

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭТАПОВ ГОРООБРАЗОВАНИЯ ОБРАМЛЕНИЯ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ЛИТОСТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ, МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

И.С. Новиков

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Джунгарская впадина содержит практически непрерывный разрез терригенных осадочных пород, сформировавшихся с позднего карбона по квартал. Сумма максимальных толщин стратиграфических подразделений чехла впадины составляет около 23 км, а фундамент в наиболее погруженной части впадины залегает на глубине около 18 км. В ходе новейшей активизации подверглись поднятию и эрозии не только территории складчатого обрамления, но и краевые части впадины. Это привело к обнажению всех структурных этажей чехла впадины. Полнота разреза и дробность его стратиграфического расчленения позволяют не только точно определить геологический возраст периодов интенсивного роста и эрозии горного обрамления, но и дать путем интерполяции датировок стратиграфических рубежей геохронологическую оценку эпох горообразования. Первым был пермский орогенез, включающий две фазы 255—265 и 275—290 млн лет назад. Джунгарская, Зайсанская и Хами-Турфанская впадины образовывали в это время единый бассейн седиментации. Вторым по возрасту считается триасовый орогенез 210—230 млн л.н. В ходе него произошло окончательное разобщение Джунгарской и Хами-Турфанской впадин. Третьим по возрасту был юрский орогенез, состоящий из двух фаз 135—145 и 160—200 млн л. н. Седиментация в юрское время происходила в сходных границах, но несколько сократилась по площади. Четвертой орогенной эпохой была меловая, также включающая две фазы 65—85 и 125—135 млн л. н. Горные сооружения этого возраста формировались главным образом на границах южной части впадины и по линии Карамайли—Саур. В ходе мелового орогенеза произошло разобщение Джунгарской и Зайсанской впадин. Ранний и средний палеоген был временем относительного тектонического покоя. В олигоцене начинается пятая по возрасту орогенная эпоха. Новейшая активизация включает в себя две основные фазы: олигоценовую 23—33 млн л.н. и неоген-четвертичную с 1.2—7.6 млн л.н. по настоящее время.

Хронология орогенных событий, палеогеография, Джунгарская впадина, Северо-Западный Китай, Синьцзян.

RECONSTRUCTING THE STAGES OF OROGENY AROUND THE JUNGGAR BASIN FROM THE LITHOSTRATIGRAPHY OF LATE PALEOZOIC, MESOZOIC, AND CENOZOIC SEDIMENTS

I.S. Novikov

The Junggar basin contains an almost continuous section of Late Carboniferous–Quaternary terrigenous sedimentary rocks. The maximum thicknesses of the stratigraphic units constituting the basin cover make up a total of 23 km, and the basement under the deepest part of the basin is localized at a depth of 18 km. Both the folded framing and the basin edges have undergone uplifting and erosion during recent activity. These processes have exposed all the structural stages of the basin cover. Considering the completeness and detailed stratigraphic division of the section, we can determine the exact geologic age of intense mountain growth and erosion periods as well as estimate the age of orogeny periods by interpolating the stratigraphic ages. During the Permian orogeny, which included two stages (255–265 and 275–290 Ma), the Junggar, Zaisan, and Turpan–Hami basins made up a whole. During the Triassic orogeny (210–230 Ma), the Junggar and Turpan–Hami basins became completely isolated from each other. During the Jurassic orogeny (135–145 and 160–200 Ma), the sedimentation took place within similar boundaries but over a smaller area. During the Cretaceous orogeny (65–85 and 125–135 Ma), the mountain structures formed mainly at the southern boundaries of the basin and along the Karamaili–Saur line. The Junggar and Zaisan basins were separated at that time. The Early and Middle Paleogene were characterized by relative tectonic quiescence. The fifth orogenic stage began in the Oligocene. The recent activity consists of two main stages: Oligocene (23–33 Ma) and Neogene–Quaternary (1.2–7.6 Ma to the present).

Orogenic chronology, paleogeography, Junggar basin, Northwest China, Xinjiang

ВВЕДЕНИЕ

Вынесенные при образовании горного рельефа и переотложенные в предгорных впадинах осадки (коррелятные отложения) являются одновозрастными с горным рельефом. Палеогеографическая интерпретация литостратиграфии коррелятных отложений остается до настоящего времени наиболее надежным методом восстановления орогенеза регионов, граничащих с крупными впадинами. Применительно к западной части Алтае-Саянской горной области его использование сталкивается с существенным ограничением, связанным с наличием крупных перерывов в осадконакоплении в ее предгорных и межгорных впадинах. Имеющиеся стратиграфические данные по Зайсанской, Бийско-Барнаульской, Кузнецкой и Чуйской впадинам позволяют восстановить историю орогенных событий континентального этапа развития западной части Алтае-Саянской горной области только в самых общих чертах [Новиков, 2002]. Джунгарская впадина примыкает к Алтае-Саянской горной области с юго-запада. Она окружена мобильными зонами Монгольского Алтая, Восточного (Китайского) Тянь-Шаня, Саура-Тарбагатай и Майлитау-Джайра. История осадконакопления в ее пределах представляет собой полную геологическую летопись горообразования в этих зонах, поскольку они на всем протяжении ее развития являлись источниками сноса обломочного материала. Осадочная толща центральной части Джунгарской впадины не содержит крупных несогласий и стратиграфических перерывов, проявляющихся преимущественно по периферии.

Сведения об осадочном выполнении Джунгарской впадины остаются малодоступными и малоиспользуемыми в палеогеографических реконструкциях в силу слабой освещенности в литературе, связанной со специфической этнополитической ситуацией в регионе, существовавшей на протяжении XX в. Они рассеяны в геологической литературе, и для выделения на их основе временных рубежей орогенных эпох мы свели их в целостную картину. Характер имеющегося в нашем распоряжении материала не позволяет провести детальные пространственные палеогеографические реконструкции на основе бассейнового анализа.

Осадочный чехол центральной части Джунгарской впадины формировался без существенных перерывов с позднего карбона по квартал. Чередование грубо- и мелкообломочных толщ соответствует смене эпох интенсивной эрозии растущих горных сооружений периодами слабого плоскостного смыва с эрозионных равнин, формирующихся на месте горных сооружений во время тектонического покоя. Полнота разреза позволяет не только определить геологический возраст эпох горообразования, но и дать геохронологическую оценку их фаз, опираясь на геохронологические данные о рубежах систем и отделов Международной стратиграфической шкалы [Gradstein et al., 2004]. Такая оценка будет полезна для сравнения с изотопными датировками интрузивных комплексов мобильных зон, обрамляющих Джунгарскую впадину, и выявления закономерностей соотношения орогенных эпох и периодов магматической активизации.

