

13. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полежаев А.В. Тектоника Онежской мушды // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 1. С. 35–39.
14. Лобзова Р.В., Галдобина Л.П. О шунгитообразовании (на примере Карелии) // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987. С. 51–57.
15. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб: Недра, 1993. 230 с.
16. Мельников Е.К., Петров Ю.В., Савицкий А.В. Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15–19.
17. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 271 с.
18. Мещеряков Ю.А. Избранные труды: Рельеф и современная геодинамика / Под ред. Герасимова И.П. М.: Наука, 1981. 277 с.
19. Сацук Ю.И., Мархинин В.В. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как показатели особенностей палеогеографии // Проблемы осадочной геологии докембрия. В. 4. Кн.2. М.: Наука, 1975. С. 180–184.
20. Соколов В.А., Калинин Ю.К. Теоретические и практические аспекты проблемы шунгитов // Вестн. АН СССР. 1976. № 5. С. 76–84.
21. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И. Эволюция литогенеза в протерозое Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. В. 4. Кн. 1. М.: Наука, 1975. С. 115–123.
22. Соколов В.А., Галдобина Л.П. Людикий — новое стратиграфическое подразделение протерозоя Карелии // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. №1. С. 187–190.
23. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Сацук Ю.И. Геология и литология шунгитивных пород Карелии // Проблема осадочной геологии докембрия. В. 10. М.: Наука, 1985. С. 57–63.
24. Соколов В.А. Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск, 1977. 207 с.
25. Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.10. Л., 1973. С. 49–65.
26. Топоркова Н.Г. Глубинное строение севера Восточно-Европейской платформы, как основа прогноза кимберлитового магматизма // Записки Санкт-Петербургского горного института имени Г.В. Плеханова. Т. 135. Л., 1992. С. 61–67.
27. Филипов М.М., Горлов В.И., Кузьмин С.А. Геолого-геофизические исследования нефтоидной природы шунгитов Карелии // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 71–87.
28. Черников А.А. Глубинный гипергенез, минерало- и рудообразование. М. 2001. 99 с.
29. Черников А.А., Хитров В.Г., Белоусов Г.Е. Роль углеродистого вещества в формировании крупных полигенных комплексных месторождений «онежского типа». // Тр.междун. симпозиума: Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000. С. 194–199.
30. Хаин В.Е., Кравченко С.М., Кочнева Н.Т. Диденко М.И. Локализация месторождений мантийного генезиса Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., 2002. С. 430–444.
31. Холодkevич С.В., Бекренев А.В., Данченко В.К., Доморошенков В.И., Коньков О.И., Поборчий Е.И., Терунов Е.И., Трапезникова И.Н. Выделение природных фуллеренов из шунгитов Карелии // Докл. РАН, 1993. Т. 330, № 3. С. 340–342.
32. Штеренберг Л.Е. К вопросу о природе Карельского шунгита // Докл. АН СССР. 1983. Т.148. №2. С. 688–690.
33. Шунгиты — новое углеродистое сырье / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск, 1984. 184 с.

ИГЕМ РАН
Рецензент — А.К. Корсаков

УДК 551.243

А.С. ГЛАДКОВ, О.В. ЛУНИНА, А.В. ЧЕРЕМНЫХ

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ЮРСКИХ И КЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучен тектонический контакт между юрскими и кембрийскими отложениями. Полученные данные подтверждают сделанные ранее выводы о значительной роли в строении осадочного чехла юга Сибирской платформы межслоевых и субвертикальных разрывных нарушений. Выполненный геолого-структурный анализ указывает на наличие на юге платформы как минимум двух этапов сжатия в постмезозойское время.

Одним из результатов полевого структурно-геологического изучения отложений осадочного чехла на юге Сибирской платформы явилась находка контакта между юрскими и кембрийскими породами вблизи устья р. Белой (рис. 1), который в естественных обнажениях данного участка ранее никем не фиксировался. Подобная ситуация объясняется тем, что основные геолого-съёмочные работы проводились здесь в конце 50—начале 60-х гг. XX в., т. е. до постройки Братской ГЭС. После заполнения Братского водохранилища уровень воды в приустьевой части р. Белой существенно повысился, что привело к подмыву и обрушению берегов и в конечном счете к выходу контакта на днев-

ную поверхность. Однако поводом для изучения послужил не факт обнаружения контакта, а особенности его строения, отличающиеся от закономерностей, установленных для данной территории. По существующим представлениям [13], юрские терригенные отложения со стратиграфическим (реже угловым) несогласием залегают на кембрийских карбонатных толщах. В основании юры, как правило, отмечается слой брекчий (мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров), который формировался по коре выветривания в карбонатах. Полученные нами данные позволяют по-новому взглянуть на постюрскую историю тектонических движений на юге Сибирской платформы.

