АНГАРО-СЕЛЕНГИНСКИЙ ЧЕШУЙЧАТО-ВЕЕРНЫЙ НАДВИГ

Акулов Н. И., Мельников А. И., Акулова В. В., Рубцова М. Н., Штельмах С. И.

Аннотация

Представлены результаты исследования позднеюрского надвига докембрийских кристаллических пород фундамента Сибирской платформы на ее осадочный чехол, сформированного под воздействием Хамардабанского террейна (индентора). Основные задачи, рассматриваемые в статье, касаются изучения приконтактовых деформаций в породах архея и мезозоя, анализа вторичных минералогических изменений пород, а также палеотектонического анализа надвиговой мегаструктуры. Впервые объединены Ангарский, Посольский и Татауровский надвиги в единую структуру – Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг и построена трехмерная модель его Ангарской части. Установлено, что формирование этой мегаструктуры происходило в несколько стадий: 1. При медленном сжатии произошел срыв, коробление ложа юрского бассейна и формирование пологих синклиналей и антиклиналей в осадочной толще. 2. Усиление тангенциальных напряжений, вызвавших расчленение пород Шарыжалгайского выступа пологими зонами брекчий и милонитов на ряд литонов, по которым начались интенсивные дифференциальные смещения, что привело к возникновению основного веера надвиговых чешуй и формы фронтальных контактов надвиговой системы. В связи с вращением Шарыжалгайского выступа против часовой стрелки амплитуда надвигания во фронтальной части была больше, чем в других его частях. 3. Усложнение морфологии надвиговой системы сдвигами и сбросами, обусловленное заложением и развитием Байкальской рифтогенной котловины.

Ключевые слова:

Надвиг, юрские отложения, Хамардабанский террейн, Сибирская платформа

Геология и геофизика
УДК 551.31

АНГАРО-СЕЛЕНГИНСКИЙ ЧЕШУЙЧАТО-ВЕЕРНЫЙ НАДВИГ

Н.И. Акулов[1], А.И. Мельников[1], В.В. Акулова[1,2], Рубцова М.Н.[1], С.И. Штельмах[1]

[1]Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
[2]Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Россия

Представлены результаты исследования позднеюрского надвига докембрийских кристаллических пород фундамента Сибирской платформы на ее осадочный чехол, сформированного под воздействием Хамардабанского террейна (индентора). Основные задачи, рассматриваемые в статье, касаются изучения приконтактовых деформаций в породах архея и мезозоя, анализа вторичных минералогических изменений пород, а также палеотектонического анализа надвиговой мегаструктуры. Впервые объединены Ангарский, Посольский и Татауровский надвиги в единую структуру – Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг и построена трехмерная модель его Ангарской части. Установлено, что формирование этой мегаструктуры происходило в несколько стадий: 1. При медленном сжатии произошел срыв, коробление ложа юрского бассейна и формирование пологих синклиналей и антиклиналей в осадочной толще. 2. Усиление тангенциальных напряжений, вызвавших расчленение пород Шарыжалгайского выступа пологими зонами брекчий и милонитов на ряд литонов, по которым начались интенсивные дифференциальные смещения, что привело к возникновению основного веера надвиговых чешуй и формы фронтальных контактов надвиговой системы. В связи с вращением Шарыжалгайского выступа против часовой стрелки амплитуда надвигания во фронтальной части была больше, чем в других его частях. 3. Усложнение морфологии надвиговой системы сдвигами и сбросами, обусловленное заложением и развитием Байкальской рифтогенной котловины.

Надвиг, юрские отложения, Хамардабанский террейн, Сибирская платформа

ANGARO-SELENGINSKY IMBRICATE-FAN THRUST

N.I. Akulov, A.I. Mel’nikov, V.V. Akulova, M.N. Rubtsova, S.I. Shtel’makh

The results of a study of the Late Jurassic thrust of the Precambrian crystalline rocks of the basement of the Siberian Platform onto its sedimentary cover formed under the influence of the Khamardaban terrane (indenter) are presented. The main tasks considered in the article are the study of contact deformation in Archean and Mesozoic rocks, the analysis of secondary mineralogical changes in the rocks under study and the paleotectonic analysis of the thrust

megastructure. For the first time Angarskiy, Posolskiy and Tataurovsky thrusts are united in uniform structure - Angaro-Selenginsky imbricate-fan thrust and three-dimensional model of its Angarsk part is constructed. It is established the formation of this megastructure occurred in some stages. 1. At slow compression, there was a failure, buckling a Jurassic basin and formation flat synclines and anticlines in sedimentary thickness. 2. The strengthening of the tangential pressure by flat zonesof brecciation and mylonization into a number of litons, which have causeda partition of breeds of the Sharyzhalgajsky ledge. Intensive differential displacement has led to occurrence of the basic fanthrusts imbricates and forms of face-to-face. Contacts thrust systems have begun the amplitude thrusting in a face-to-face part was more than in its other parts due to rotation of the Sharyzhalgajsky ledge counter-clockwise. 3. The formation and development Baikal rift system has led to morphology complication надвиговой systems shifts and dumps in connection with.

Compression thrust, Jurassic deposits, Khamardabansky terrain, Siberian platform

---

©Н.И. Акулов*, А.И. Мельников, В.В. Акулова, М.Н. Рубцова, С.И. Штельмах, 2018
* E-mail: akulov@crust.irk.ru

ВВЕДЕНИЕ

Прошло сто лет с тех пор, когда М.М. Тетяев [1916] впервые опубликовал данные о надвиге архейских кристаллических пород на юрские отложения осадочного чехла Сибирской платформы. Геологические исследования, проведенные в последующие годы, показали, что породы, слагающие южную окраину платформы, претерпели многочисленные тектонические преобразования, среди которых важная роль принадлежит шарьяжно-надвиговым дислокациям [Данилович, 1941; Салоп, 1967; Попов, 1970; Клитин, 1974; Лобанов, 1977; Добрецов, 1986; Мазукабзов, Сизых, 1987; Александров, 1990; Сизых, 2001; и др.]. Шарьяжно-надвиговая тектоника на юге Сибирской платформы тесно связана с развитием Центрально-Азиатского подвижного пояса [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Гордиенко и др., 2019; Добрецов и др., 2019].

Результаты изучения литологического состава пород Иркутского амфитеатра и прилегающего к нему Забайкальского складчатого обрамления, а также их тектонического строения, основанные на материалах бурения, значительно изменили ранее существовавшие представления. Поисковое и разведочное бурение на нефть и газ, а также данные, полученные в ходе составления государственных геологических карт Российской Федерации третьего поколения, позволили получить новый материал по реконструкции шарьяжно-надвиговых процессов. Установлено, что южная граница Сибирской платформы

повсеместно осложнена большим количеством субгоризонтальных структур, представленных серией покровных тектонических пластин, многоярусных надвигов и клиппов.

Среди основных вопросов, стоявших перед авторами данной статьи, следует указать следующие: 1. Какое реальное количество пластин кристаллических пород было надвинуто на юрскую угленосную формацию в Прибайкалье? 2. Каков механизм надвигового процесса? 3. Место образования озера Байкал – это результат тектонического следствия возникновения Ангарского надвига? 4. Продолжается ли надвиг на восточном побережье оз. Байкал? В связи с этим, цель данной статьи заключается в попытке литолого-палеогеографической реконструкции Ангаро-Селенгинского надвига, основанной на детальном изучении вещественного и тектонического строения как самого надвига, так и прилегающих к нему геологических образований Прибайкалья.

ЗАДАЧИ, МАТЕРИАЛЫ И ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными задачами данного исследования являются: 1) литолого-петрографическое изучение пород в зонах надвига; 2) палеотектонический анализ надвиговой мегаструктуры; 3) изучение приконтактовых деформаций в породах архея и мезозоя; 4) анализ вторичных минералогических изменений осадочных и кристаллических пород в приконтактовых зонах. Для решения этих задач в период с 2015 по 2017 гг. были проведены четыре экспедиции в районы Прибайкалья и Забайкалья (рис.1). Геологические исследования проводились в окрестностях пос. Большие Коты, пос. Большая Речка, пос. Никола, пос. Листвянка, ст. Посольская, г. Каменск, пос. Татаурово, а также вдоль левобережья Иркутского водохранилища, простирающегося в северо-западном направлении на расстоянии около 50 км. Экспедиционные работы сопровождались видеосъемкой, на основе которой создано несколько видеофильмов: «Тайна Ангарского надвига» https://youtu.be/NhCQrytBkNc; «За кордоном» https://youtu.be/c73jIYwUK9M; «Путь к клиппу» https://youtu.be/p_jnvfgKusk; «Татауровские конгломераты» https://youtu.be/6adHWW9LQfg.

Сведения, собранные в ходе проведения полевых работ существенно дополнили уникальные материалы, полученные нами ранее при документации керна скважин Л-1, Л-2 и Л-3. Уникальность скважины Л-3 заключается в том, что она вскрыла 50–метровую гранитоидную пластину висячего крыла, надвинутого на юрские осадочные отложения Иркутского угольного бассейна. Скважина прошла через весь осадочный комплекс, включая детачмент, вошла в докембрийский кристаллический фундамент платформы и на глубине 535.5 м была остановлена. При выполнении полевых работ отобрано 257

образцов, в том числе и из керна скважины Л-3, детальное петрографическое описание которых проведено ведущим петрографом Г.В. Орловой.

Изучение тектонических особенностей залегания и строения горных пород сопровождалось проведением большого числа замеров основных структурных элементов в зонах надвига и на прилегающей территории. Кроме того, был проанализирован ранее опубликованный материал по изучению Ангарской части надвига, полученный до заполнения Иркутского водохранилища.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

За время своего существования Сибирская платформа испытала целый ряд катаклизмов. По данным Л.П. Зоненшайна и его коллег [1990] важнейшие временные рубежи катаклизмов связаны с причленением к ней Баргузинского (рифей-венд) и Тувино-Монгольского (силур-девон) микроконтинентов, а также с закрытием Палеоазиатского океана и образованием Монголо-Охотского складчатого пояса (конец юры-мел), что привело к образованию Ангарского, Посольского и других надвигов. По сведениям В.И. Сизых [2001] краевые структуры южной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления характеризуются поясным шарьяжно-надвиговым строением. Им оконтурено пять покровно-складчатых поясов: 1) корней надвигов; 2) горно-складчатого обрамления; 3) принадвиговых структур краевой части платформы; 4) фронтально-надвиговых структур платформы; 5) зафронтальных структур. Пояса закономерно сменяют друг друга при переходе от горно-складчатого обрамления в область развития платформенного чехла.