Учитывая однообразие обстановок осадконакопления во впадине, можно принять скорость осадконакопления в пределах геохронологически охарактеризованных толщ равномерной и определить возрастные рубежи грубообломочных интервалов путем равномерной интерполяции. В упрощенной форме подобный анализ на основе опубликованных работ был сделан нами ранее для северного, западного и восточного обрамления Алтая [Новиков, 2002], однако в то время не удалось найти современных сведений по строению чехла Джунгарской впадины. С тех пор ситуация в лучшую сторону не изменилась. Достаточно сказать, что на русском языке за последние 50 лет на эту тему не опубликовано ни строчки. В англоязычной литературе дело обстоит немногим лучше. В ходе геоморфологических работ в регионе в 2007—2009 гг. нам удалось посетить все основные районы выходов на поверхность пород, выполняющих Джунгарскую впадину, составить впечатление о характере их обнаженности, дислоцированности и выраженности в геоморфологической структуре. На основании опорных маршрутов были выявлены устойчивые дешифровочные признаки позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Отличная обнаженность предгорных частей Джунгарской впадины позволила проследить площадное распространение основных стратиграфических подразделений на значительных территориях на основе дешифрирования космических снимков высокого разрешения. Также удалось свести воедино разрозненные и противоречащие друг другу сведения по геологическому строению впадины, опубликованные в англоязычной литературе, проверить их по опубликованным в открытой печати китайским источникам и представить в виде схематичного, но включающего самые последние данные обзора. Главной целью публикации является введение в научный обиход отечественной геологии систематизированных современных данных о геологическом строении осадочного бассейна, обрамляющего с юга горные сооружения Алтая и Саура-Тарбагатай, и их палеогеографическая и геохронологическая интерпретация. Полагаем, что приведенные данные окажутся интересными для специалистов в области региональной геологии и тектоники смежных территорий Монголии, России и Казахстана.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Джунгарская впадина расположена в северной части Синьцзян-Уйгурского автономного района КНР. Эта равнинная территория имеет естественные орографические границы с юга и северо-востока в виде высоких хребтов Китайского Тянь-Шаня и Монгольского Алтая, соответственно, субширотного и северо-западного простираний. Каждое из этих высоких горных сооружений содержит по два узких горных прохода, доступных для автотранспорта. На востоке они не смыкаются, и из Джунгарской впадины существует проход в пустыню Гоби шириной до 180—200 км. С северо-запада впадина ограничена возвышенностями Джунгарского Алатау, Майлитауи-Джаира, Саура и Семистая. Они отделены друг от друга и Алтая тремя долинами шириной от 10 до 70 км, через которые проходят основные транспортные артерии, соединяющие Северный Синьцзян и Казахстан. По водоразделу Монгольского Алтая проходит граница КНР с Монголией и Россией, а через горные сооружения на северо-западе впадины — граница с Казахстаном (рис. 1). Большая часть Джунгарии представляет собой бессточную впадину, лишь северо-восточная ее четверть относится к бассейну р. Иртыш.

Джунгарская впадина была известна географам с древнейших времен, поскольку вдоль ее южной границы проходил Великий шелковый путь, но ее интенсивное географическое изучение началось в начале 1870-х годов, а геологическое — только в конце 1930-х. Причем в обоих случаях исследования проводились преимущественно российскими и советскими специалистами. Это связано с бурной политической историей региона в XIX и первой половине XX в. Территории Джунгарии (Джунгарская впа-

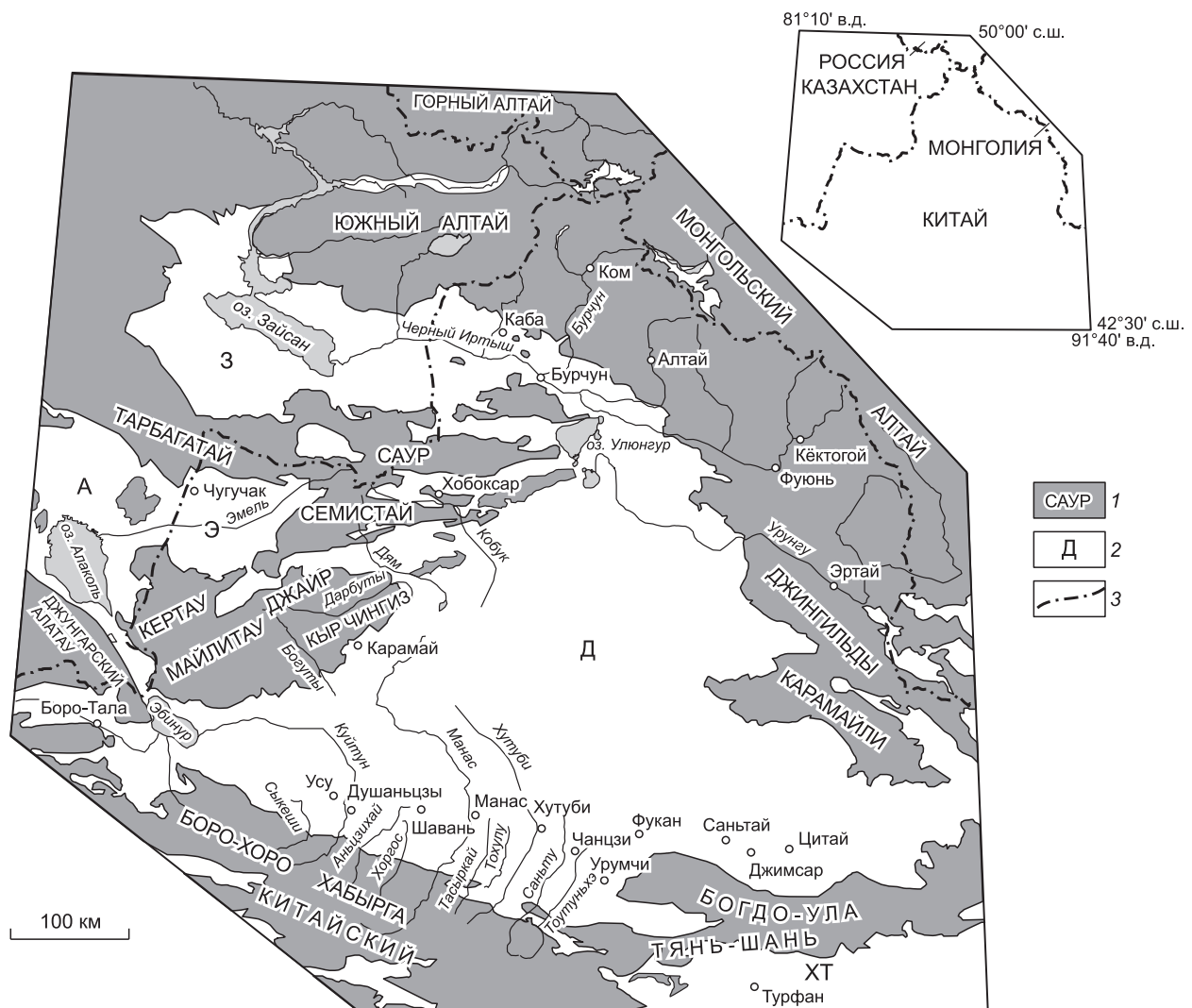


Рис. 1. Географическое положение Джунгарской впадины.

1 — горы; 2 — равнины; 3 — Зайсанская, А — Алакольская, Э — Эмельская, Д — Джунгарская, ХТ — Хами-Турфанская; 3 — государственные границы.

дина) и Кашгарии (Таримская впадина) были присоединены Цинской империей в XVIII в. (1758 г.), получив название Синьцзян (Xinjiang) (кит. «синь» — новая, «цзян» — граница). Однако вплоть до образования в 1949 г. КНР из-за слабости центрального правительства контроль над этой территорией часто утрачивался при восстаниях местного населения. В 1920—1930 гг. дополнительным дестабилизирующим фактором стало присутствие в Синьцзяне крупных соединений Белой армии, отступивших в него после поражения в Гражданской войне [Бармин, 1999; Обухов, 2007].