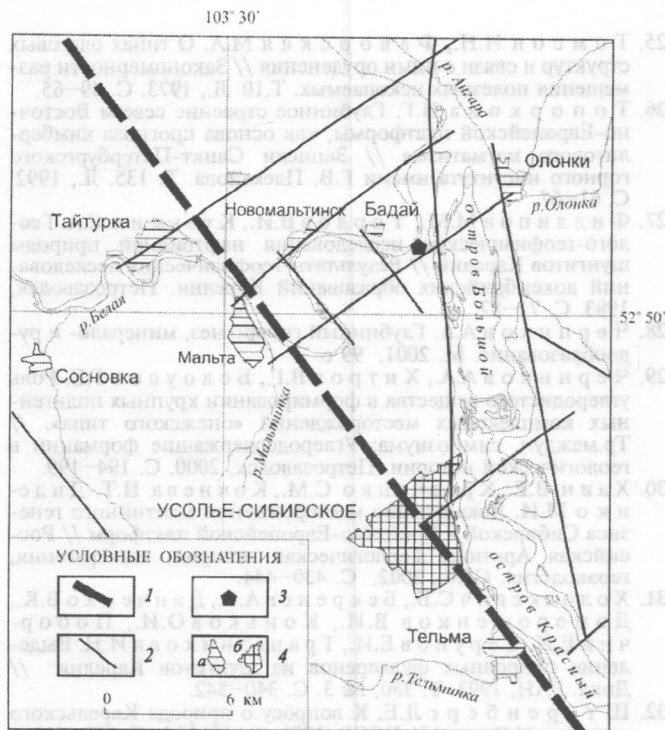


Рис. 1. Схема расположения участка работ: 1 — линии разрывных нарушений по литературным данным; 2 — осевая линия зоны Ангарского разлома; 3 — участок исследований; 4 — населенные пункты: поселки (а), города (б)

Строение зоны контакта

Коренные выходы расположены в точке с координатами $52^{\circ}52,323'$ с.ш. и $103^{\circ}38,424'$ в.д. на излучине р. Белая, в крутом обрыве правого берега (рис. 1). Здесь обследован участок длиной более 180 м и экспозицией 315° (рис. 2). Кембрийские породы слагают северо-восточное и юго-западное окончания выходов, а юрские отложения — центральный участок протяженностью около 100 м. Отчетливо видно, что в этом месте кровля карбонатных толщ кембрия образует понижение глубиной более 10 м, в пределах которого и обнажается юра.

Верхняя часть юрских отложений представлена плотными желтовато-коричневато-серыми мелко-среднезернистыми плитчатыми песчаниками видимой мощностью до 2 м. В них отмечаются слои насыщенные растительными остатками. Слои подстилаются желтовато-серыми конгломератами с линзами песчаника, аналогичного верхнему слою. Мощность конгломератов колеблется от 1,5 до 2,5 м. Ниже залегает пласт угля мощностью 1—2 м. Все указанные образования смяты в пологие складки с размахом крыльев до 50 м, шарниры которых наклонены на юго-восток ($120-140^{\circ}$) под углами $5-10$ (рис. 2). Крылья складок характеризуются падениями на юго-запад и северо-восток.

Основанием для юрских пород служит слой брекчий мощностью от 1,5 до 3,0 м. Визуально он разделяется на два горизонта (рис. 3, А): верхний — темный (коричневато-серый) и нижний — светлый (светло-серый, белесо-серый). Мощность первого из них колеблется в пределах 1,5 м, второго дости-

гает 1,8 м (видимая). Обломочный материал брекчий представлен щебнем и дресвой доломитов, кремнистых пород, реже песчаников. Встречаются гальки разнообразного состава, аналогичные галькам в вышележащих конгломератах. Заполнитель — песчано-глинистая масса. Более темная окраска верхнего слоя обусловлена тем, что он представляет собой лимонитизированные продукты разрушения юрских пород и углей, в то время как нижний сложен преимущественно глинистыми минералами, сформированными по карбонатам. Граница между темным и светлым слоями брекчий подчеркивается обломочным прослоем (мощностью до 15 см), глинистый цемент которого обогащен угольной крошкой (рис. 3, А). В пределах этого прослоя повсеместно наблюдаются следы пластического движения материала, сопровождающегося разворотом обломков и галек и «обтеканием» их глинисто-угольной массой. Кроме того, необходимо отметить относительную упорядоченность обломков в верхнем слое брекчий (около 60 % ориентировано удлиненной стороной параллельно границе слоя), в то время как в нижнем их распределение более хаотично.

Особенности взаимоотношений брекчий с нижележащей толщей кембрийских доломитов можно наблюдать на северо-восточном окончании обнажения (рис. 2). Контакт между ними проходит по зоне мощностью в несколько десятков сантиметров (аз. пад. 160° , $\angle 45^{\circ}$), выполненной глиной трения, в которой встречаются обломки как доломитов, так и песчаников. Видно, что граница между слоями в брекчиевой толще является ответвлением от зоны, развитой по контакту (рис. 2). В приконтактной части (2—3 м) доломиты разрушены и представлены крупными (до 1,5 м в поперечнике) блоками, пространство между которыми выполнено обломочной и глинистой массой (рис. 3, Б). Ниже по разрезу наблюдаются слабо-нарушенные светло-серые мелко-тонкозернистые плитчатые доломиты, которые характеризуются субгоризонтальным залеганием. В них отмечены многочисленные кремнистые прослои мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и зоны повышенной трещиноватости пород, параллельные плитчатости.

