry of Geology, Novosibirsk, Moscow (in Russian) [Тектоно-формационная карта Алтае-Саянской области. Масштаб 1:1000000 / Ред. А.Л. Яншин. Москва–Новосибирск: Мингео СССР, СНИИГГиМС, 1969].
- Zabiyaka A.I.*, 1998. Epoch of crust formation in southern Central Siberia. In: Problems of gold potential of the Siberian crusts of weathering. SNIIGiMS, Krasnoyarsk, p. 23–25 (in Russian) [*Забияка А.И.* Эпохи корообразования на юге Средней Сибири // Проблемы золотоносности кор выветривания Сибири. Красноярск: СНИИГГиМС, 1998. С. 23–25].



Лобацкая Раиса Моисеевна, докт. геол.-мин. наук, профессор
Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет
664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия
✉ e-mail: lobatskaya@gmail.com

Lobatskaya, Raisa M., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor
National Research Irkutsk State Technical University
83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
✉ e-mail: lobatskaya@gmail.com