Вследствие политической нестабильности и удаленности региона от университетских центров Пекина и Нанкина китайские геологи не имели целостных представлений о геологии Синьцзяна вплоть до 50-х годов XX в. [Ли Сы-гуан, 1952]. Одной из немногих крупных научных программ первой половины XX в., в которой участвовали китайские геологи, была Шведско-Китайская экспедиция под руководством Свена Гедина [Hedin, 1929; Norin, 1937]. Именно с этого времени территория Джунгарии известна как одно из крупнейших местонахождений мезозойских рептилий [Yuan, Young, 1934]. В начале XX в. геологическими исследованиями северо-востока Джунгарской впадины занимался В.А. Обручев, результаты экспедиций которого были окончательно обработаны и опубликованы лишь в 1930-х — начале 1940-х годов [Обручев, 1932, 1940]. В конце 30-х — начале 40-х и в 50-е годы прошлого столетия в Синьцзяне проходили полномасштабные геолого-съёмочные и поисковые работы, проводившиеся силами советских специалистов. База Управления по геологическому изучению Синьцзяна располагалась в Кульдже (Инин). Кроме того, здесь действовала экспедиция «Наркомнефти», состоявшая из геологов-нефтяников Москвы и Ленинграда (руководители М.Н. Саидов и Н.П. Туаев) [Соколов, 1991]. Результаты исследований этого периода, завершившегося в первой половине 1950-х годов составлением под руководством В.М. Сеницына первой геологической карты Синьцзяна м-ба 1:1 000 000, были опубликованы в открытой печати лишь в небольшой части [Сеницын, 1954; Саидов, 1956; Саидов и др., 1958; Туаев, 1963]. В конце 1950-х годов они были переданы китайской стороне и стали основой дальнейшего геологического изучения региона. В это время на территории Синьцзяна совместно с китайскими учеными работала большая группа советских географов, и материалы этих исследований, касающиеся физической географии, а также геологии и палеогеографии четвертичного периода, опубликованы достаточно полно [Селиванов, 1965; Мурзаев, 1966].

В 1950-е годы основные результаты геологического изучения Синьцзяна китайскими специалистами публиковались в отечественных журналах [Хуан Цзи-цин, 1961]. В 2010-е годы эта традиция возобновилась [Кай Кеда и др., 2011]

С конца 1950-х годов и до начала 1990-х в Джунгарии работали преимущественно китайские геологи. В это время в регионе прошла сплошная геологическая съёмка м-ба 1:200 000 и выборочная 1:50 000. Был проведен большой объем буровых и геофизических работ, однако в открытой печати эти материалы опубликованы не были. Политика активизации внешних связей, проводимая КНР с 1980-х годов, привела к тому, что в англоязычной печати появились статьи с результатами исследований китайских геологов и западных ученых, впервые с 20-х годов XX в. получивших доступ в этот регион. С середины 1990-х в открытой печати представлены геологические карты региона в м-бе 1:1 000 000—1:2 500 000 [Mar..., 1995; Беспаяев и др., 1997; Tectonic map..., 2003] и сводные данные о стратиграфическом расчленении чехла Джунгарской впадины [Atlas..., 2002, World Atlas..., 2005]. Таким образом, для зарубежного исследователя стали доступны результаты обобщения материалов геологической съёмки региона. Новая система стратиграфических подразделений Джунгарской впадины [Kamen-Kaue et al., 1988] пришла на смену прежней, разработанной еще советскими геологами, которая с небольшими изменениями использовалась в регионе вплоть до начала 1980-х годов [Russell, Zhai, 1987].

Проводимые в регионе работы, которые находят отражение в современных публикациях, носят преимущественно прикладной характер. Палеогеографические и неотектонические вопросы решаются только на локальных территориях месторождений нефти и газа. Проблемы истории развития рельефа остаются слабо разработанными. Известные на сегодняшний момент данные о геологическом строении позднепалеозойских и мезозойско-кайнозойских толщ Джунгарской впадины позволяют достаточно полно реконструировать основные орогенные события на ее границах. Данная статья призвана осветить этот вопрос на базе анализа опубликованных данных, интерпретации материалов дистанционных исследований и некоторых полевых наблюдений автора 2007—2009 годов.

Одной из проблем, возникающих при анализе геологической литературы, является то, что активные этнополитические процессы XVIII—XX веков в пределах рассматриваемой территории неоднократно меняли ее топонимику. В названиях орогидрографических объектов и населенных пунктов Джунгарии, упоминаемых в публикациях разных лет, существует разноречивость, связанный с многочисленными переименованиями объектов и особенностями записи исходных тюркских названий иероглифами, а иероглифов — кириллицей и латиницей. Во избежание путаницы мы во всех случаях используем названия с советских топографических карт м-ба 1:500 000. Использувавшиеся ранее в русскоязычных публикациях аналоги современных топонимов приводятся в скобках при первом упоминании объекта в тексте.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Джунгарская впадина имеет в плане форму равностороннего треугольника (рис. 2) и оформилась в границах, близких к современным, в позднем палеозое, когда в позднем карбоне и ранней перми вокруг нее возникли горные сооружения. Она интересна тем, что широкомасштабное накопление терригенных отложений происходило в ней с середины каменноугольного до среднечетвертичного времени без существенных перерывов.

Природа фундамента Джунгарской впадины до конца не ясна. Спор о том, лежит ли в ее основе древний микроконтинент, как это достоверно доказано для Таримской впадины, или же породы чехла