Надвиговая система южной части Сибирской платформы представляет основной объект наших исследований. Она простирается в виде полосы шириной до 15 км вдоль от левобережья Иркутского водохранилища до окрестностей пос. Большие Коты на западном побережье оз. Байкал и далее в дельту р. Селенги. К настоящему времени в истоке р. Ангары выделен массив гранитоидов (4х16 км), простирающийся вдоль побережья оз. Байкал, и четыре гранитоидных клиппа [Сизых, 2001].

С целью поиска гидротермальных вод в районе пос. Листвянка было пробурено три глубоких колонковых скважины Л-1, Л-2 и Л-3. Материалы документации этих скважин показали, что скважина Л-2, пройденная в истоке р. Ангары (напротив знаменитого Шаман – камня), вскрыла кристаллический фундамент Сибирской платформы, представленный мигматитами, гранитоидами, кристаллическими сланцами и гнейсами и на глубине 1160 м бурение было прекращено. Установлено, что здесь залегает комплекс пород, слагающих Шарыжалгайский выступ платформенного фундамента. Скважины Л-1 (пос. Тальцы) и Л-3 (пос. Никола, см. рис. 1) вскрыли породы осадочного чехла

платформы и позволили реконструировать особенности формирования чешуйчато-веерного надвига.

Петрографические особенности принадвиговых пород

Полный разрез Ангарской части надвига вскрыт скважиной Л-3 (см. рис.1, 3), по которой изучен весь комплекс пород его висячего крыла. Лежачее крыло надвига сложено ортоамфиболитами и интенсивно катаклазированными биотитовыми гранитами архейского кристаллического фундамента Сибирской платформы. Выше по разрезу в зоне детачмента между лежачим и висячим крылом надвига, мощность которого около 10 м, наблюдаются хлоритизированные слюдяные сланцы (микалиты) с многочисленными зеркалами скольжения. В средней части висячего крыла залегают слабо измененные конгломераты и разнозернистые песчаники с включениями обугленного растительного детрита, суммарной мощностью 381.9 м. В верхней части разреза преобладают крупногалечные конгломераты с крепким кремнистым цементом и многочисленными зеркалами скольжения, вблизи которых отмечены черно-зеленые новообразования хлорита и элементы рассланцованности, выраженные в дроблении и «растаскивании» галечного материала. Рассланцевание и зеркала скольжения отмечены и в прослоях гравелитов и песчаников. Мощность этой толщи составляет 28.9 м.

Вся вскрытая скважиной осадочная толща перекрыта надвинутой пластиной (61.3 м) архейских катаклазированных, трещиноватых, содержащих многочисленные зеркала скольжения плагиогранитогнейсов, часто слабохлоритизированных и выщелоченных.

Милонитизация и катаклаз пород наблюдаются по границам осадочных и кристаллических образований. Это свидетельствует о том, что первоначальный срыв (детачмент) произошел по подошве юрских отложений, что позднее привело к формированию чешуйчатого веера надвига.

На литолого-стратиграфической колонке, построенной по данной скважине (рис. 3), показано, что ею вскрыты юрские осадочные отложения, входящие в состав дабатской, черемховской и присаянской свит. Построенные в ходе полевых работ сводные разрезы Ангарского надвига на участках у мыса Соболев и горы Скрипер, а также в районе клиппа пади Нижняя, существенно дополняют общее представление о нем. Породы в зонах контакта осадочных образований и кристаллических пород претерпели низкотемпературный метаморфизм, обусловивший формирование низкотемпературных минеральных ассоциаций под воздействием динамометаморфизма.

Одним из наиболее представительных типов архейских аллохтонных гранитоидов висячего крыла Ангарского надвига являются роговообманковые меланократовые граниты. Это массивные средне- и крупнокристаллизованные метасоматически

измененные породы. По данным петрографического изучения они состоят из плагиоклаз-антипертита (до 30 %), микроклин-микропертита (20 %), кварца (25 %), амфибола (20 %), биотита (3 %) и акцессорных минералов (2 %). Среди акцессорных минералов отмечены апатит, циркон, монацит, рутил и рудные. Вторичное минералообразование представлено серицитом, кальцитом, эпидотом, лимонитом и лейкоксеном.

Псефитами представлена основная часть юрских отложений, приуроченных к тыловой зоне надвига в районе пос. Большие Коты. Среди них доминируют среднегалечные конгломераты, валунные конгломераты, конгломераты с линзами гравелитов, песчаников и алевролитов. В настоящее время валунные и среднегалечные конгломераты задраны субвертикально и образуют систему прибрежных скал, протяженностью около 1.5 км. Они содержат множество зеркал скольжения, фрагменты которых размером до 5 м в поперечнике можно наблюдать на побережье озера Байкал в районе горы Скрипер (рис. 4).

В шлифах отчетливо видна меланократовая ветвь гранитов, связанных с интенсивным преобразованием исходных пород в постмагматический этап. Они катаклазированы, метасоматически изменены, диафторированы. С диафторезом связано замещение зеленой роговой обманки биотитом.

В полевых шпатах повсеместно отмечаются структуры распада и формирование пертитовых и антипертитовых вростков. Кроме того, на границе зерен микроклина и плагиоклаза встречаются зонки мирменитового кварца, природа которого явно метасоматическая.

В результате катаклаза порода дезинтегрирована, разбита трещинками. Присутствуют микрозоны дробления, которые служили путями проникновения метасоматирующих растворов, так как заполнены тонкочешуйчатым серицитом, а иногда мелкозернистым кварцем или гидроксидами железа.

Биотитовые плагиогнейсограниты являются типичными представителями приконтактовой зоны Ангарского надвига. В их состав входят кварц (до 35 %), плагиоклаз (до 33 %), биотит (до 20 %), гранат (до 5 %), микроклин (до 5 %), амфибол (до 2 %) и группа акцессорных минералов (до 2 %), состоящих из сфена, апатита, циркона, ильменита и магнетита. Среди вторичных минералов широкое распространение получили серицит, хлорит, лимонит и лейкоксен. Прекрасно окатанный валунно-галечный материал в конгломератах представлен измененными гранитоидами (катаклазированными, мусковитизированными, разгнейсованными, альбитизированными, эпидотизированными и милонитизированными), биотитовыми плагиогранитами, биотитовыми гранитогнейсами, андезитами, андезитовыми порфиритами, риолитовыми порфирами, микрокварцитами,

метаалевролитами, метасоматитами мусковит-кварцевого состава, молочно-белым жильным катаклазированным кварцем, ортосланцами и слюдитами.

Здесь широко развиты различные типы полимиктовых песчаников от гравелистых и разнозернистых до редко встречающихся мелкозернистых. Обычно они представлены кварцем (до 70 %), полевыми шпатами (до 15 %), слюдами (до 10 %), обломками пород (до 5 %) и цементом (до 5 %). Сортировка обломочного материала низкая за счет присутствия грубозернистого материала, так как размеры зерен колеблются в широких пределах: 0.1–3 мм. Форма обломков разнообразная, но преобладают угловатые, субизометричные и с неровными зубчатыми контурами. Почти всюду зерна кварца деформированы и микротрещиноваты. Среди обломков пород отмечены гранитоиды, микрокварциты, кварц, микросланцы и другие типы пород. Полевые шпаты представлены серицитизированными и пелитизированными зернами плагиоклаза и микроклина.

Для биотита характерен удлиненно-пластинчатый габитус, сильная деформация и гидратация пластинок, которые ориентированы в одном направлении. Иногда они образуют короткие прослои, деформированные эпигенетическими преобразованиями. Местами количество биотита достигает 40 %, при этом количество полевых шпатов резко возрастает до 40 %, а кварца падает до 10 %. Кроме биотита, встречается мусковит, зерна хлорита агрегатного строения.

Цемент в песчаниках распределен неравномерно и представлен глинисто-кальцитовым веществом. Кальцит корродирует, а иногда полностью замещает обломки полевых шпатов, реликты которых с трудом распознаются. Кроме того, кальцит обнаружен и в зернах граната, в которых он цементирует микротрещины. Тип цемента комбинированный – контактово-поровый и конформный. Очень часто срастание обломков осуществляется за счет структур растворения по конформному типу.

В составе минералов тяжелой фракции широкое распространение получили гранат, монацит, циркон, апатит, эпидот, рутил, ильменит и магнетит. Их количество не превышает одного процента от общей массы породы. Зеленовато-серый цвет некоторых пластов песчаников связан с большим количеством в них хлорита, эпидота и роговой обманки.

Следует отметить, что степень окатанности обломков незначительная и редко достигает третьего класса по классификации Л.Б. Рухина [1969]. В некоторых пластах полимиктовых песчаников зерна кварца покрыты сетью трещин, залеченных бурыми гидроксидами железа, при этом в них сохраняется волнистое угасание, а иногда видны зонки грануляции. В мелкозернистых и алевритистых песчаниках господствует глинисто-гидрослюдистый цемент, преимущественно агрегаточешуйчатого строения. Частично цементация обломочного материала осуществляется за счет структур растворения по

конформному типу. Ориентированная текстура в породе обусловлена расположением пластинок биотита, которые почти всюду деформированы, а их скопления образуют мелкую плойчатость. Местами биотитовые пластинки подверглись разложению вследствие их гидротизации, а разложившаяся гидрослюдистая масса перешла в цементное вещество.

В тонких пластах аргиллитов основная масса представлена глинистым веществом агрегаточешуйчатого строения, пропитанного тонкодисперсными гидроокислами железа, окрашивающими породу в темно-бурые тона. В качестве примеси в аргиллитах присутствует алевритовый материал, состоящий из кварца, полевых шпатов, биотита, мусковита и хлорита. Их количество находится примерно в близких соотношениях. Встречаются кристаллы аутигенного кальцита, размером до 0.2 мм. Отмечена сегрегация гидрооксидов железа в форме коротких, субпараллельных микропрослоев.

На участках, приуроченных к зеркалам скольжения между осадочными пластами, распространены линзы и включения аутигенного хлорита и вкраплений рудного вещества, в форме пирита. При этом в самих пластах широко распространены эпигенетически деформированные фрагменты ископаемой растительной ткани, которые замещены углеродистым веществом. В скважине Л-3 на глубинах 347 м, 395.6 м и 418.2 м обнаружена растительность *Sphenobaiera sp.* и *Czekanowskia ex gr. rigida Heer.*, которая по определению А.О. Фролова, соответствует ранне- и среднеюрской эпохам.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НАДВИГА

Ранее было установлено, что Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг прослеживается вдоль докембрийских образований Шарыжалгайского выступа от побережья оз. Байкал (район пос. Б. Коты) на северо-восток к дельте р. Селенга на расстоянии более 200 км [Тетяев, 1916, 1934, 1937; Маслов, Лавров, 1933; Данилович, 1941; Хренов, 1969 и др.]. В его строении выделяется две части: западная (Ангарская) и северо-восточная (Селенгинская).