На юго-западном окончании разреза зона скрыта осыпью, однако положение зоны довольно отчетливо прослеживается по выходам юрских и кембрийских пород (рис. 2). Таким образом, можно предположить, что в центральной части разреза практически отсутствует слой нарушенных карбонатных пород: непосредственно ниже зоны контакта обнажаются плитчатые рассланцованные доломиты, смятые в асимметричные складки (рис. 3, В), шарниры которых склоняются на запад—юго-запад (250° , $\angle 2-5^{\circ}$). Северо-восточные крылья складок пологие, юго-западные более крутые. Кроме того, отмечаются мелкие пологие складки с шарнирами, склоняющимися на $130-150^{\circ}$, $\angle 5^{\circ}$. Зафиксированная зона повышенной трещиноватости в доломитах прослеживается и далее на юго-запад (рис. 2) уже без складчатых дислокаций. Здесь в ее пределах (рис. 3, Г) наблюдаются веретенообразные закатыши разбуринированных кремнистых пород (часто со следами вращения), длинные оси

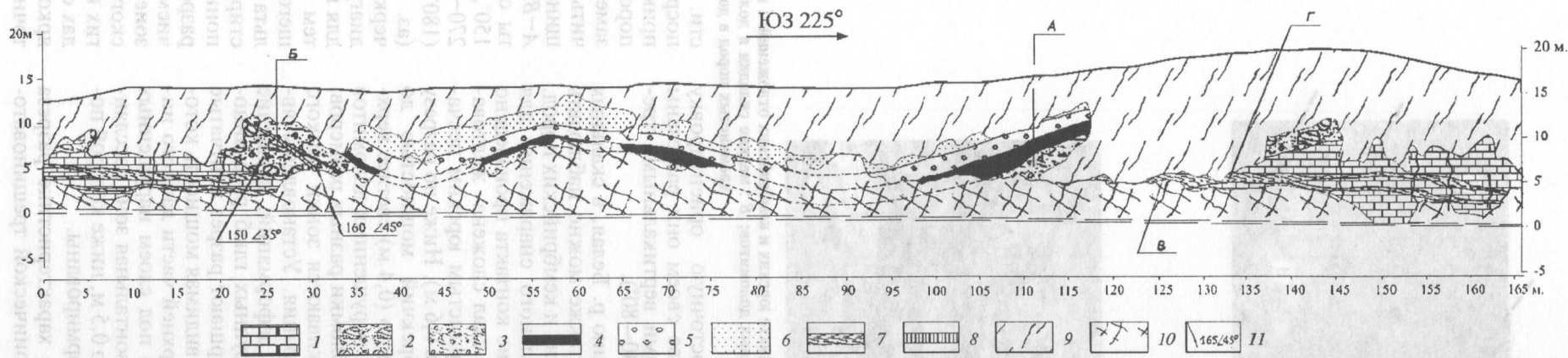
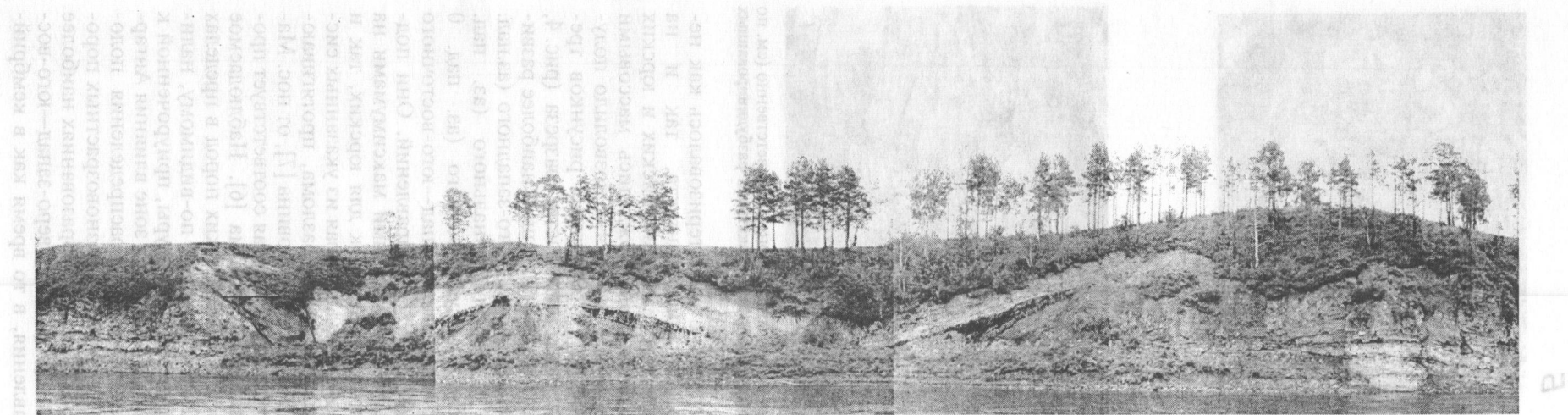