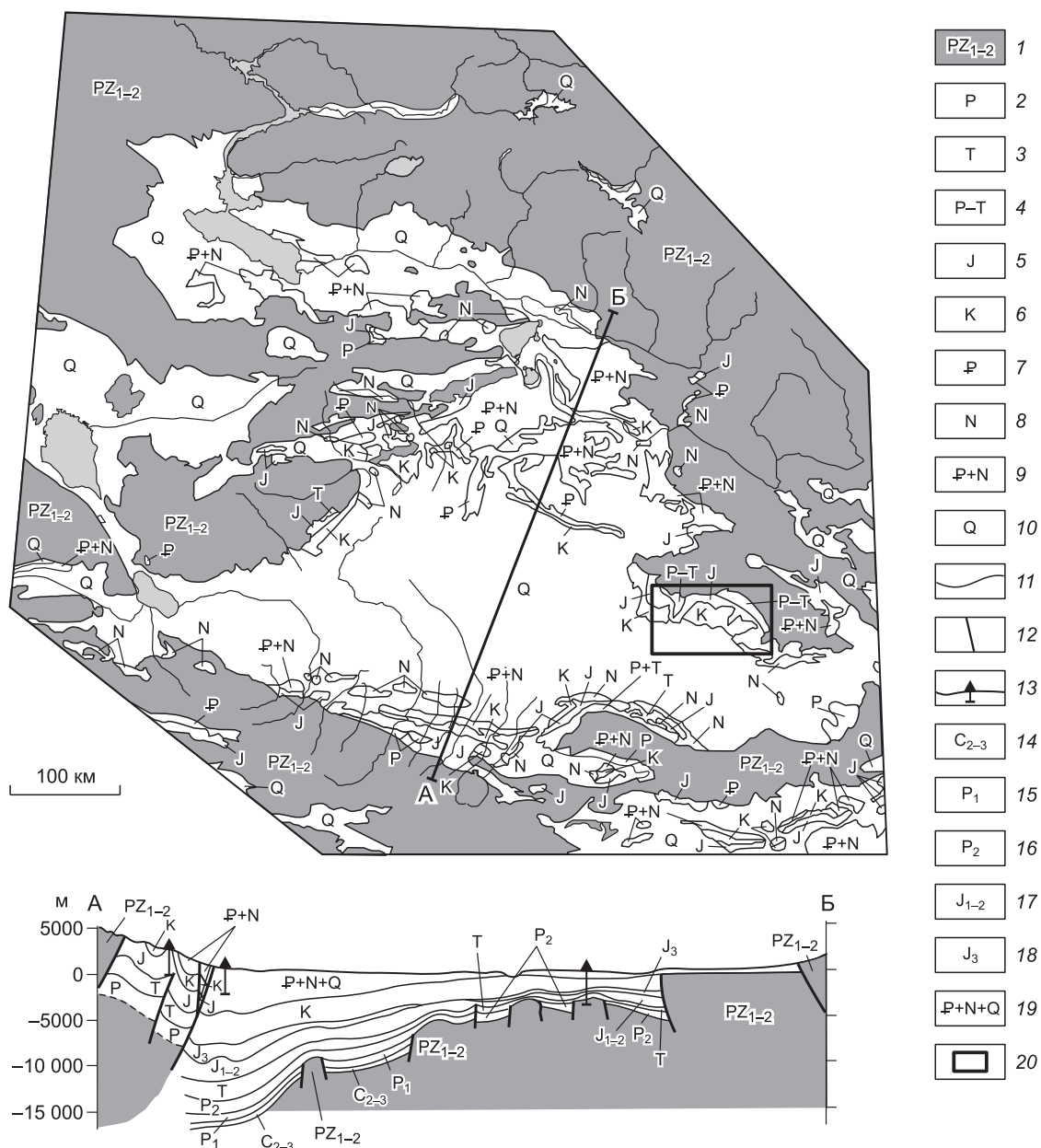


Рис. 2. Схема геологического строения Джунгарской впадины, по [Tectonic map..., 2003] с дополнениями по [Atlas..., 2002; World Atlas..., 2005].

1 — раннесреднепалеозойские породы фундамента; 2—10 — породы чехла впадины: 2—4 — нижний структурный этаж (2 — пермь, 3 — триас, 4 — пермь и триас нерасчлененные); 5, 6 — средний структурный этаж (5 — юра, 6 — мел); 7—10 — верхний структурный этаж (7 — палеоген, 8 — неоген, 9 — палеоген и неоген нерасчлененные, 10 — квартер); 11 — геологические границы; 12 — разломы; 13 — скважины; 14 — средний—верхний карбон; 15 — нижняя пермь; 16 — верхняя пермь; 17 — нижняя—средняя юра; 18 — верхняя юра; 19 — кайнозойские отложения нерасчлененные; 20 — границы территории, показанной на рис. 4.

залегают на складчатом основании более молодого возраста, ведутся с начальных этапов геологического изучения региона [Селиванов, 1965]. Последний виток этого спора приходится на наши дни. Приверженцы версии микроконтинента полагают, что выходами на поверхность фундамента являются высокометаморфизованные породы Китайского Алтая [Li, Poliyangsi, 2001; Li et al., 2006]. Их оппоненты, основываясь на анализе кернов скважин, вскрывших фундамент в периферических частях впадины и в центре ее северной части, отмечают, что все изученные породы относятся к аккреционно-островодужным комплексам [Zhou, 1994; Zheng et al., 2007]. Против первой версии говорит также и то, что комплекс современных геохронологических данных опровергает протерозойские датировки метаморфических комплексов Китайского Алтая [Hu et al., 2002, 2006]. Однако до сих пор остаются актуальными иные аргументы, свидетельствующие о наличии протерозойского основания в наиболее глубокой части впадины. Во-первых, Джунгарская впадина в ходе неотектонических деформационных процессов, вызванных горизонтальным сжатием при Индо-Евразийской коллизии, ведет себя как жесткий блок полностью аналогично Тариму. Во-вторых, всю западную часть впадины, по геофизическим данным, занимает область положительной магнитной аномалии [Tectonic map..., 2003], которая, как считают китайские исследователи, связана с меньшим по размеру блоком — аналогом Тарима, значительные территории которого обладают сходными геомагнитными свойствами [Tectonic map..., 1999]. Таким образом, сейчас можно считать доказанным, что не менее 50 % площади Джунгарской впадины подстилается среднепалеозойскими аккреционно-островодужными комплексами, обнажающимися в ее горном обрамлении. Дискуссионным остается только наличие в наиболее погруженной ее части фрагмента Таримского кратона.

Основы стратиграфического расчленения отложений района были заложены еще В.А. Обручевым [1901, 1932, 1940]. Первое сводное описание стратиграфии чехла Джунгарской впадины, сделанное на основе материалов Управления по геологическому исследованию Синьцзяна и экспедиции «Наркомнефти», опубликовал М.Н. Саидов [1956].

Позднепалеозойские и мезозойские отложения развиты на всей территории впадины и обнажаются преимущественно по ее периферии в зонах новейшей деформации. Кайнозойские отложения имеют повсеместное распространение, но дочетвертичные отложения обнажаются в основном также в полосах предгорных дислокаций. Максимальная мощность чехла впадины тяготеет к южной ее трети, где, по сейсмическим данным, подошва пермских пород залегает на глубине до 18 км. В этой части впадины стратиграфические перерывы незначительны, и наблюдаемая мощность посткаменноугольных отложений соизмерима с суммой максимальных мощностей стратиграфических подразделений этого возрастного интервала, составляющей на территории бассейна около 23 км [Atlas..., 2002].

Породы чехла, обнажающиеся в пределах Джунгарской впадины, преимущественно находятся в стадии диагенеза и на начальной стадии катагенетических преобразований [Хуан Ци-цин, 1961]. Они литифицированы в разной степени, зависящей не от геологического возраста пород, а от степени флюидопроницаемости. Песчаные и валунно-галечные осадки превращены в песчаники и конгломераты на всем стратиграфическом интервале от верхнего карбона до нижнего квартера (гобийские конгломераты В.А. Обручева [1940] и конгломератовая свита М.Н. Саидова [1956]). Цемент песчаников обычно карбонатный, конгломератов — карбонатно-песчаный. Они устойчивы к денудации и образуют в обнажениях гребни и карнизы. Отечественные геологи глинистые породы чехла Джунгарской впадины определяют как глины, отмечая наличие слаболитифицированных листоватых (сланцеватые глины) и литифицированных (аргиллиты) разностей в верхнем карбоне и нижней перми. Аналогичные породы присутствуют в виде отдельных прослоев в триасе и нижней юре. Зарубежные исследователи определяют глинистые породы чехла Джунгарской впадины как «mudstone» [Kamen-Kaye et al., 1988; Charreau et al., 2009], но это не говорит о том, что они относят все их к аргиллитам, поскольку данный термин обозначает плотную глинистую породу без указания на степень ее катагенеза. Переход глин в аргиллиты в субплатформенных условиях происходит на глубинах от 3 до 4 км [Миронов, 1991]. Каменные угли в юрских толщах, обнажающихся вдоль границ впадины, имеют марку ДГ. Эта стадия катагенеза органического вещества достигается на глубинах около 3—4 км [Жемчужников, Гинсбург, 1960]. В отечественной литературе раннюю стадию катагенеза (T до 100 °С, P до 100 МПа) называют зоной неизмененного глинистого вещества. Одной из особенностей этой зоны является сосуществование в разрезах глин, песчаников, конгломератов и каменных углей марок Д и Г [Логвиненко, Орлова, 1987].