В Ангарской части надвига контакт между археем и юрой трассируется в обнажениях вдоль границы Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы на левобережье Иркутского водохранилища (до района устья пади Сосновая, расположенной в 12 км от истока р. Ангары), в пади Банная на правобережье Иркутского водохранилища и на побережье оз. Байкал в районе поселков Листвянка (падь Крестовка) и Бол. Коты (рис. 2).

В настоящее время отчетливо выделяются три главные пластины (чешуи), осложненные многочисленными мелкими разрывами. Отмечено, что первичные породы Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы на контактах с юрой

интенсивно преобразованы в условиях динамометаморфизма – милонитизированы и частично перекристаллизованы. Наиболее интенсивно изменен кварц, который повсеместно деформирован и обладает волнистым погасанием. Биотит хлоритизирован, сгруппирован в нечеткие субпараллельные скопления и часто находится в срастании с плагиоклазом. По плагиоклазу развиваются пелиты и серицит, а на его окраинах – кварц.

Зона контакта гранитоидов с конгломератами представлена гранитогнейсами и катаклазированными мигматитами. Наиболее измененные гранитоиды наблюдались нами в керне скважины Л-3 на глубине 54.6 м (см. рис. 2). Гранитогнейсы хлоритизированы, а местами выщелочены. Наблюдается диафторез, выраженный в развитии по высокометаморфизованным гранитогнейсам хлоритовой субфации зеленокаменной фации. Катаклазированные граниты кальцитизированы и хлоритизированы. Их петрографический состав следующий: полевые шпаты (69 %), кварц (30 %), биотит (1.5 %) и акцессорные (апатит, циркон, сфен и магнетит). Среди вторичных минералов отмечены хлорит, серицит и кальцит. Изменение гранитоидов происходило в два этапа: 1) постмагматический этап связан с диафторическими преобразованиями породы; 2) синтектонический этап, сопровождающийся хлоритизацией и кальцитизацией.

В процессе динамометаморфизма произошла хлоритизация, пелитизация и серицитизация полевых шпатов. Многие пластинки биотита полностью разложены и замещены хлоритом. Интенсивное тектоническое воздействие на гранитоиды привело к их разбивке густой сетью трещин, дезинтеграции и дроблению. В шлифах отмечено, что катаклазу подверглись кристаллы кварца. В них образовались зоны с различными углами погасания и бластеза. На последующих этапах эволюции пород произошло залечивание всех ослабленных трещиноватостью участков гидротермально-метасоматическим кальцитом.

Милониты наблюдаются в катаклазитах в виде полос и линз с мощностью от 0.5 до 2.5 м. Они наиболее интенсивно развиты на левобережной части надвига, где их ширина превышает 60 м [Хренов, 1969]. Милониты тонко рассланцованы параллельно контактам породы. Они состоят из ультрамикроскопических частиц серицита, хлорита, каолина, карбоната, кварца и гидроксидов железа. Более грубые милониты имеют флюидальную текстуру и содержат изометричные включения и обломки кварца, полевого шпата, линзы и волокнистые полосы кварц-полевошпатовых агрегатов. Необходимо подчеркнуть, что в пределах разреза Шарыжалгайского выступа вдоль побережья оз. Байкал от истока р. Ангары до пос. Култук часто наблюдаются пологие, ветвящиеся зоны брекчий, ориентировка которых приведена на рис. 5а. Эти зоны резко секут все элементы архейской структуры выступа, пегматитовые жилы и дайки диабазов. Они состоят из мелких (до 1-

1.5 см) угловатых обломков в тонкодисперсной, дезинтегрированной массе [Грабкин, Мельников, 1980]. Непосредственно в обнажениях по этим разломам и связанным с ними трещинам часто наблюдались надвиговые и взбросовые смещения зон милонитизации, пегматитовых жил и даек основных пород. Мы считаем, что эти зоны брекчий маркируют границы литонов, сформировавшихся в процессе надвигания Шарыжалгайского выступа фундамента платформы на юрские толщи.

Весь комплекс юрских отложений у побережья оз. Байкал, лежащий на кристаллическом фундаменте платформы, претерпел интенсивное динамическое воздействие от надвинутой на него гранитоидной массы. Об этом свидетельствует повсеместное присутствие многочисленных зеркал скольжения, шарьяжно-надвиговых структур, пликативных дислокаций и деформаций. Установлено, что усиление следов скольжения и смещения осадочных пород юрской угленосной формации в зоне надвига наблюдаются от поверхности фундамента платформы до их кровли, по которой происходила шарьяжно-надвиговая дислокация архейских гранитоидных масс.

Проведенный тектонический анализ показал, что при образовании Ангарской части надвига происходило воздействие тектонических напряжений на пласты юрских пород, расчлененных на литоны, подобных колоде игральных карт, которые были сдвинуты в северо-западном направлении. При этом основная масса дизъюнктивных тектонических смещений произошла в псефитовых образованиях, представленных крепко сцементированными массивными конгломератами, а пликативных – в псаммито-пелитовых и угленосных.

На левобережье Иркутского водохранилища [Маслов, Лавров, 1933] контакт между кристаллическими породами и юрскими отложениями пологий – аз. пад. 140°, угол от 19 до 43° и волнистый (рис. 5б). Здесь, вблизи контакта, наблюдается несколько небольших пологих складок в юрской толще. Установлено, что активное надвигание, кроме зоны контакта, происходило по угольным прослоям. В результате деформации приповерхностные пропластки бурого угля превращены в блестящие и полублестящие каменные угли, а местами в антрациты. Они интенсивно сдавлены, в них видны зеркала скольжения и мелкие складки волочения с амплитудой в 10-25 см (рис. 6). Это свидетельствует о том, что при скольжении по интенсивно рассланцованным угольным прослоям происходила внутрислойная ротация компонентов породы в процессе хрупко-пластического течения параллельно границам слоя. О вращении компонентов породы при надвиговых смещениях в районе пос. Бол. Коты ранее упоминали В.Н. Данилович [1951] и П.М. Хренов [1969].

На правом берегу Иркутского водохранилища зона Ангарского фрагмента надвига

имеет более сложное строение (рис. 2). Здесь в осадочной толще Иркутской впадины выделяется несколько крупных чешуй. Исходя из анализа азимутов падения в зоне контакта слоистости осадочных отложений и сланцеватости в кристаллических породах, чешуи надвигались с юга и юго-востока (рис. 5). Противоположные падения на северо-запад, вероятно, связаны с короблением осадочной толщи под воздействием фронтальной части надвига. Дискуссионной является природа гранитоидных выходов среди юрской осадочной толщи, которые наблюдаются в верховьях падей Крестовая и Банная, в среднем течении р. Тальцинка и Щегловая, а также на левобережье Иркутского водохранилища напротив залива Бурдугуз. На ранних этапах изучения Ангарского надвига их выходы относили к тектоническим окнам. Позднее их стали относить к клиппам, остаткам надвигового покрова, достигавшего по горизонтали 15-20 км и разрушенного экзогенными процессами [Сизых, 2001]. Если учесть, что по геофизическим данным ложе юрской впадины и зона контакта надвига неровные и имеют многоступенчатое клиновидное строение, возникшее в результате неравномерного скольжения смежных литонов и вдавленных во вмещающие их осадочные породы, мысль о том, что эти выходы являются тектоническими окнами, не является такой уж маловероятной. Особенно это касается выходов на левобережье р. Ангары, по падям Щегловая и Тальцинка. Зоны дислокаций, которые вскрыты канавами вблизи этих останцов, могли быть сформированы в результате скольжения осадочных пород по граням клиньев, сложенных гранитоидами.

Углы падения контактов на побережье оз. Байкал сильно варьируют: от 10-15° в истоке р. Ангары до 70-80° в районе пос. Большие Коты. Линия контакта надвига уверенно фиксируется между кристаллическими породами фундамента и осадочными толщами юры.

В.И. Сизых [2001] во фронтальной части Ангарского надвига выделил пять чешуй. Однако обоснование такого выделения недостаточно и основано только на нескольких косвенных признаках (дешифрирование космоснимков, особенностей строения рельефа и др.). По простиранию эти чешуи не прослеживались, да и обнаженность в районе очень слабая.

Наиболее четко проявлены в юрской осадочной толще две надвиговые чешуи. Первая чешуя отделяет толщу конгломератов от толщи переслаивания песчаников и мелкогалечных конгломератов с алевролитами и маломощными прослоями угля [Данилович, 1941]. В коренных обнажениях она видна в районе пади Подорвиха, на левобережье Иркутского водохранилища, в 6 км от фронтальной линии надвига, ниже по течению р. Ангара. Здесь на протяжении более 500 м установлена зона интенсивных дислокаций осадочной толщи. Угол падения пород варьирует от пологого до крутого,

наблюдается сгущение сети тектонических трещин и развитие мелких складок изгиба. Трещины сколового типа трассируются субпараллельно основному фронту Ангарского надвига. В целом, зона прослеживается в приустьевой части р. Большой и далее в бассейн р. Черемшанка (рис. 2). По дороге в бывший пос. Малышкино в канавах вдоль этой чешуи вскрыты небольшие сундучные складки и мелкие кинк зоны (рис. 7).

Вторая чешуя расположена севернее на расстоянии около 11 км от предыдущей (рис. 2). С левобережья Иркутского водохранилища она прослеживается в долину р. Щегловой, где расположен Щегловский выступ докембрия, который отделяет Прибайкальскую часть юрской впадины от Иркутской. Эта чешуя разделяет толщу с чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменного угля рабочей мощности и толщу переслаивания песчаников и мелкогалечных конгломератов с алевролитами и маломощными прослоями угля. Зона дислокаций имеет ширину около 100 м. Здесь также наблюдается повышенная трещиноватость юрских пород, подвороты пластов и вариации слоистости: от пологих залеганий до крутых (более 40°).