Рис. 2. Разрез на правом берегу р. Белая, в 3 км выше устья: 1 — доломиты кембрия; 2 — участки нарушенных (крупнообломочных) доломитов; 3 — брекчии; 4—6 — породы юры; 4 — уголь, 5 — конгломераты, 6 — песчаник; 7 — субгоризонтальные зоны повышенной трещиноватости; 8 — зона перетирания пород (глинка); 9 — осыпь; 10 — почвенно-растительный слой; 11 — элементы залегания зоны перетирания и трещин в нарушенных доломитах, А, Б, В, Г, — см. рис. 3

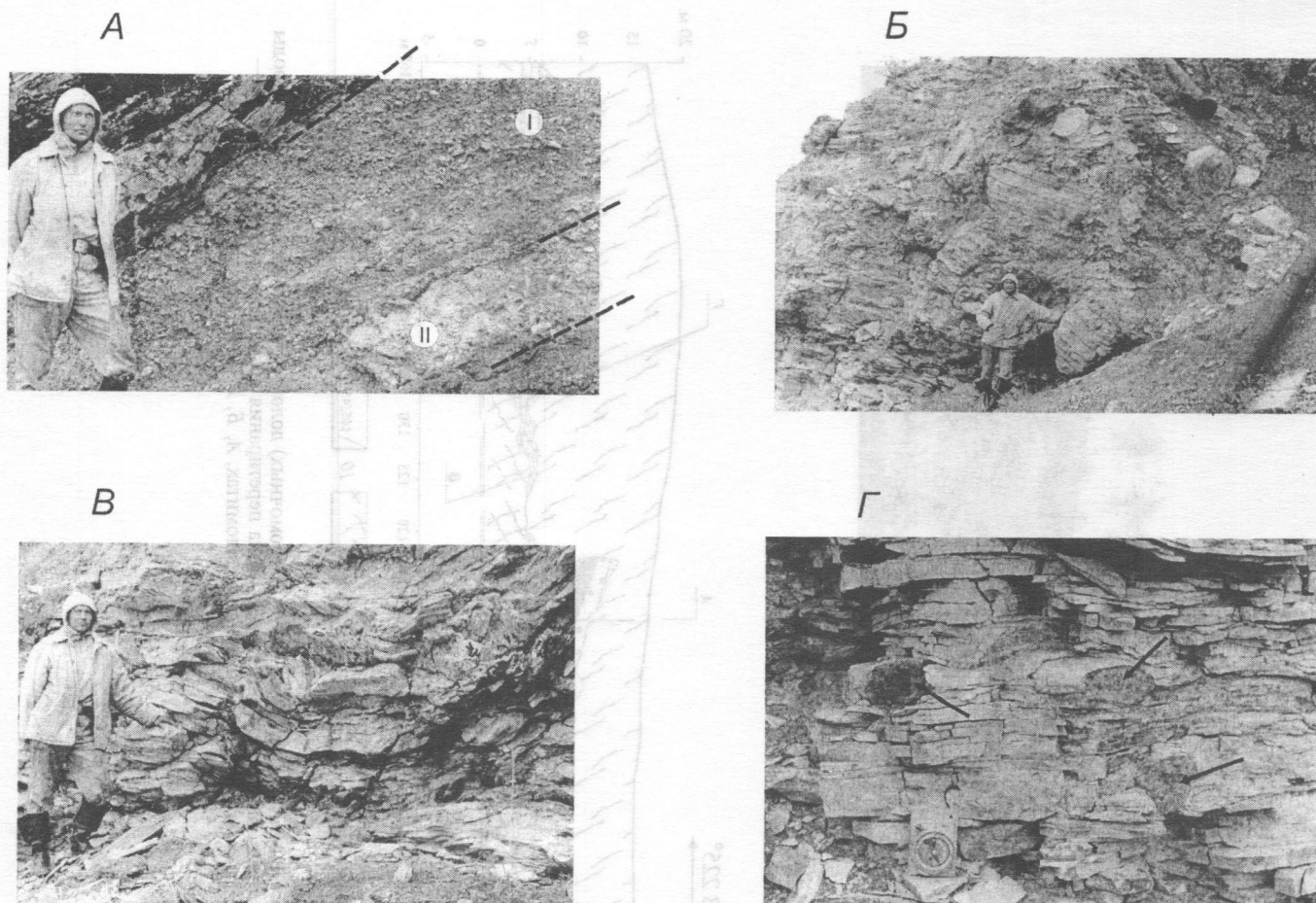


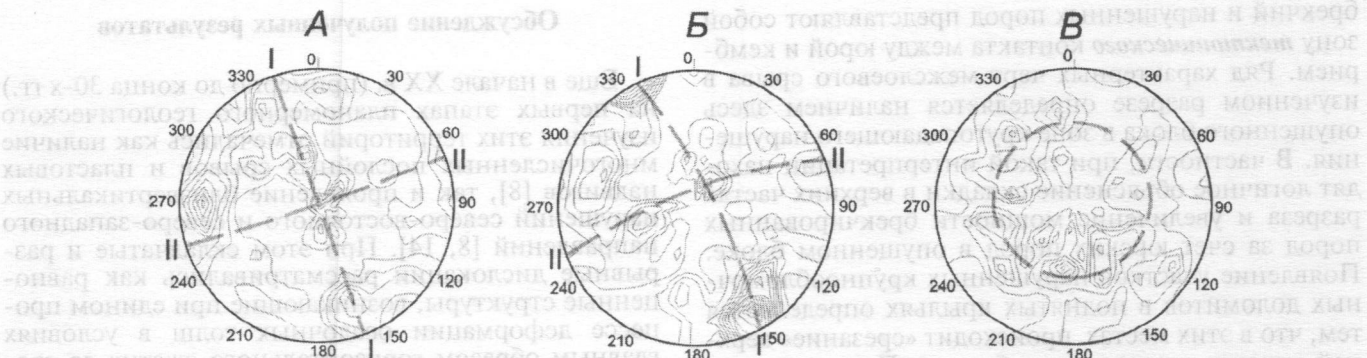
Рис. 3. А: слой брекчий на контакте юрских и кембрийских отложений: I и II — темный и светлый горизонты соответственно (см. по тексту статьи); Б: слой нарушенных доломитов; В: мелкие складки в доломитах; Г: веретенообразные закатыши разбудинированных кремнистых пород в доломитах

которых имеют юго-восточную ориентировку ($120-150^\circ$). В большинстве своем они разрезаны (как бритвой) поперечными вертикальными трещинами (простираем $40-80^\circ$).

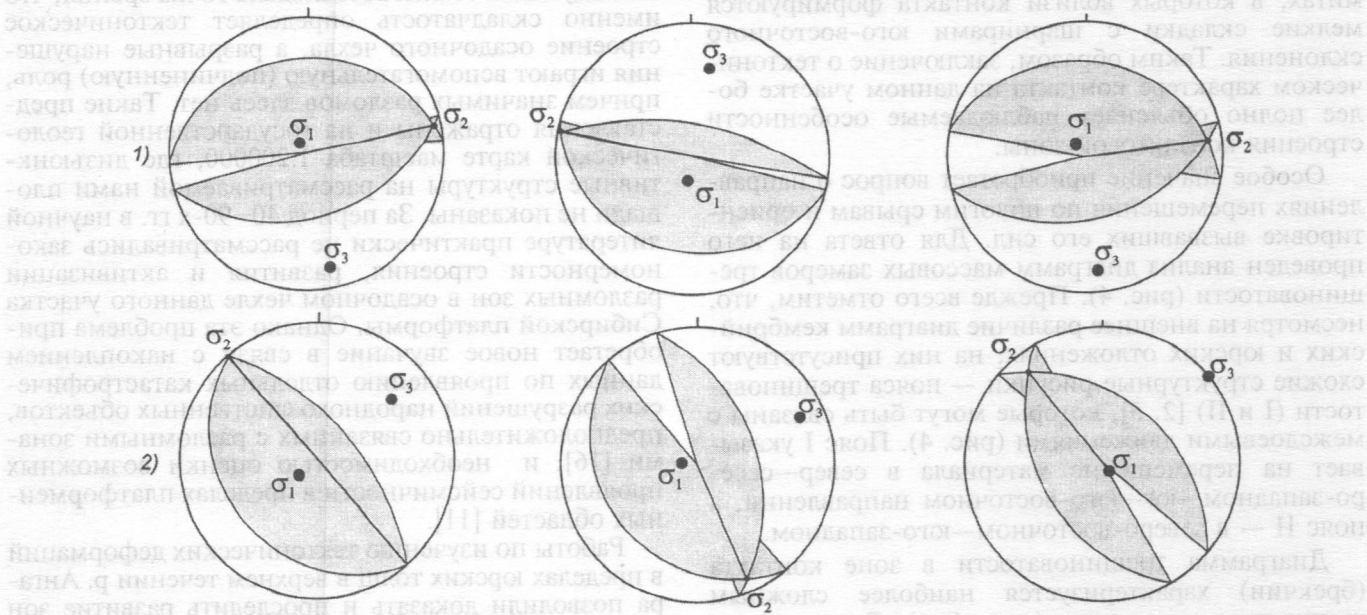
В 300 м ниже по течению р. Белая, в скальных обрывах правого берега, также можно наблюдать фрагменты контакта юрских и кембрийских пород. Из-за отсутствия специального снаряжения для подъема на скалы описание контакта произведено визуально. Верхняя часть скал сложена желтовато-серым мелко-среднезернистым юрским песчаником (видимая мощность 0,6 м). Ниже по разрезу наблюдается горизонт брекчий мощностью до 0,8 м, нижняя часть которого (0,4 м) светлее верхней. Далее — слой (зона) нарушенных доломитов (до 1,4 м), разбитых на обломки разных размеров, между которыми прослеживаются зонки тонкого расщепления и перетирания. Установлены явные следы пластических деформаций: вращение обломков и обтекание крупных глыб расщепленным материалом. Завершают разрез плитчатые трещиноватые доломиты, видимая мощность которых достигает 1,7 м. В верхней части данного интервала (непосредственно под слоем нарушенных пород) видна почти горизонтальная зона расщепления мощностью около 0,5 м, ниже которой породы практически недеформированы.