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Основание разреза Джунгарской впадины долгое время оставалось слабоизученным, но после того как была установлена нефтеносность пород верхнего карбона [Lawrence, 1990], интерес к этому стратиграфическому уровню существенно вырос. По современным данным, основание чехла впадины образуют породы серии **шицианьтань** (shiqiantan) ($C_{2-3}sh$) (рис. 3), с размывом и угловым несогласием залегающие на дислоцированных породах фундамента. Серия образована переслаиванием прибрежно-

Система	Отдел	Индекс	Литология	Мощность, м	Свита			
КВАРТЕР	Нижний	N ₂ -Q _{1x}		350 – 2046	Сиюй			
						НЕОГЕН	Верхний	N _{1-2d}
НЕОГЕН	Нижний	N _{1t}		100 – 320	Тасихэ			
						P ₃ -N _{1s}	150 – 500	Шавань
ПАЛЕОГЕН	Нижний-средний	P _{1-2z}		15 – 855	Цзыницюаньцзы			
МЕЛ	Верхний	K _{2d}		46 – 813	Дунгоу			
						Нижний	K _{1l}	22 – 509
	K _{1s}	22 – 139	Шенцзинкоу					
				K _{1h}	20 – 136			
	K _{1q}	22 – 114	Циншуйхэ					
ЮРА	Верхний	J _{3k}		50 – 800	Каладза			
						Средний	J _{3q}	144 – 683
	J _{2t}	200 – 645	Тоутуньхэ					
				J _{2x}	137 – 980	Сишаньяо		
	Нижний	J _{1s}	148 – 882				Саньгунхэ	
				J _{1b}	100 – 625	Бадаовань		
ТРИАС	Верхний-средний	T _{3h}		224 – 600	Хаоцзягоу			
		T _{3hs}	123 – 240	Хуаншаньцзе				
		T _{2k}	228 – 566	Карамай				
		T _{1s}	100 – 395	Шаофангоу				
		T _{1j}	30 – 269	Цзююайюаньцзы				
ПЕРМЬ	Верхний	P _{2wt}		280 – 295	Утунгоу			
		P _{2q}	240 – 285	Цюаньцзыцзе				
		P _{2h}	302 – 517	Хуняньчи				
		P _{2l}	520 – 1511	Луцаогоу				
		P _{2j}	340 – 1589	Цзинцинцзыгоу				
		P _{2w}	1078 – 1890	Улабо				
	Нижний	P _{1jja}	1201 – 1721	Сяцзицацао				
КАРБОН	Средний-верхний	C _{2-3ch}		525 – 1241	Шицианьтань			

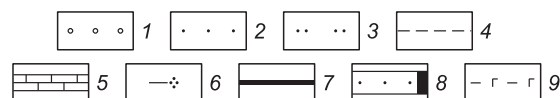


Рис. 3. Стратиграфическая схема отложений чехла Джунгарской впадины, по [Atlas..., 2002] с дополнениями по [Kamen-Kaye et al., 1988; Wartes et al., 2002; Charreau et al., 2009].

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты и глины, 5 — известняки, 6 — горючие сланцы, 7 — каменные угли, 8 — нефтеносные песчаники, 9 — туфы и базальты.

морских черных и темно-серых глин, алевролитов и редких пачек глинистых известняков. В верхней части серии залегают мощные пачки серых песчаников, в основании — конгломераты, песчаники и алевролиты, а также туфы. Мощность серии 525—1241 м [Word Atlas..., 2005]. Она распространена практически на всей территории впадины, за исключением северо-восточной ее части. За пределами впадины на северо-западе и северо-востоке отмечаются аналогичные по возрасту пестроцветные континентальные песчаники, алевролиты и конгломераты. На юге, в пределах Китайского Тянь-Шаня, распространены те же породы серии шицианьтань, что и во впадине [Kamen-Kaye et al., 1988].

Пермские отложения в центре и на юге Джунгарской впадины, а также в пределах Китайского Тянь-Шаня залегают на подстилающих каменноугольных породах согласно, а на северо-западе и востоке впадины, а также в Хами-Турфанской впадине — с размывом. Отложения пермского периода распространены под мезозойско-кайнозойскими отложениями повсеместно за исключением горстовых выступов фундамента в северной части впадины. На поверхность они выходят на юге впадины вдоль северного фаса хр. Богдо-Ула к югу от городов Саньтай и Фукан, в районе г. Урумчи (Дихуа), по северному подножию хр. Хабьрга южнее г. Душаньцзы (Майтаг). На северо-западной периферии впадины изолированные поля выходов грубообломочных пермских отложений расположены в левобережье р. Дям (Байяньхэ) и к югу от оз. Улунгур. В восточной части впадины значительные по площади поля пермских

отложений выходят на поверхность в пределах поля мелкосопочника в левобережье р. Урунгу, к югу от гор Карамайли и на восточном окончании хр. Богдо-Ула.

Раннепермские отложения выделяются в нижнюю подсерию серии **цзицзицао** (jijicaao) (P_{1jja}) мощностью 1201—1721 м [Atlas..., 2002]. По северо-западной и северо-восточной периферии впадины они представлены переслаиванием красноцветных песчаников, конгломератов и алевролитов. В центральной и южной частях впадины большая часть разреза сложена серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками и глинами. Верхняя часть представлена пачкой оолитовых известняков [Kamen-Kaye et al., 1988].

Позднепермские отложения в центральной и южной частях Джунгарской впадины образуют непрерывный разрез и подразделяются на свиты **улабо** (wulabo) (P_{2w}) мощностью 1078—1890 м, **цинцзинцзыгоу** (jingjingzigou) (P_{2j}) — 340—1589 м, **луцагоу** (lucaogou) (P_{2l}) — 520—1511 м, **хуаняньчи** (hongyanshi) (P_{2h}) — 302—517 м, **цюаньцзыцзе** (quanzijie) (P_{2q}) — 240—285 м и **утунгоу** (wutonggou) (P_{2wt}) — 280—295 м [Atlas..., 2002]. По всей периферии впадины, за исключением ее южной границы на участке между городами Хутуби и Саньтай, перечисленные свиты замещаются субаэральной толщей бурых и зеленовато-серых конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью 350—1100 м [Tang et al., 1997a]. Верхнепермские породы центральной и южной частей Джунгарской впадины отложились в условиях теплого климата преимущественно в виде дельтовых конусов выноса в крупном внутриконтинентальном водном бассейне [Саидов и др., 1958, Carroll et al., 1990, 1992; Tang et al., 1997b; Cao et al., 2005, 2007]. В результате периодического усиления орогенных движений на границах бассейна менялся характер сносимого в него материала. Свита улабо сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, цинцзинцзыгоу образована переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, а свита луцагоу — горючими сланцами с прослоями известняков, глин и песчаников в нижней части разреза. Свиты хуаняньчи и цюаньцзыцзе образованы перемежающимися прослоями глин и мелкогалечных конгломератов.