Селенгинская часть чешуйчато-веерного надвига прослеживается на восточном побережье оз. Байкал от линии хр. Хамар-Дабан до хр. Улан-Бургасы. Отрезок Селенгинской части надвига от окрестностей ст. Посольское до г. Каменск Н.С. Шатский [1933] выделил под названием Посольский надвиг, который считается продолжением Ангарской части надвига, в настоящее время разделенного оз. Байкал. Здесь установлено надвигание верхнепротерозойских мраморизованных известняков, метаморфических пород и прорывающих их гранитоидов на юрские осадочные породы, которые представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими отпечатки среднеюрской флоры *Czekanowskia rigida Heer*. [Замараев, Самсонов, 1959]. Надвиг с приближением к ст. Посольской смещается на север и далее прослеживается к западу под осадками дельты р. Селенга. Восточнее ст. Посольская (падь Сухой Ручей) его простирание также смещается севернее, погружаясь под дельтовые отложения, (и) вновь он выходит на дневную поверхность между пос. Елань и г. Каменск, где канавой вскрыт контакт юры с надвинутыми на нее под углами от 10 до 50° мраморизованными известняками [Данилович, 1960[1]]. Далее на восток надвиг, по мнению С.М. Замараева, постепенно затухает. Однако, В.Н. Данилович [1960[1]] считал, что он трассируется далее на восток и Татауровский надвиг, расположенный в бортах р. Селенга у пос. Татаурово, где граниты надвинуты на конгломераты, является его продолжением.

По плоскостям сместителя в крыльях Посольского надвига наблюдаются значительные проявления стресс метаморфизма. Так, в мраморизованных известняках развита интенсивная сеть мелких трещин, брекчирование, окварцевание и окремнение

пород. Юрские конгломераты и аргиллиты также окварцованы, гальки часто расколоты, а песчаники и алевролиты хлоритизированы и серицитизированы. Мощность зоны интенсивно измененных пород оценивается в более 100 м, а амплитуда смещения достигает нескольких десятков километров. Вблизи плоскости сместителя Татауровского надвига гальки конгломератов часто ориентированы параллельно контакту, раздроблены и растащены, местами дезинтегрированы, смешаны с дробленым и перетертым материалом гранитного состава (рис. 8). Эта смесь в висячем крыле надвига сменяется какиритизированными гранитами. В целом, дислокационные процессы развиты неравномерно по простиранию Ангаро-Селенгинской надвиговой системы. Они более интенсивны в его западной части и менее четко проявлены в восточной.

Таким образом, согласно морфолого-кинематической систематике надвиговых структур [Boyer, Elliot, 1982] Ангарский надвиг относится к чешуйчато-веерному типу и представляет собой систему дислоцированных слабоизогнутых пластин, сдвинутых по резко выраженной поверхности листрических разрывов. Он сложен архейскими массивными кристаллическими породами шарыжалгайского комплекса. Под ним расположены многочисленные поверхности срыва с зеркалами скольжения, которые обычно совпадают с горизонтами наиболее пластичных пород, представленных пластами или пропластками угля и хорошо рассланцованными песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами. Местами кажущееся нормальное залегание осложнено прогибами, подворотами с вертикально стоящими пластами песчаников и конгломератов. По всей видимости, надвиговая система сформировалась в условиях регионального сжатия и течения, поэтому ее можно отнести к группе компрессионных покровов.

Необходимо отметить, что подобные процессы происходили и в других районах южной окраины Сибирской платформы, в зоне влияния на нее Палеоазиатского океана. Так, например, кристаллические породы Алданского щита надвинуты на вулканогенно-осадочные юрские образования Чульманской впадины и ее сателлитов по Южно-Якутской надвиговой зоне [Павлов, Парфенов, 1973]. Здесь роль индентора играл Становой террейн. Подобные покровные надвиги характерны и для горных образований Верхоянской складчатой области [Прокопьев и др., 2001] и распространены в предгорных сооружениях Шотландии, Скандинавии и в других местах нашей планеты.

Процесс шарьяжеобразования сопровождался последовательным смещением чешуйчатоподобных пластин покровного комплекса в северо-западном направлении. Если учесть, что расстояние от краевой части платформы до закартированных останцов надвига составляет 15 км, а продолжительность надвигового процесса с позднеюрской эпохи до начала позднего мела – около 50 млн лет, то скорость перемещения пластин была около 0.3

мм/год. Их деформация сопровождалась ундулированием, смятием и формированием сложных структур, что затрудняет их оконтуривание, а также возможность определения исходной массы надвига. Следует отметить, что, по данным Д.Н. Андрусова [1961], покровы Внутренних Западных Карпат, за 7.5-15 млн лет были смещены на расстояние до 90 км, при этом скорость их дислокации достигала 12 мм/год. Подобные расчеты были выполнены И.И. Белостоцким [1961] для покровов Динарид, скорость перемещения которых достигала 19 мм/год. Как установлено на ряде примеров, в Альпах и Карпатах смещение аллохтона происходило не плавно как на Ангарском надвиге, который приурочен к краевой части древнего кратона, а отдельными скачками (фазами), характерными для фанерозойских горноскладчатых сооружений. Так, для покровов Динарид И.И. Белостоцкий выявил пять фаз их движения. Относительно низкая скорость Ангарского надвига по сравнению с выше упомянутыми складчатыми областями, вероятно, связана с большой жесткостью кристаллического фундамента Сибирской платформы.

Ранее А.С. Гладков с соавторами [Гладков и др., 2000] в разрезах левобережья Иркутского водохранилища выделил в составе песчаников эллиптические конкреционные тела, сложенные крепкими песчаниками с известковым цементом, имеющими скорлуповатую отдельность. Они назвали их псевдобудинами и использовали для оценки пластической составляющей деформации. Такая интерпретация конкреций вызывает у нас серьезное возражение. Во-первых, термином «псевдобудинаж» в структурной геологии называются структуры тектонического разлинзования, преимущественно сформированные в зонах разломов, когда линзы разорванных тел вращаются в мелкозернистом матриксе. Данные конкреции не имеют никакого отношения к псевдобудинажу и образовывались в процессе эпигенеза осадков. Во-вторых, детальное изучение этих конкреций не выявило никаких следов деформаций вокруг них. Таким образом, они изначально имели эллиптическую, реже округлую или другую форму и не несут никакой информации о пластической составляющей надвиговой деформации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделенный сто лет назад М.М. Тетяевым [1916] Ангарский надвиг (шарьяж) в истоке р. Ангары, по аналогии с Альпийской складчатой системой, до сих пор вызывает живой интерес у исследователей. Это связано как с расшифровкой истории деформаций отложений Иркутского угольного бассейна, так и с интерпретацией механизмов формирования мезозойских надвиговых структур вдоль южной окраины Сибирской платформы. Несмотря на большое количество исследований, проведенных по данной проблеме, вопрос о происхождении надвига до сих пор остается открытым.

После работ М.М. Тетяева первая модель формирования Ангарского надвига была предложена В.Н. Даниловичем [1960], который высказал идею, что формирование этой структуры произошло в процессе аркогенеза. Суть этого процесса заключается в том, что в средней юре на территории Прибайкалья и Западного Забайкалья началось длительное образование линейных систем крупных сводовых поднятий – антиклинориев и разделяющих их синклинорных прогибов, которые назвали областями тектономагматической активизации, а сам процесс – аркогенезом [Павловский, 1948; Флоренсов, 1960]. При этом, считалось, что наиболее интенсивно аркогенез проявляется на границах древних платформ и с ним связано возобновление магматизма, внедрение даек и излияние лав. По мнению В.Н. Даниловича [1960] Ангарский надвиг расположен на северо-западном крыле крупного Саяно-Байкальского мегасвода. При этом, линейное коробление поверхности мегасвода привело к его растрескиванию и образованию разрывов разного кинематического типа. В такой модели наиболее благоприятными участками для образования надвигов являются подошвы сводовых поднятий. В дальнейшем эта модель с трансформацией вертикально приложенных сил в горизонтальные за счет растекания свода не нашла всеобщего признания и была отвергнута, хотя она и была экспериментально подтверждена М.В. Гзовским [1963].

В.И. Сизых [2001] предложил модель шарьяжно-надвиговой поясной зональности в краевых частях древних платформ, в области их сочленения с кристаллическими породами фундамента. Он выделил во фронтальной части Ангарского надвига пять самостоятельных чешуй и связал формирование этой зональности с коллизионными процессами, но не указал конкретно с какими и какого возраста.

В результате проведенных нами исследований установлено (рис. 9), что образование и развитие Ангарского надвига, наиболее вероятно, связано с эволюцией Палеоазиатского океана на территории Забайкалья [Скляров и др., 1997]. Как известно, его закрытие произошло в позднеюрскую эпоху. В то время здесь сформировался структурный план, для которого характерны четко выраженные морфоструктуры – поднятия и депрессии, предполагающие вертикальные движения на фоне общего горизонтального растяжения этой территории. Режим растяжения интенсивнее всего проявился в пределах Еравнинского террейна, что подтверждается формированием многочисленных мезо-кайнозойских впадин и интрузий, а также эксгумацией комплексов метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1997]. Коллизионные процессы были сосредоточены в области сочленения Сибирской платформы со структурами Палеоазиатского океана. Хамар-Дабанский и примыкающий к нему Джидинский террейн при этом играли роль индентора, который осуществлял давление на Шарыжалгайский краевой выступ

Сибирской платформы. Это вызвало активизацию смещений по Главному Саянскому разлому типа правого сдвига и разворот этого выступа против часовой стрелки (см. рис. 9). Этот процесс привел к возникновению детачмента в подошве Иркутского угольного бассейна и надвигания кристаллических образований на юрские осадочные толщи (рис. 9, блок I).

Подобные юрские конгломераты байкальской свиты были выявлены при геологическом картировании и на восточном побережье озера Байкал [Замараев, Самсонов, 1959]. Это позволяет предположить, что они формировались в едином бассейне, в последствие разделенном Байкальской рифтогенной впадиной. До сих пор в геологической литературе отсутствуют сведения о палеогеографических условиях формирования юрских конгломератов байкальской свиты. Исследования, проведенные нами в районе правобережной части дельты р. Селенги, показали, что залегающие здесь юрские крупногалечные конгломераты и конгломерато-валунники являются естественным продолжением русла могучей древней реки, исток которой, по всей видимости, располагался в отрогах горных сооружений древнего Хамар-Дабанского террейна. Именно оттуда был привнесен валунно-галечный материал, послуживший основой для формирования татауровских конгломератов и конгломератов байкальской свиты Иркутского палеобассейна [Акулов и др., 2015]. Бросающаяся в глаза исследователя существенная эпигенетическая проработка татауровской валунно-конгломератовой толщи произошла в процессе мезо-кайнозойской тектономагматической активности в Забайкалье.

Обобщая выше изложенные факты и то, что на восточном побережье в это время также происходило надвигание докембрийских метаморфизованных известняков (Посольский надвиг) на нижнеюрские отложения, а более древний Татауровский надвиг активизирован, можно объединить эти части в единую структуру – Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг. Следует отметить, что продолжение Ангаро-Селенгинского надвига в северо-восточном направлении совпадает с простиранием ранее выделенной Селенгино-Витимской зоны скалывания, играющей важную роль в геодинамике Забайкалья.