Особое внимание при характеристике разреза уделялось изучению тектонической трещиновато-

сти. Ее распределение характеризовалось как непосредственно в зоне контакта, так и на приконтактных участках кембрийских и юрских пород. Наблюдения сопровождалось массовыми замерами трещинных сетей, что позволило получить характеристику структурных рисунков трещиноватости в различных частях разреза (рис. 4, А-В). Из субвертикальных трещин наиболее развиты системы северо-восток—юго-западного (аз. пад. 150° , $\angle 80-85^\circ$), субмеридионального (аз. пад. $270-290^\circ$, $\angle 75-85^\circ$), субширотного (аз. пад. 0° (180°), $\angle 70-75^\circ$) и северо-запад—юго-восточного (аз. пад. $65-70^\circ$ $\angle 80-88^\circ$) направлений. Они подчеркиваются соответствующими максимумами на диаграммах, построенных как для юрских, так и для кембрийских пород. Первая из указанных систем отвечает направлению разлома, протягивающегося, по данным М.К. Коровина [7], от пос. Мальта до пос. Олонки. Четвертая соответствует простиранию Ангарского разлома [6]. Наблюдаемое понижение кровли кембрийских пород в пределах разреза (рис. 2) обусловлено, по-видимому, наличием грабенообразной структуры, приуроченной к зоне локального нарушения в зоне влияния Ангарского разлома. Особенности распределения пологих и наклонных трещин в разновозрастных породах отличаются. В юрских образованиях наиболее ярко проявлены разрывы северо-запад—юго-восточного направления, в то время как в кембрий-



СОПРЯЖЕННЫЕ СИСТЕМЫ ТРЕЩИН



| | | |
|---|---|--|
| <p>1) 175° 220° - 345° 440° 2) 50° 220° - 230° 260°</p> | <p>1) 15° 220° - 190° 265° 2) 50° 220° - 253° 243°</p> | <p>1) 190° 220° - 345° 440° 2) 60° 440° - 220° 440°</p> |
| <p>σ_1 σ_2 σ_3</p> <p>1) 154° 80° 255° 23° 348° 110° 2) 50° 70° 140° 0° 230° 220°</p> | <p>σ_1 σ_2 σ_3</p> <p>1) 7° 67° 101° 22° 191° 223° 2) 93° 77° 337° 6° 245° 112°</p> | <p>σ_1 σ_2 σ_3</p> <p>1) 142° 78° 262° 6° 354° 110° 2) 320° 82° 140° 0° 50° 0°</p> |

Рис. 4. Диаграммы трещиноватости и результаты восстановления положения осей главных нормальных напряжений для разных участков изученного разреза: А — в доломитах кембрия; Б — в породах юры; В — в зоне контакта. Все диаграммы по 100 замеров, проекция на верхнюю полусферу, изолинии проведены начиная значения 0,5 с шагом 0,5%; оси главных нормальных напряжений: растяжения (σ_1), промежуточных (σ_2) и сжатия (σ_3)

ских доломитах преимущественно развиты трещины восток—северо-восточного—запад—юго-западного простирания.

Анализ и интерпретация полученных данных

Выполненные наблюдения наглядно показывают ряд особенностей строения контакта между кембрийскими и юрскими отложениями, которые не укладываются в существующие представления. Согласно последним, верхняя часть кембрийских отложений представляет собой погребенный брекчиевидный элювий. На нем с перерывом залегают песчаники юрского возраста. В пределах участков понижений кембрийского основания сохраняются более ранние юрские отложения: песчано-конгло-

мератовые и угольные толщи, которые на возвышенных местах уничтожены последующей денудацией.