Пространственное распространение и фациальное строение пермских отложений Джунгарии [Zhao, 1982] указывает, что во время их формирования бассейн был, как и сейчас, окружен горами, но горы Алтая и Карамайли занимали несколько большие площади, Тарбагатай простирался на юго-восток до меридиана г. Фукан, а хр. Богдо-Ула еще не существовало. Джунгарская впадина в перми составляла одно целое с Турфан-Хамийской и Зайсанской. Литофациальный анализ показывает, что в поздней перми вдоль южной границы Джунгарской впадины уже происходили слабые тектонические движения, и она периодически отделялась системой невысоких холмов от Хами-Турфанской впадины [Wartes et al., 2002].

Практически на всем протяжении пермского периода вокруг Джунгарской и Хами-Турфанской впадин существовал среднегорный рельеф. Наличие в отложениях Джунгарской впадины интервалов с увеличением доли грубообломочного материала позволяет разделить пермскую орогенную эпоху на две фазы с ориентировочными возрастными диапазонами 275—290 и 255—265 млн л.н.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Триасовый разрез Джунгарии согласно залегает на отложениях перми в южной и центральной частях впадины и с небольшим размывом и несогласием в северо-западной и восточной ее частях. На южной окраине бассейна выделены пять свит суммарной мощностью 403—1176 м: **цзеуцхайюаньцзы** (jiesuichaiyuanzi) (T_1j) мощностью 30—269 м, **шаофангоу** (shaofanggou) (T_{1s}) — 100—395 м, **карамай** (karamay) (T_{2k}) — 228—566 м, **хуаншаньцзе** (huangshanjie) (T_{3hs}) — 123—240 м и **хаоцзягоу** (haojiagou) (T_{3hs}) — 227—600 м [Kamen-Kaye et al., 1988; Atlas..., 2002]. Триасовая толща развита повсеместно в пределах впадины, в том числе и над линейными горстовыми выступами фундамента в северной его части. На поверхность она выходит в зонах новейших деформаций по периферии впадины: по северному подножию хр. Богдо-Ула между городами Джимсар, Урумчи и в горах Карамайли в восточной части впадины и в левобережье р. Урунгу. Нижний и средний триас представлен красными и коричневыми песчаниками, песчанистыми глинами, глинами и конгломератами. Это типичные континентальные терригенные породы, сформировавшиеся в аридных условиях. Свиты цзеуцхайюаньцзы и шаофангоу сложены переслаиванием глин и мелкозернистых песчаников. Свита карамай образована переслаивающимися пачками грубозернистых песчаников мощностью 10 м и более с глинами. Отложения верхнего триаса (свиты хуаншаньцзе и хаоцзягоу) представлены переслаивающимися сероцветными песчаниками, глинами и конгломератами, сформировавшимися в гумидную эпоху [Luo et al., 2006, 2007]. Они содержат отдельные прослои каменных углей (в районе г. Урумчи — промышленные) и горизонты сидеритовых конкреций.

На космоснимках отложения триаса имеют характерный цвет светлой охры, отличающий их от всех прочих литостратиграфических подразделений (рис. 4). В результате широкого распространения песчаников и конгломератов отложения триаса устойчивы к денудации. В рельефе они образуют плосковершинные возвышенности, куэсты и гребни.

В тектоническом отношении средне- и поздне триасовые отложения являются индикаторами триасовой орогенной эпохи и представляют переотложенный во впадине терригенный материал, снесенный с горных сооружений на ее северо-западной и северо-восточной границе. Ориентировочный возраст триасового орогенеза 210—230 млн л.н.

Юрские отложения залегают с угловым несогласием, связанным с раннеюрской эпохой тектонической активизации [Hendrix et al., 1995, 1996]. Максимальная суммарная мощность стратиграфических подразделений юры составляет на юге Джунгарского бассейна 4615 м. Юра Джунгарии подразделяется на шесть свит [Atlas..., 2002; World Atlas..., 2005]: **бадаовань** (badaowan) (J₁b) мощностью 100—625 м, **саньгунхэ** (sangonghe) (J₁s) — 148—882 м, **сишаньяо** (xishanyao) (J₂x) — 137—980 м, **тоутунхэ** (toutunhe) (J₂t) — 200—645 м, **цигу** (qigu) (J₃q) — 144—683 м и **каладза** (kalaza) (J₃q) — 50—800 м. Юрская толща образует структурный этаж в пределах впадины и максимальной мощности достигает в южной ее части и обнажается вдоль всех трех ее границ. На востоке впадины юрская толща образует обширные выходы на поверхность в левобережье р. Урунгу к северу и югу от гор Карамайли. Вдоль северного подножия Китайского Тянь-Шаня собранные в складки юрские отложения распространены к северу от хр. Богдо-Ула между городами Саньтай и Урумчи. У подножия хр. Хабырга выходы юры расположены севернее обнажений перми и триаса. Они образуют почти непрерывную полосу шириной до 25 км в среднем течении рек Тоутунхэ, Хутуби, Саньту (Сантунхэ, Санджи, Чанцзи), Тасыркай, Хоргос и Аньцыхай общей длиной до 200 км. Самое западное крупное обнажение юры в предгорьях Тянь-Шаня находится на водоразделе рек Куйтун и Сыкешу (Джергалты). На северо-западе впадины юрские отложения широко обнажаются в долинах рек Дям, Кобук, к югу от гор Кыр и Чингиз (район г. Карамай). Юрские отложения Джунгарии содержат многочисленные угольные пласты. Вдоль северного подножия Тянь-Шаня промышленную угленосность имеет свита саньгунхэ, в районе гор Карамайли — свита сишаньяо.

Все отложения юры континентального происхождения принадлежат к аллювиальным и озерно-дельтовым фациям [Jerzykiewicz, Russell, 1991; Hendrix et al., 1995]. М.Н. Саидов [1956] подразделял юру Джунгарии на две серии: раннесреднеюрскую угленосную и верхнеюрскую чийгуйскую (неугленосную). Угленосная серия состоит из двух частей, разделенных пестроцветными горельниками. В обнажениях в долине р. Хутуби нижняя ее часть (свиты бадаовань и саньгунхэ) мощностью 1000—1500 м представлена серыми и зеленовато-серыми глинами и глинистыми сланцами с частыми прослоями грубозернистых песчаников того же цвета. В основании залегают мощная пачка (80—90 м) крупногалечного конгломерата. В верхней части разреза расположена пачка мощностью около 100 м, содержащая до 10—12 пластов каменного угля (некоторые имеют мощность до 20 м). В кровле нижней части толщи расположена пачка горелых пород мощностью 150—200 м, окрашенных в красные, бурые, желтые, оранжевые и розовые цвета. Верхняя часть разреза (свиты сишаньяо и тоутунхэ) мощностью 700—800 м сложена серыми и зеленовато-серыми плотными глинами с редкими прослоями песчаников. В верхней части серии встречаются прослои бурых глин, черных углистых сланцев и линзы каменного угля. Мощность отложений толщи здесь 1700—2300 м.

Западнее, в районе р. Манас, характер отложений угленосной серии существенно меняется. Здесь на пермских конгломератах несогласно залегают толщи юрских песчаников (до 400 м) с выклинивающимися по простирацию прослоями зеленовато-серых и коричневатобурых песчаных глин и мелкогалечных конгломератов и мощной пачкой горелых пород в кровле. Верхняя часть разреза, мощность которого достигает 1700 м, сложена чередующимися зеленовато-серыми грубозернистыми песчаниками, серыми песчанстыми глинами и крупногалечными конгломератами. Общая мощность отложений раннесреднеюрских отложений достигает здесь 3200 м.