Во вторую стадию произошло формирование чешуй и оформление надвигового веера в Ангарской и Посольской частях надвига (рис. 9, блок II).

Дальнейшее изменение тектонического строения Ангаро-Селенгинского надвига произошло при заложении и развитии Байкальской рифтовой зоны. Возникли дополнительные сбросы и сдвиги, зеркала скольжения и зоны катаклаза. Важно отметить, что, если в аллохтонной части надвига мощностью в несколько десятков метров, а по скважине Л-3 – 50.2 м породы были подвергнуты катаклазу и, чем ближе к его краевым

частям, тем сильнее выражена их беспорядочная раздробленность, милонитизация, хлоритизация и лимонитизация, то в его краевой части, удаленной от начала надвига на расстоянии до 15 км и представленной одиночными останцами, кристаллические породы не претерпели этих изменений (рис. 10). Они представлены неизмененными докембрийскими матрацевидными гранитоидами и массивными черными амфиболитами, залегающими на светло-коричневых юрских среднегалечных хорошо отсортированных конгломератах с прекрасно окатанной галькой. В то же время, породы автохтона интенсивно катаклазированы.

ВЫВОДЫ

Подводя итог всему выше сказанному, важно отметить, что Ангарский, Посольский и Татауровский надвиги образуют единую структуру – Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг в зоне сочленения Сибирской платформы и структур Палеоазиатского океана. Его формирование происходило в несколько стадий (см. рис. 9).

В первую стадию, при медленном сжатии произошел срыв, коробление ложа юрского бассейна и формирование пологих синклиналей и антиклиналей в осадочной толще.

Во вторую стадию произошло усиление тангенциальных напряжений, вызвавших расчленение пород Шарыжалгайского выступа пологими зонами брекчий и милонитов на ряд литонов. Начались интенсивные дифференциальные смещения, которые привели к образованию основного веера надвиговых чешуй и формы фронтальных контактов надвиговой системы. В связи с вращением Шарыжалгайского выступа против часовой стрелки амплитуда надвигания во фронтальной части была больше, чем в других частях.

В третью стадию произошло усложнение морфологии надвиговой системы сдвигами и сбросами в связи с заложением и развитием Байкальской рифтогенной котловины.

Благодарности

В процессе подготовки данной статьи авторы неоднократно обсуждали различные аспекты эволюции Ангарского надвига с д.г.-м.н. А.М. Мазукабзовым и В.С. Имаевым (ИЗК СО РАН), которым выражаем благодарность, а также Г.В. Орловой за детальное описание шлифов. Мы весьма признательны, А.В. Прокопьеву за скрупулезный анализ статьи и сделанные замечания, которые несомненно улучшили графику и текст работы.

Исследование выполнено по базовым программам ИЗК СО РАН: проект № 0346-2018-0004 «Новейшая геодинамика, геосферные и биосферные эволюционные и катастрофические природные изменения» и проект (№ 0346-2018-0005) «Структурно-

вещественная эволюция алмазоносной литосферы Сибирского кратона в проявлениях кимберлитового, карбонатитового и щелочно-ультраосновного магматизма».

ЛИТЕРАТУРА

Акулов Н.И., Фролов А.О., Мащук И.М., Акулова В.В. Юрские отложения Южной части Иркутского осадочного бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2015, т. 23, № 4, с. 1— 24.

Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.

Андрусов Н.И. Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, 772 с.

Белостоцкий И.И. Основные черты палеогеографии и геологической историк Горного Алтая в девоне // Изв. высших учебн. завед., геол. и развед., 1961, № 5, с. 3—30.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963, 544 с.

Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В. Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 220—226.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (3), с. 318-341.

Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск, Наука, 1980. 95 с.

Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Труды Восточно-Сибирского геологического управления. Иркутск, ОГИЗ, 1941, вып. 29, 87 с.

Данилович В.Н. О процессе надвига и дифференциальном градиенте движения // Труды Иркутского университета. Иркутск, 1951, вып. 2, с. 76—83.

Данилович В.Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан- Удэ, 1960, вып. 1, с. 9—51.

Данилович В.Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 1 (14) – Улан-Удэ, Бур. книж. изд-во, 1960[1]. С. 9-51.

Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М., 1986, с. 26—36.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н. Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их отражение в гравитационных полях // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (3), с. 301-317.

Замараев С.М., Самсонов А.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 435–475.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1992, 192 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1 (327 с.), кн. 2 (334 с.).

Клитин К.А. Байкальское обрамление Сибирской платформы // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974, с. 35—45.

Лобанов М.П. О корреляции пород погребенного фундамента краевой части Сибирской платформы и складчатого обрамления в районе Усть-Кут – Даван // Геология и геофизика, 1977 (9), с. 38—48.

Мазукабзов А.М. Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1987, № 3, с. 87—90.

Маслов В., Лавров М. Материалы к геологии истока реки Ангары // Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1933, вып. 298, 44 с.

Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1973, 112 с.

Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области // Труды Института геологических наук АН СССР. М., 1948, вып. 99, серия геологическая № 31, 176 с.

Попов Ю.П. О характере сочленения юга Сибирской платформы и Байкальской складчатой области (на примере Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л., Наука, 1970, с. 117—123.

Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуроген Дж.К., Тарабукин В.П., Думитру Т.А. Стиль деформации Верхоянского складчато-надвигового пояса (северо-восток России) // Отечественная геология, 2001, № 5, с. 47—52.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Недра, 1969, 703 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области // Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., Недра, 1967, т.2, 699 с.

Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск, ГЕО, 2001, 155 с.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Издательство НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997, 182 с.

Тетяев М.М. К геологии Западного Прибайкалья // Материалы по общей и прикладной геологии. М., Геолкомитет, 1916, вып. 2, 56 с.

Тетяев М.М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Труды ЦНИГРИ. М., 1934, вып. 2, 73 с.

Тетяев М.М. Сибирская экскурсия: Восточная Сибирь. Геологический разрез по р. Ангара между Иркутом и Байкалом. Труды XVII Междунар. геол. конгресса. М., 1937, 103 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья // Труды Восточно-Сибирского филиала. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 19, серия геологическая, 258 с.

Хренов П.М. Ангарский аркогенный надвиг // Геология Прибайкалья (путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры). Иркутск, 1969, с. 78—85.

Шатский Н.С. К тектонике Юго-Восточного Прибайкалья //Проблемы советской геологии, № 2, 1933, с. 145—154.

Boyer S.E., Elliott D. Thrust systems // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982, Vol. 66, № 9, p. 1196—1230.

Рис. 1. Обзорная схема района исследований.

Рис. 2. Схема геологического строения южной оконечности оз. Байкал

1-5 – Сибирская платформа: 1 – нижне-среднеюрские отложения, 2 – палеозойские отложения, 3 – венд-палеозойские отложения, 4 – гранитоиды Приморского комплекса; 5 – кристаллический фундамент (шарыжалгайская серия); 6 – Саяно-Байкальский складчатый пояс; 7 – краевой шов Сибирской платформы; 8 – фронтальные линии пластин Ангарского надвига; 9 – зоны разломов; 10 – места расположения участков детальных исследований (см. рис. 3); 11 – место расположения блок-диаграммы (см. рис. 10).

Рис. 3. Схема корреляции юрских пород в строении Ангарского надвига

1- архейские ортоамфиболиты и интенсивно катаклазированные биотитовые граниты; 2 - архейско-протерозойские гранитоиды Приморского комплекса; 3 – интенсивно измененные породы и микалиты; 4 – хлоритизация; 5 – кальцитизированные и катаклазированные гранитоиды; 6 – конгломераты; 7 – валунные конгломераты; 8 – гравелиты; 9 – линзы алевролитов и аргиллитов в конгломератах; 10 – линзы алевролитов в конгломератах; 11- конгломераты со следами хлоритизации; 12 – слоистость, обусловленная зернами псаммитов; 13 – гравелитовая линза; 14 – песчаники; 15 – песчаники выветрелые (белесые); 16 – алевролиты; 17 – аргиллиты; 18 – аргиллиты углистые; 19 – алевролиты углистые; 20 – угли: а - линзы, б - пласты и прослойки; 21 – доломиты; 22 – глинисто-галечниковые рыхлые отложения; 23 – отпечатки ископаемой флоры; 24 – растительный детрит; 25 – надвиговые зеркала скольжения; 26 – поверхность стратиграфического несогласия; 27 – уровень поверхность воды в оз. Байкал (456 м).

Рис. 4. Юрские конгломераты из зоны надвига (в 3 км к северо-востоку от пос. Бол. Коты)

а – общий вид обнажения, простирающегося вдоль побережья оз. Байкал; б-г – фрагменты данного обнажения: б- зеркала скольжения, в- вертикально направленные слои и прослои галечника, г – зеркало скольжения в валунных конгломератах, представленное срезанными валунами и галечниками гранитоидов, порфиритов и кварцитов.

Рис. 5. Диаграмма ориентировки молодых пологих зон брекчирования и катаклаза в Шарыжалгайском выступе от истока р. Ангары до пос. Култук (А) и контактов Ангарского надвига (Б). А – 153 замера, изолинии: ˃ 4 ˃ 8 ˃ 12 ˃ 15 ˃ 20%, сетка Вульфа, нижняя полусфера. Б – 177 замеров, изолинии: ˃ 3 ˃ 7 ˃ 12 ˃15 ˃ 18 ˃ 20%, сетка Вульфа, нижняя полусфера.

Рис. 6. Деформация угольного прослоя вблизи зоны контакта кристаллических пород фундамента с осадочными породами на левобережье Иркутского водохранилища.

Рис. 7. Мелкие кинк зоны в рассланцованных юрских песчаниках и углистых алевролитах. (окрестность пос. Малышкино).

Рис. 8. Татауровские валунно-конгломератовые отложения деформированные и метаморфизованные в процессе мезо-кайнозойской тектономагматической активизации.

Рис. 9. Схема геодинамического районирования Забайкалья [по Скляров и др., 1997 с изменениями] и стадии развития Ангаро-Селенгинского чешуйчато-веерного надвига.
1-3 – Сибирская платформа: 1- Шарыжалгайский выступ фундамента, 2-3 – отложение платформенного чехла (2- нижнепалеозойские, 3- мезозойские); 4-6 – структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: 4- Хамар-Дабанский довендский островодужный террейн, 5- Джидинский венд-кембрийский террейн, 6- Баргузинский микроконтинент, 7- Еравнинский кембрий-ордовикский террейн; 8-10 – Структуры Монголо-Охотского складчатого пояса: 8- Хэнтейский островодужный террейн, 9- милонитогнейсовые валы (комплексы метаморфических ядер), 10- раннемеловые впадины; 11 – краевой шов Сибирской платформы; 12 – Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг (цифрами в кружках обозначены части: 1- Ангарская, 2- Посольская, 3- Татауровская); 13 – предполагаемый разломы; 14 – прочие разломы с разной кинематикой; 15 – направление сдвига; 16 – направление сжатия.