С точки зрения данной схемы трудно объяснить наличие в составе брекчий обломков песчаников, угольной крошки и галек конгломератов. Показательно наличие многочисленных структурных элементов, свидетельствующих о значительной роли тектоники в формировании строения контактовой зоны: складки, зоны расланцевания с глиной трения, закатыши и следы вращения обломков в брекчиях. Это позволяет предположить наличие пологой зоны срыва, приуроченной (на данном участке) к контакту разновозрастных отложений, по которой проскальзывали (надвигались) вышележащие юрские породы под воздействием горизонтального сжатия. В этом случае горизонты

брекчий и нарушенных пород представляют собой зону *тектонического* контакта между юрой и кембрием. Ряд характерных черт межслоевого срыва в изученном разрезе определяется наличием здесь опущенного блока в зоне крутопадающего нарушения. В частности, при такой интерпретации находят логичное объяснение складки в верхних частях разреза и увеличение мощности брекчированных пород за счет юрских пород в опущенном блоке. Появление участков нарушенных крупнообломочных доломитов в поднятых крыльях определяется тем, что в этих местах происходит «срезание» верхней крошки приподнятых блоков. При этом частично используются зоны расланцевания в доломитах, в которых вблизи контакта формируются мелкие складки с шарнирами юго-восточного склонения. Таким образом, заключение о тектоническом характере контакта на данном участке более полно объясняет наблюдаемые особенности строения контактовой зоны.

Особое значение приобретает вопрос о направлениях перемещения по пологим срывам и ориентировке вызвавших его сил. Для ответа на него проведен анализ диаграмм массовых замеров трещиноватости (рис. 4). Прежде всего отметим, что, несмотря на внешнее различие диаграмм кембрийских и юрских отложений, на них присутствуют схожие структурные рисунки — пояса трещиноватости (I и II) [2, 5], которые могут быть связаны с межслоевыми движениями (рис. 4). Пояс I указывает на перемещение материала в север—северо-западном—юг—юго-восточном направлении, а пояс II — в северо-восточном—юго-западном.

Диаграмма трещиноватости в зоне контакта (брекчии) характеризуется наиболее сложным структурным рисунком (рис. 4, в). Большинство максимумов отвечают системам с углами падения около 50—70° и образуют малый круг внутри диаграммы. Подобный парагенез («конус вращения», по [10]), отвечает обстановке вращения материала вокруг субвертикальной оси и свойственен зонам разрывных нарушений. Этот рисунок сочетается с двумя поясами трещиноватости, проходящими через центр диаграммы. Таким образом, для диаграмм как в зоне контакта, так и приконтактных участках в юрских и кембрийских толщах типичны схожие структурные парагенезы (пояса трещиноватости), свидетельствующие о двух этапах тектонических движений по зоне пологого срыва: в север—северо-западном—юг—юго-восточном и в северо-восточном—юго-западном направлениях. Такой вывод подтверждается наличием сопряженных (по критерию [9]) пар пологих систем трещин в юрских и кембрийских породах, решения (по методу [1]) по которым отвечают субгоризонтальному сжатию в север—северо-западном—юг—юго-восточном направлении, в первом случае, и северо-восточном—юго-западном, во втором. Кроме того, непосредственно на участке контакта разрывные деформации носят более сложный характер, отражающий изменение направления сжимающих усилий в процессе перемещения вещества в зоне срыва.

Еще в начале XX в. (примерно до конца 30-х гг.) на первых этапах планомерного геологического изучения этих территорий отмечались как наличие многочисленных послонных срывов и пластовых надвигов [8], так и проявление близвертикальных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений [8, 14]. При этом складчатые и разрывные дислокации рассматривались как равноценные структуры, возникающие при едином процессе деформации осадочных толщ в условиях главным образом горизонтального сжатия со стороны Саяно-Байкальского складчатого пояса. На последующих этапах возобладали точка зрения, что именно складчатость определяет тектоническое строение осадочного чехла, а разрывные нарушения играют вспомогательную (подчиненную) роль, причем значимых разломов здесь нет. Такие представления отражены и на государственной геологической карте масштаба 1:200000, где дизъюнктивные структуры на рассматриваемой нами площади не показаны. За период 40—90-х гг. в научной литературе практически не рассматривались закономерности строения, развития и активизации разломных зон в осадочном чехле данного участка Сибирской платформы. Однако эта проблема приобретает новое звучание в связи с накоплением данных по проявлению отдельных катастрофических разрушений народнохозяйственных объектов, предположительно связанных с разломными зонами [16], и необходимостью оценки возможных проявлений сейсмичности в пределах платформенных областей [11].

Работы по изучению тектонических деформаций в пределах юрских толщ в верхнем течении р. Ангара позволили доказать и проследить развитие зон пологих срывов до широты г. Иркутска [3]. Результаты, изложенные авторами, позволяют констатировать, что процесс образования срывов не ограничен приграничной областью Сибирской платформы и Саяно-Байкальского складчатого пояса. В некоторых местах поверхностью срыва служит контакт между юрскими и кембрийскими толщами. Вывод о наличии как минимум двух направлений движений полностью согласуется с результатами наших исследований с применением комплекса специализированных методов послонных срывов в юрских породах на территории г. Иркутска [2].