Далее на запад по р. Аньцыхай (Аньцыхай, Яньцыхай) разрез серии отличается меньшим содержанием конгломератов и песчаников. Нижняя часть разреза мощностью до 700 м сложена переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми песчанстыми глинами, грубозернистыми песчаниками и конгломератами. Выше идут серые, темно-серые и зеленовато-серые глины и глинистые сланцы с прослоями грубозернистых песчаников и пластами каменного угля. Здесь же расположена пачка пестроцветных горелых пород мощностью до 60 м. Верхняя часть разреза представлена серыми грубозернистыми песчаниками и конгломератами с прослоями глинистых сланцев с растительными остатками. Общая мощность серии здесь 1250 м.

В западной части Джунгарской впадины угленосная серия наиболее полно обнажается в долине р. Дям. Здесь на девонских породах фундамента с резким несогласием залегают ее нижняя часть мощностью до 450 м, представленная чередованием серых и желтовато-серых песчаников и конгломератов с прослоями серых глинистых и углистых сланцев и пластами каменного угля. Выше лежат серые, серо-желтые, бурые и розовые песчаники с прослоями серых и бурых глин с растительными остатками, черных углистых сланцев и каменного угля общей мощностью около 600 м. Верхняя часть разреза мощностью 600—650 м сложена чередованием бурых, серых, желтовато-серых песчаников, бурых, серых,

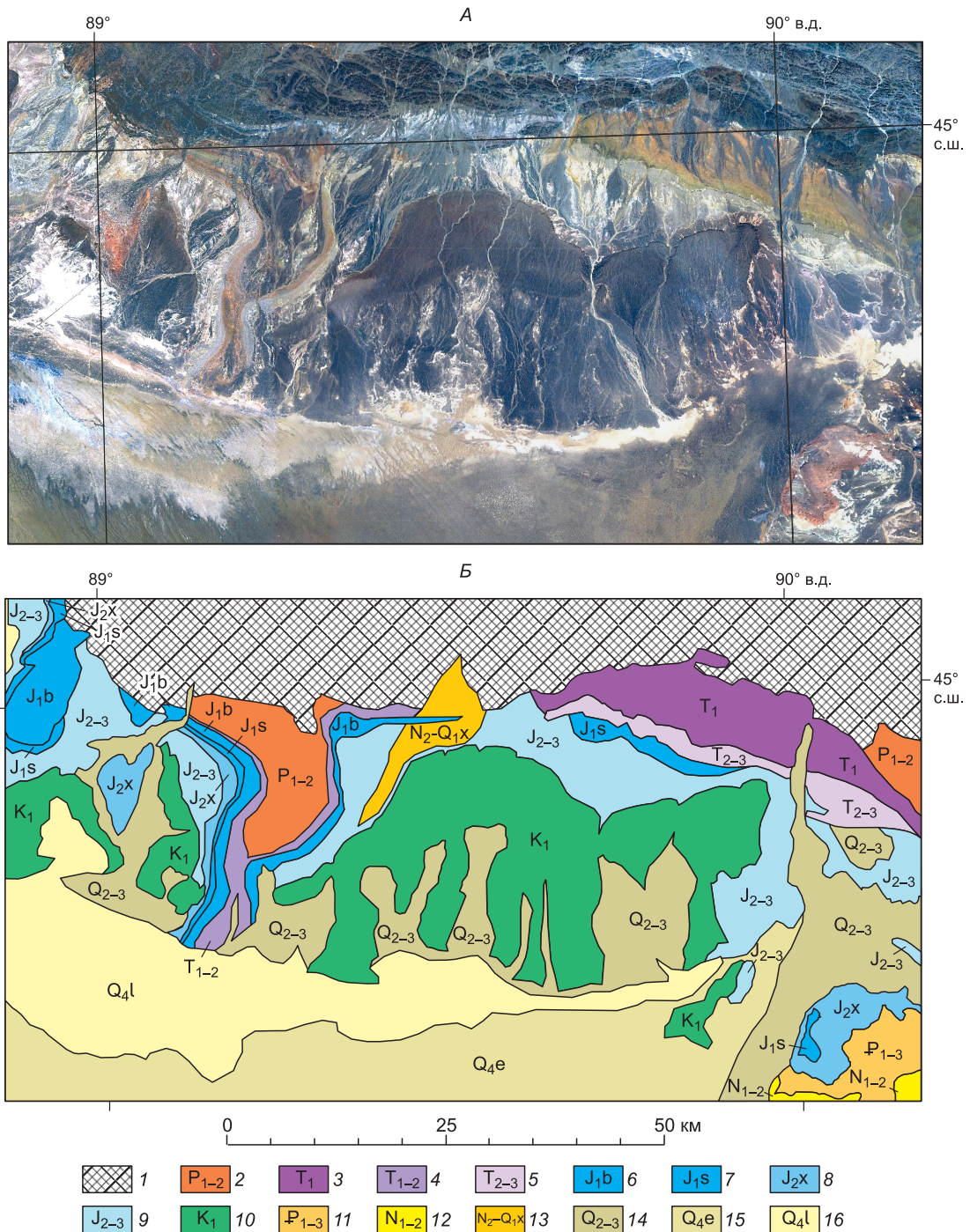


Рис. 4. Космоснимок южного подножия хр. Карамайли в реальной цветовой гамме (А) и схема его геологического дешифрирования (Б).

1 — среднепалеозойский фундамент; 2—16 — позднепалеозойские, мезозойские, ранне- и среднекайнозойские породы чехла Джунгарской впадины: 2 — отложения ранней и поздней перми нерасчлененные; 3—15 — свиты: 3 — цзюцайюаньцзы, шаофангоу; 4 — цзюцайюаньцзы, шаофангоу и карамай; 5 — карамай, хуаншаньцзе и хаоцзягоу; 6 — бадаовань; 7 — саньгунхэ; 8 — шишаньяо (полностью преобразованная процессами пирометаморфизма); 9 — тоутунхэ, цигу и каладза; 10 — циншуйхэ, хутубихэ, шенцзинкоу и ляньюмцинь; 11 — цзыницюаньцзы и аньцзихайхэ; 12 — тасихэ и душаньцзы; 13 — сиюй; 14 — усу и синьцзян; 15 — эоловые пески; 16 — озерные пески и глины.

иногда углистых и черных глин с растительными остатками и конгломератов. Часто встречаются прослойки каменного угля. Общая мощность пород 1700 м [Саидов, 1956].

Верхнеюрская чийгуйская серия (свиты цигу и каладза) связана с угленосной постепенным переходом и состоит из однообразных глин и песчаников, окрашенных в красные и коричневые тона. В районе г. Саньтай чийгуйская серия представлена красноцветными и коричневыми грубозернистыми песчаниками с прослоями песчаных глин и мелкогалечных конгломератов. В районе городов Урумчи и Фукан она представлена песчанстыми глинами, окрашенными в красные, коричневые и реже серые и зеленовато-серые тона. Среди глин встречаются прослойки серых и коричневых грубозернистых песчаников. На водоразделе рек Саньту и Хутуби чийгуйская серия представлена чередованием темно-коричневых, красновато-бурых и буровато-серых песчаных глин и грубозернистых песчаников с линзами зеленоватых и серых глин и песчаников, в которых встречаются обломки древесных стволов. Мощность отложений 500—700 м. В западной части впадины между реками Кобук и Дям она сложена чередованием глин, окрашенных в оранжевые, розовые, голубые, светло-зеленые, красные и коричневые тона, и желто-серыми песчаниками, иногда с мелкой галькой или прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность этого типа разреза 25—60 м. У восточной границы впадины, к югу от гор Карамайли, чийгуйская серия представлена красноцветными глинами с прослоями зеленовато-серых глин, содержащих местами большое количество окаменевших обломков крупных деревьев [McKnight et al., 1990]. В позднеюрских отложениях юго-восточной окраины Джунгарской впадины обнаружены наиболее древние находки фауны динозавров в регионе [Russell, Zheng, 1993; Graham et al., 1997]. В других частях впадины в верхнеюрских отложениях также найдены древние крокодилы и другие рептилии [Peng, Brinkman, 1993; Wu et al., 1996].