Стадии развития Ангаро-Селенгинского надвига: I – начальная стадия (формирование детачмента в подошве юрского бассейна), II – основная стадия (формирование веера и чешуй).

Рис.10. Блок-диаграмма Ангарского надвига. Место расположения см. на рис. 2

1-5 – нижне-среднеюрские породы: 1 – чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменного угля рабочей мощности, 2 – переслаивание песчаников и мелкогалечных конгломератов с алевролитами и маломощными прослоями угля, 3 – крупно- и среднегалечные конгломераты с включением хорошо окатанных валунов и линз песчаников с многочисленными остатками обуглившегося растительного детрита, 4 – песчаники и алевролиты древней дельты, 5 – гигантские линзы и поля алевролито-песчаных образований; 6 – терригенно-карбонатный комплекс нижнепалеозойских отложений; 7 – венд-палеозойские отложения (нерасчлененные); 8 – рифей-вендские отложения; 9 – породы кристаллического фундамента (шарыжалгайская серия); 10 – останцы покрова Ангарского надвига (клиппы); 11 – фронтальные линии пластин Ангарского надвига; 12 – зоны разломов; 13 – предполагаемая граница распространения надвиговых пластин; 14 – предполагаемая зона фациального замещения нижнеюрских валунно-галечных и крупногалечных конгломератов, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, песчаниками и углистыми алевролитами.

Рис. 8.

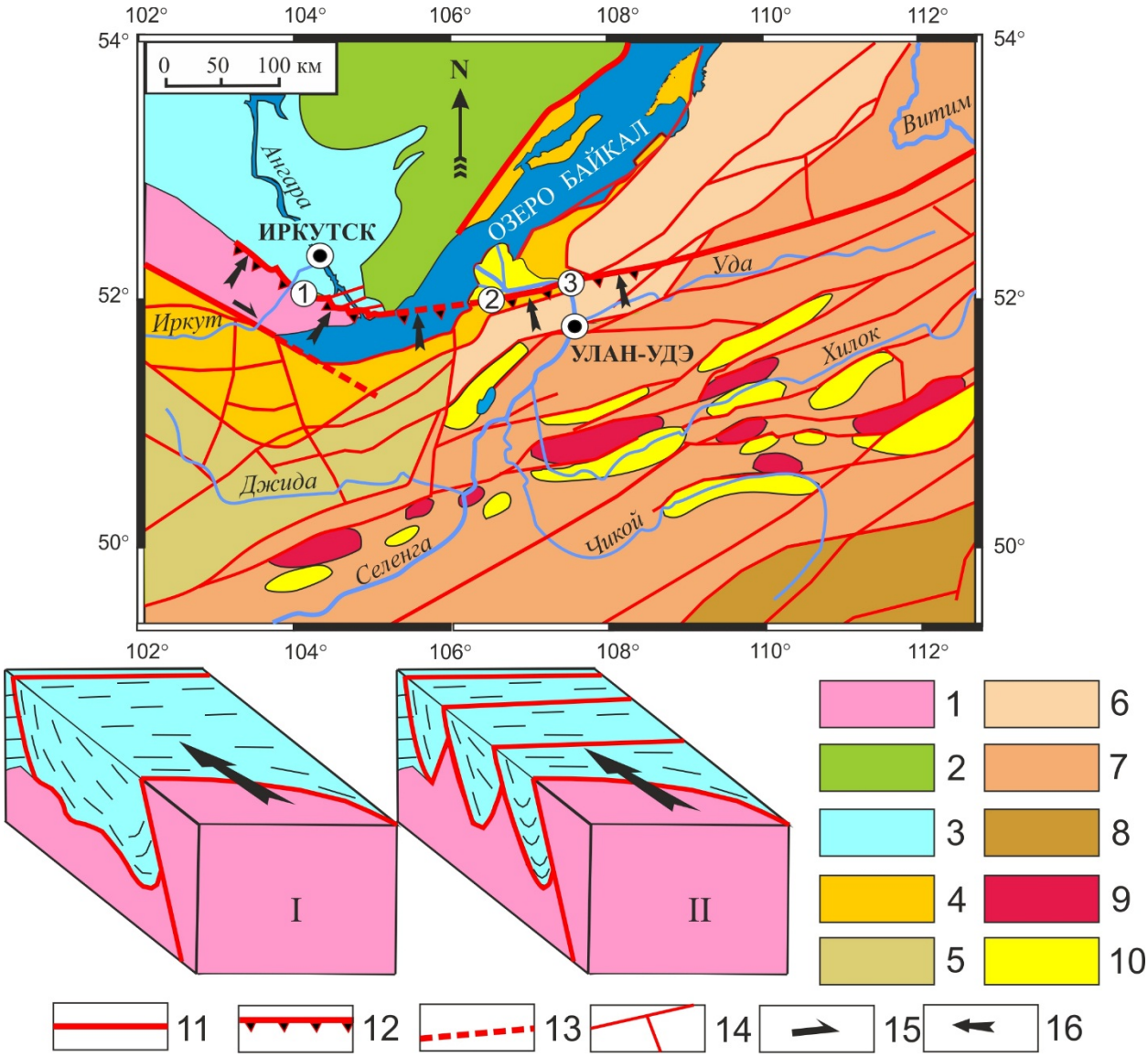

102°
104°
106°
108°
110°
112°
54°
52°
50°
0 50 100 км
N
Ангара
ИРКУТСК
ОЗЕРО БАЙКАЛ
Витим
Уда
Иркут
УЛАН-УДЭ
Хилок
Джида
Чикой
Селенга
1
2
3
I
II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Рис.. 9.

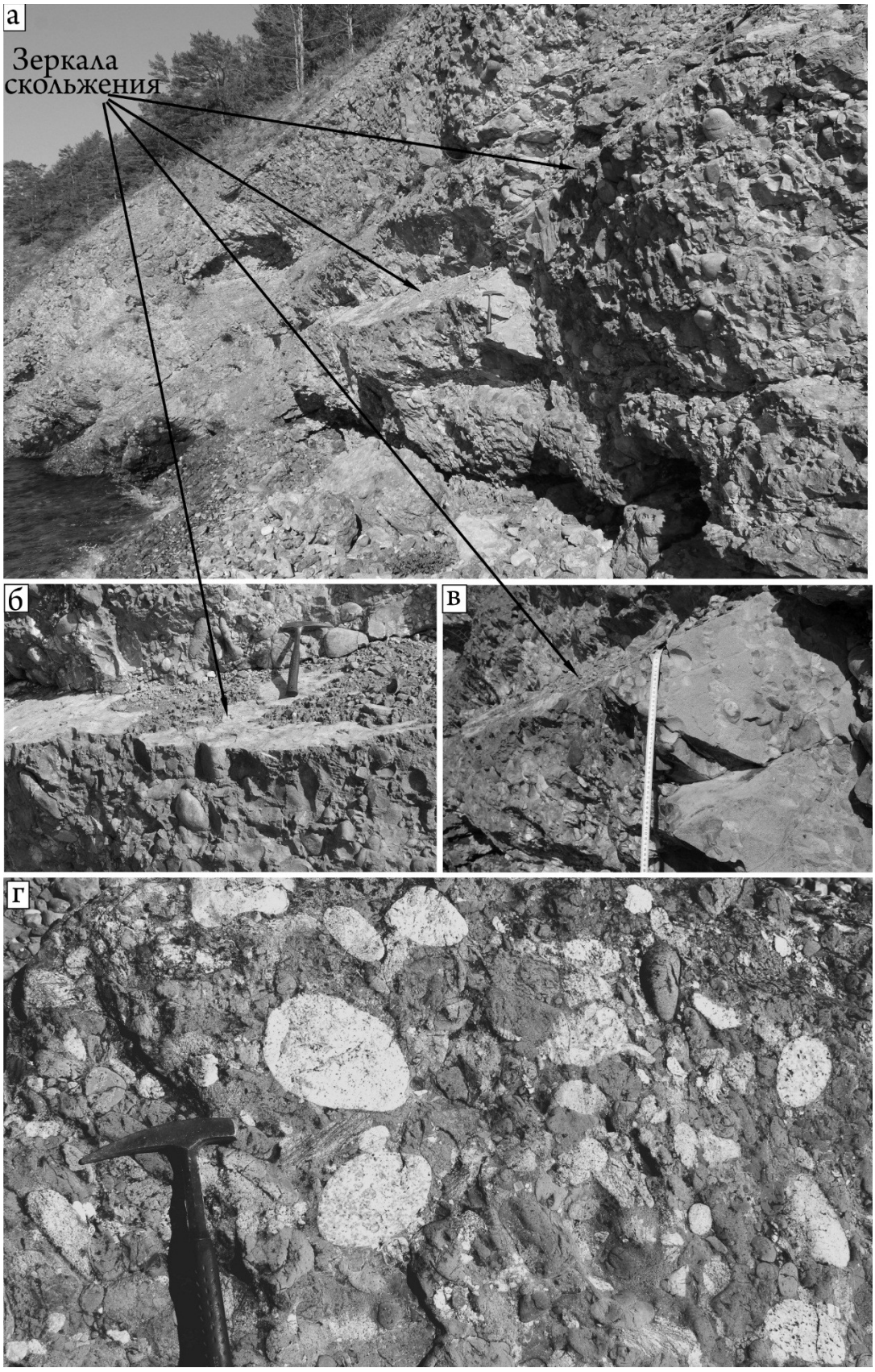


Рис.4.