Другая особенность разломной тектоники южных площадей Сибирской платформы — взаимодействие пологих разрывов с крутопадающими зонами разломов. В частности, для изученного участка отчетливо устанавливается влияние вертикальных смещений по разрывным нарушениям Ангарского направления на интенсивность и характер проявления деформаций в послонных срывах. Необходимо отметить, что кинематика крутопадающих разрывов (сбросы и грабенообразные структуры) указывает на наличие этапа растяжения северо-восточного—юго-западного направления, предвещающего сжатие север—северо-западной—юг—юго-восточной ориентировки.

Наблюдаемые особенности проявления дизъюнктивных и пликтивных структур в изученных выходах позволяют предположить следующую по-

следовательность проявления деформаций: 1) северо-восток—юго-западное сжатие, 2) северо-восток—юго-западное растяжение, 3) север—северо-западное—юг—юго-восточное сжатие. Тот факт, что в деформирование вовлечены породы юры, дает основание считать нижней временной границей выделяемых этапов поздний мезозой. В то же время ряд известных фактов (ориентировки главных нормальных осей тектонических напряжений, фиксируемые по сейсмическим [15] и геолого-структурными данным [4], а также находка постмиоценовых надвигов в Тункинских гольцах [12]) показывает, что сжатие как в северо-восточном, так и в север—северо-западном направлениях может иметь и кайнозойский возраст.

Выводы

1. Контакт между изученными отложениями в приустьевой части р. Белой, тектонический и представляющий собой зону пологого срыва, характеризующуюся определенным набором деформационных структур (складки, расщепление, дробление, милонитизация, будинаж и т. д.), которые отражают разрушение и пластическое течение вещества.
2. Анализ ориентировки линейно-ориентированных структурных элементов (осей складок, бу-

дин, поясов трещиноватости) позволяет говорить о двух последовательных этапах движений вдоль поверхности срыва: первый — в направлении север—северо-запад—юг—юго-восток, второй — северо-восток—юго-запад.

Выявленные факты свидетельствуют о едином стиле деформаций осадочного чехла на юге Сибирской платформы, прослеживающихся от ее границ (Ангарский надвиг) на расстояние до 100 км и сопровождающихся широким развитием пологих и крутопадающих разломных зон со сложной блоковой структурой. Полученные результаты, учитывая значительную заселенность территории и высокую степень ее народнохозяйственного освоения, требуют проведения широкого комплекса работ по картированию и специальному изучению разломной тектоники осадочных комплексов на предмет выявления условий и степени активности (для оценки сейсмической опасности и устойчивости сооружений), а также оценки разломов с точки зрения локализации полезных ископаемых. В качестве первоочередного объекта такого изучения можно наметить зону Ангарского разлома, с которым связывается проявление ряда сильных сейсмических событий в пределах Байкальской рифтовой зоны.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 01-05-64485, 01-05-97226, 03-05-06000-мас.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Гладков А.С., Семинский К.Ж. Нетрадиционный анализ поясов трещиноватости при картировании субгоризонтальных разломных структур (на примере окрестностей Иркутска) // Геология и геофизика. 1999. №2. С. 213—220.
3. 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.
4. Гладков А.С., Лунина О.В., Дзюба И.А. Трещины в крупнообломочных рыхлых отложениях: новые возможности для структурного анализа // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Тр. всерос. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. С. 283—286.
5. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 241 с.
6. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Ред. П.М. Хренов. Иркутск, 1988.
7. Коровин М.К. Усолское месторождение каменной соли в Иркутской губернии // Изв. Сиб. технологич. ин-ста. 1927. Т. 48. В. 3. С. 125—147.
8. Маслов В.П. Иркутский соленосный бассейн // Разведка недр. 1935. № 13. С. 14—20.
9. Николеев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. №12. С. 103—116.
10. Растетев Л.М. Выявление парагенетических свойств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 171—181.
11. Родкин М.В. Сейсмичность слабосейсмичных территорий — пределы неопределенности (на примере Восточно-Европейской платформы) // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат. XXXIV Тр. сов. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 151—154.
12. Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т.205. №4. С. 920—923.
13. Рыбаков В.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ангары и ее притоков Иркут, Киргизия, Ушаковки и Куды // Отчет Иркутской партии по геологическому доизучению (масштаба 1 : 200 000), произведенному в 1991—1999 гг. (в 3-х томах). Листы N-48-XXXII (Ангарск), N-48-XXXIII (Иркутск). Иркутск, 2000.
14. Ретяев М.М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна // Тр. ЦНИГРИ. 1934. В. 2. 73 с.
15. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
16. Яницкий И.Н. Концепция Н.С.Шатского «О современных разломах на платформах» в свете гелиометрических и прогностических исследований // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат. текст. сов. М.: ГЕОС, 2000. 648 с.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
Рецензенты — В.М. Цейслер, Н.Ю. Васильев