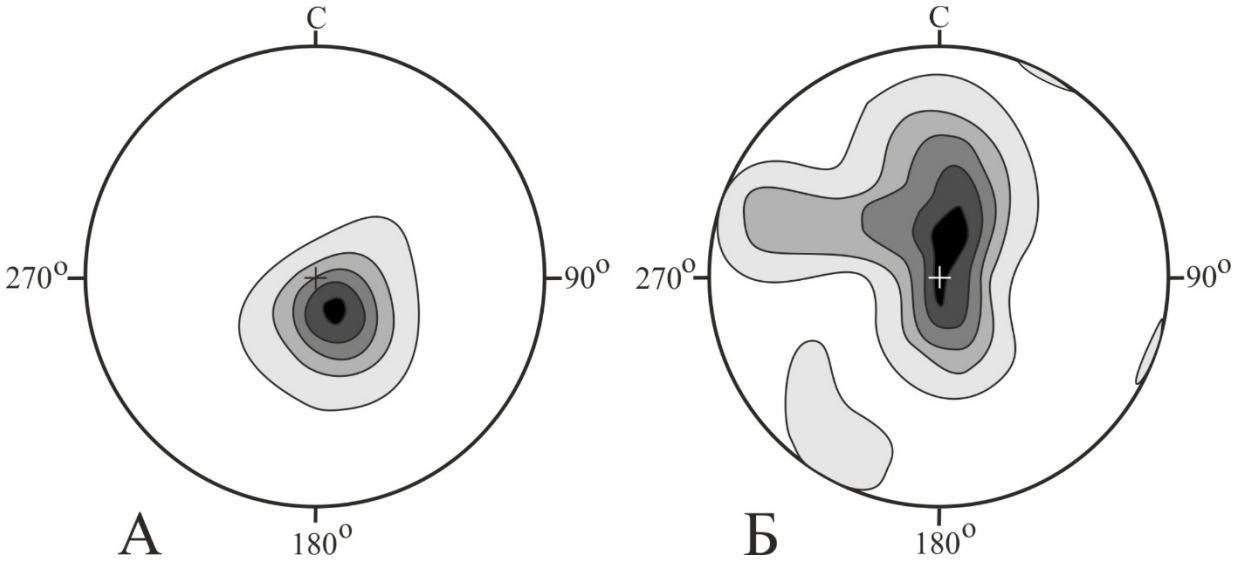


Рис. 5.

Рис.6.

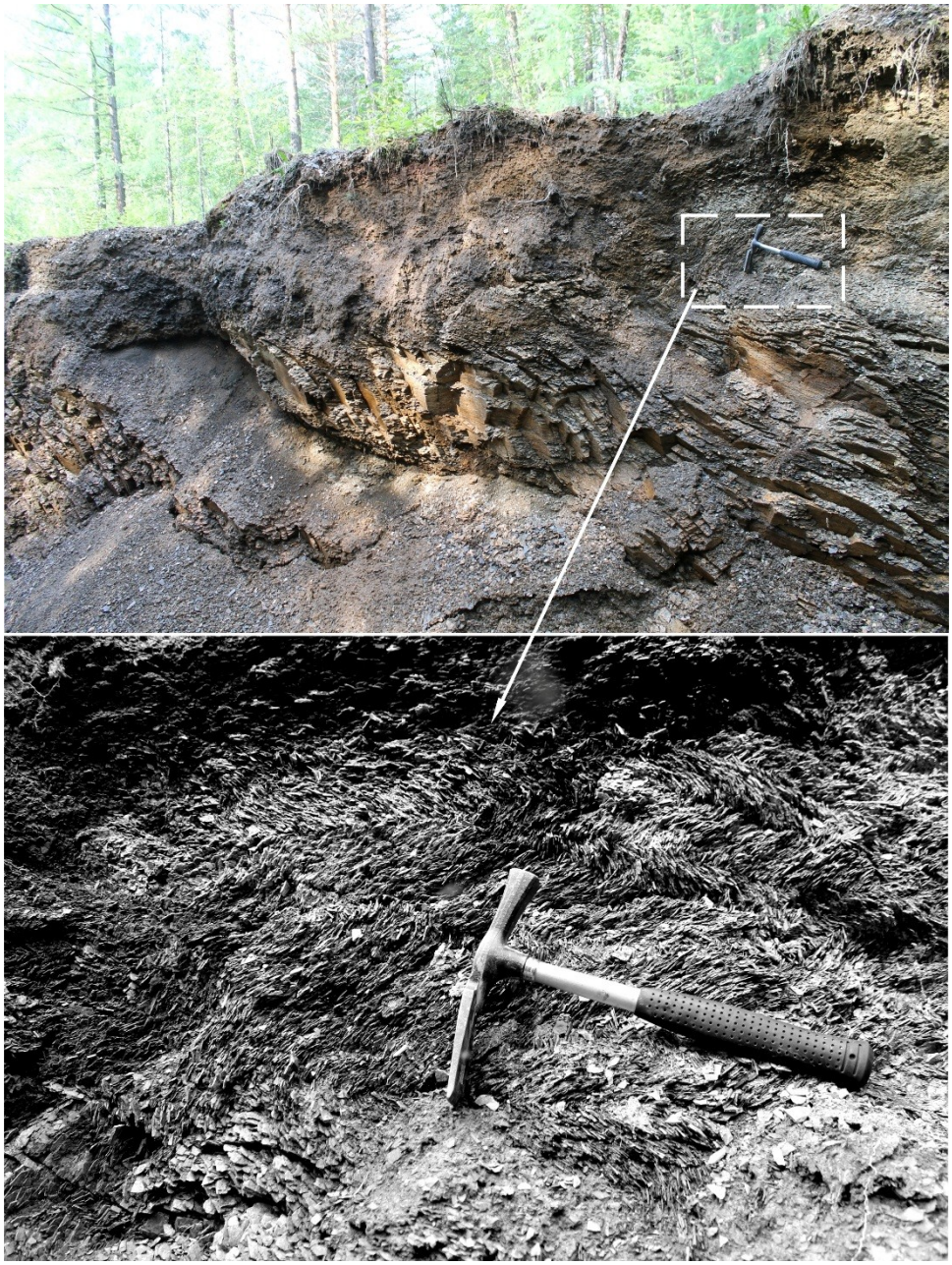


Рис.7.

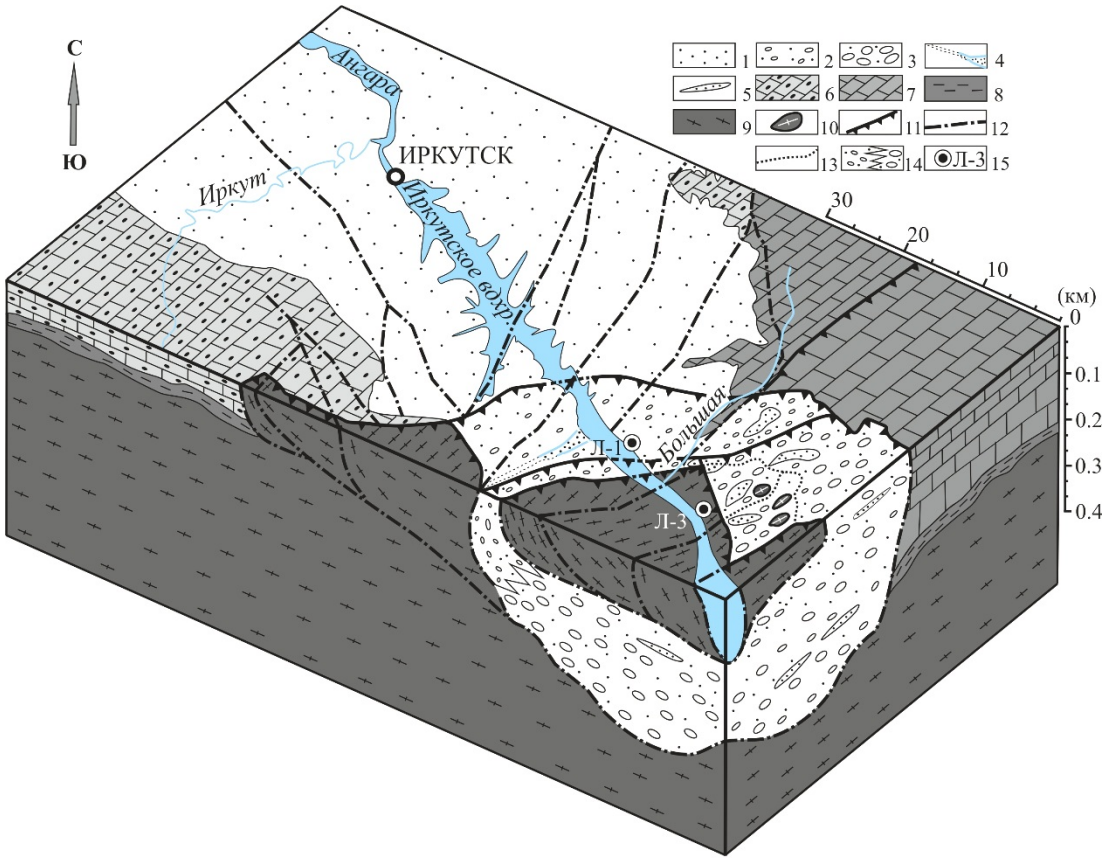

С
Ю
Ангара
ИРКУТСК
Иркут
Иркутское вдхр.
Л-1
Большая
Л-3
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
Л-3
15
30
20
10
(км)
0
0.1
0.2
0.3
0.4

Рис.10.

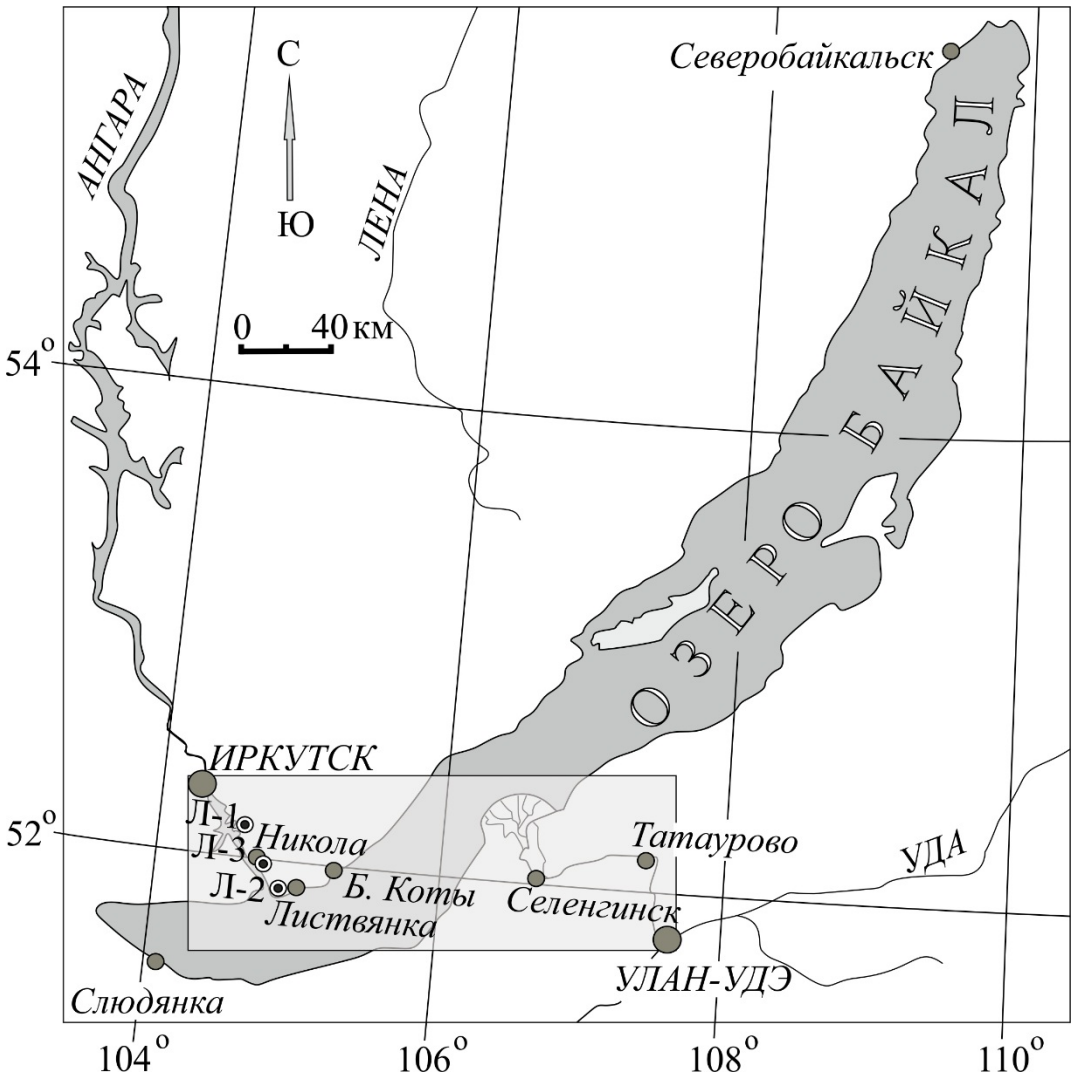

С
Ю
АНГАРА
ЛЕНА
0 40 км
Северобайкальск
ОЗЕРО БАЙКАЛ
54°
ИРКУТСК
Л-1
Л-3
Никола
Л-2
Б. Коты
Листвянка
Татаурово
УДА
Селенгинск
УЛАН-УДЭ
Слюдянка
52°
104°
106°
108°
110°

Рис.1.

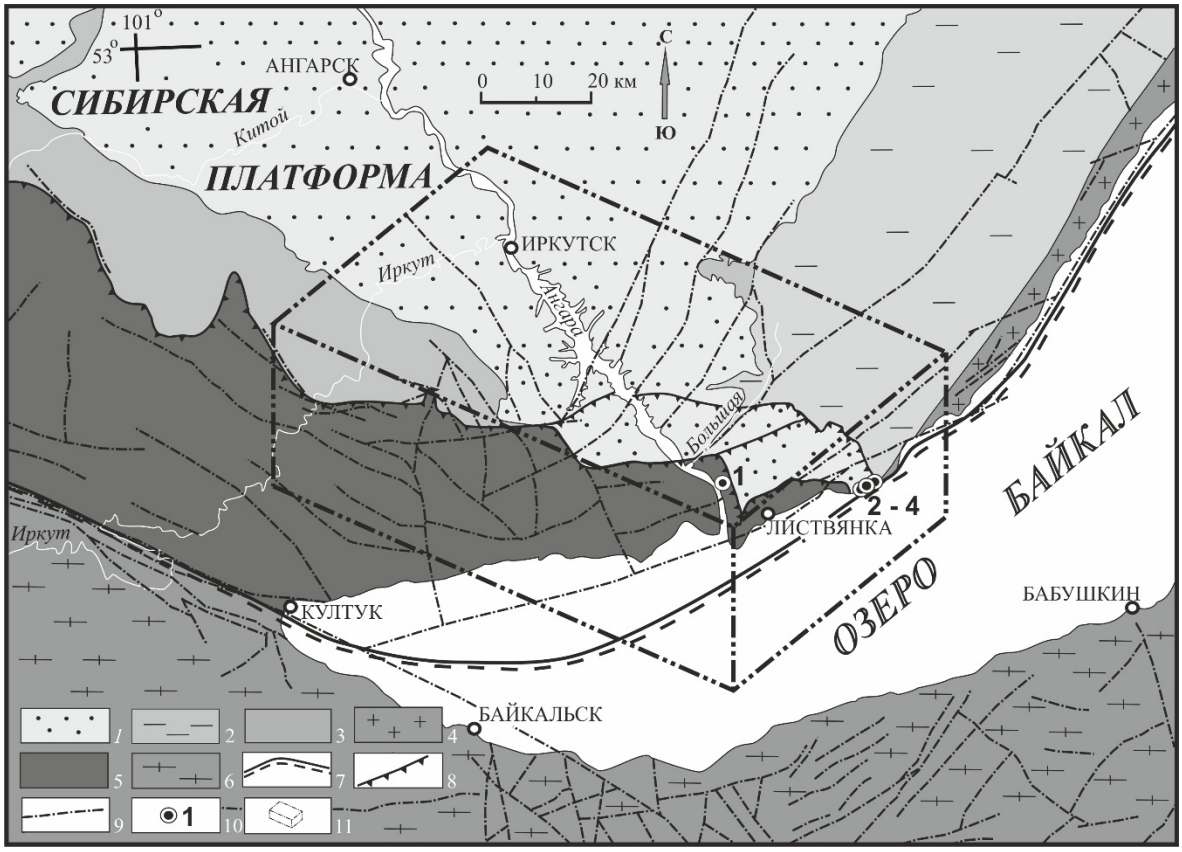
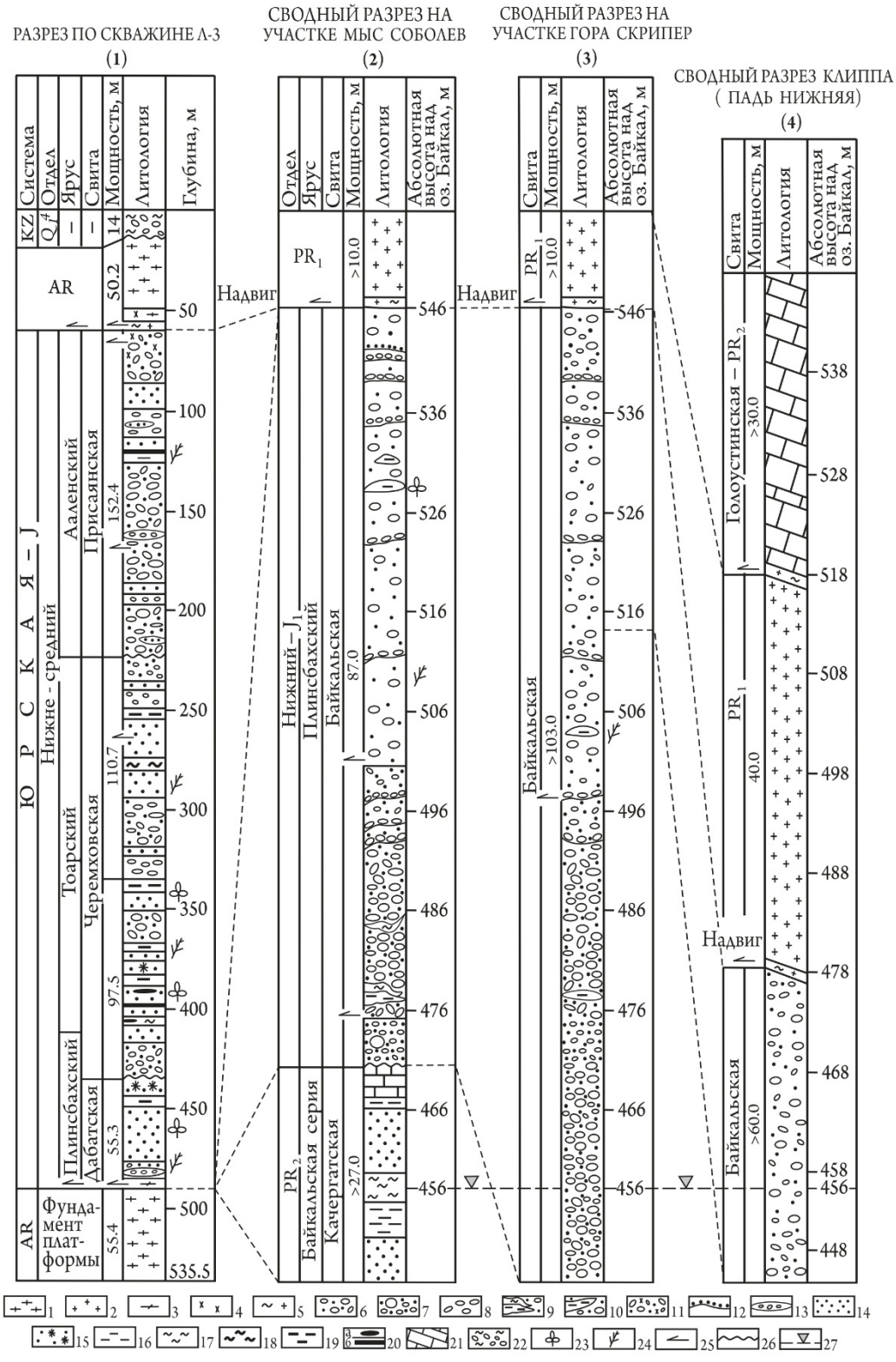

101°
53°
АНГАРСК
СИБИРСКАЯ
ПЛАТФОРМА
Китой
0 10 20 км
С
Ю
ИРКУТСК
Иркут
Ангара
Большая
1
2 - 4
ЛИСТВЯНКА
БАЙКАЛ
ОЗЕРО
БАБУШКИН
КУЛТУК
БАЙКАЛЬСК
1 2 3 4
5 6 7 8
9 1 10 11

Рис.2.



РАЗРЕЗ ПО СКВАЖИНЕ Л-3
(1)
СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ НА УЧАСТКЕ МЫС СОБОЛЕВ
(2)
СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ НА УЧАСТКЕ ГОРА СКРИПЕР
(3)
СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ КЛИППА (ПАДЬ НИЖНЯЯ)
(4)
Система
Отдел
Ярус
Свита
Мощность, м
Литология
Глубина, м
Абсолютная высота над оз. Байкал, м
Надвиг
AR
Ю Р С К А Я – J
Нижне - средний
Аалeнский
Присаянская
Тоарский
Черемховская
Плинсбахский
Дабатская
Фундамент платформы
Нижний – J1
Плинсбахский
Байкальская
Байкальская серия
Качергатская
Голоустинская – PR2
Байкальская

Рис.3.