Юрские отложения Джунгарии представляют собой чередование песчаников и глин с пачками каменных углей и горизонтами конгломератов. Нижняя сероцветная часть разреза отлагалась в гумидных условиях, которые в позднеюрское время формирования красноцветов сменились аридными. Границы впадины в юрское время были близки к современным. В геодинамическом отношении юра Джунгарии, являясь типичной угленосной предгорной молассой, служит индикатором слабого горообразования вокруг бассейна в ранней—средней юре (ориентировочный возраст 160—200 млн л.н.) и во второй половине поздней юры (135—145 млн л.н.).

Юрские отложения дешифрируются на космических снимках по характерному сочетанию общего зеленовато-серого фототона с ярко-красными пятнами мелких пирогенных комплексов. Из-за глинистого состава они слабо устойчивы к денудации и обычно образуют понижения в рельефе предгорий. Свиты с промышленной угленосностью практически полностью преобразованы древними угольными пожарами. Подвергшиеся пирометаморфическим изменениям породы имеют на космоснимках ярко-алый цвет, способствующий их однозначному дешифрированию. Обожженные породы устойчивы к денудации и образуют столовые возвышенности, куэсты и гребни. Поперечные размеры столовых возвышенностей и протяженность гребней достигают местами первых десятков километров.

Меловые отложения Джунгарии залегают с разрывом, но без значительного углового несогласия на юрских отложениях. Они подразделяются на пять свит общей мощностью до 1711 м: **циншуйхэ** (qinshuihe) (K_{1q}) мощностью 22—114 м, **хутубихэ** (hutubihe) (K_{1h}) — 20—136 м, **шенцзинкоу** (shengjinkou) (K_{1s}) — 22—139 м, **ляньмуцин** (lianmuqin) (K_{1l}) — 22—509 м и **дунгоу** (donggou) (K_{1d}) — 46—813 м. Меловая толща образована переслаиванием песчаников, конгломератов, глин и единичных прослоев известняков. Меловые отложения распространены под кайнозойскими на всей территории впадины, за исключением ее северного окончания. Они обнажаются по периферии впадины в зонах предгорной деформации, а также в эрозионных окнах в центральной части впадины. В северных предгорьях Тянь-Шаня меловые отложения, собранные в складки совместно с триасом и юрой, образуют прерывистую полосу обнажений от р. Аньзыхай до г. Фукан. На востоке впадины, южнее гор Карамайли, моноклиinally падающие к югу меловые породы слагают денудационные равнины. На северо-западе впадины они образуют обширные выходы в районе г. Карамай между реками Богуты и Дарбуты, в правобережье р. Дям, отдельные выходы имеются по обе стороны р. Кобук. Кроме того, в центральной части впадины меловые отложения обнажаются в узкой тектоногенно-эрозионной впадине северо-западного простирания протяженностью до 120 км.

Раннемеловая свита циншуйхэ — «ишакдаванская свита» М.Н. Саидова [1956] и Н.П. Туаева [1963] — сложена конгломератами, залегающими в основании мелового разреза. На водоразделе рек Саньту и Хутуби она представлена в нижней части серыми плотными конгломератами, образованными слабоокатанной галькой метаморфических сланцев и туфов, а в верхней — более рыхлыми конгломератами, состоящими из мелкой плохоокатанной гальки тех же пород. В районе р. Тохулу (Тугулу) в основании свиты залегают крупногалечный конгломерат с отдельными валунами до 0.5 м. Мощность свиты уменьшается в западном направлении с 170—180 до 20—40 м.

Раннемеловые свиты хутубихэ, шенцзинкоу и ляньюцинь, первоначально выделенные М.Н. Саидовым [1956] как «караджалская свита», сложены переслаиванием глин и мелкозернистых песчаников, замещаемых к периферии впадины грубозернистыми песчаниками и конгломератами. В районе г. Урумчи и к востоку толща, образованная этими свитами, несогласно залегает на юрских отложениях и представлена массивными, местами косослоистыми песчаниками с прослоями плотных конгломератов. В ее кровле расположен мощный (80—90 м) прослой конгломерата. К западу от Урумчи нижняя часть толщи представлена желтовато-серыми слабосцементированными песчаниками. Верхнюю часть образуют более плотные песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов. Далее на запад, между реками Саньту и Хутуби, в составе толщи наряду со светло-серыми местами тонкоплитчатыми песчаниками встречаются прослой листоватых глин темно-серой и зеленовато-серой, реже темно-бурой окраски. В верхней части разреза встречаются прослой зеленовато-серого известняка и коричневых глин с фауной остракод. В долине р. Тохулу толща представлена серыми плитчатыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями темно-серых песчаников, зеленовато-серых песчаных глин и песчаных известняков. Далее на запад в разрезе толщи преобладают желтовато-серые и зеленовато-серые песчаники с прослоями песчаных глин и мелкогалечных конгломератов. Мощность толщи в обнажениях северных предгорий Китайского Тянь-Шаня уменьшается в направлении с востока на запад с 500—521 до 40—75 м.

Позднемеловая свита дунгоу (по М.Н. Саидову, «тугулукская») с размывом залегает на породах раннемелового разреза. В районе между городами Урумчи и Сантай она представлена красно-коричневыми песчанстыми глинами с прослоями серых глин и песчаников. В западном направлении возрастает значение серых и зеленовато-серых глин и песчаников. В районе р. Тасыркай разрез толщи представлен чередованием буровато-серых и зеленовато-серых песчаных глин, содержащих прослой песчаников и мелкогалечных конгломератов. В средней части преобладают зеленовато-серые глины с тонкими прослоями плитчатых песчаников. Верхняя часть состоит из темно-коричневых песчаных глин с редкими прослоями песчаников и зеленовато-серых глин. В различных горизонтах свиты встречаются ископаемые остракоды, остатки рыб и черепах. Мощность свиты в южной части уменьшается с востока на запад с 1100 до 200 м.

Меловые отложения на северо-западной окраине впадины в районе г. Карамай и долины р. Дям залегает с угловым несогласием на угленосных отложениях ранней—средней юры и породах палеозойского фундамента [Russell, Zhai, 1987]. Они представлены бурыми и коричневыми глинами с прослоями серых слоистых песчаников. В верхней части разреза присутствуют прослой конгломератов. Мощность мелового разреза здесь редуцирована и составляет 25—77 м.

Грубообломочные горизонты в составе разреза меловых пород распределены достаточно равномерно и связаны с серией эпизодов тектонической активности в пределах горного обрамления впадины, произошедших в период с 65 до 135 млн л.н. Наличие более грубообломочных горизонтов наряду с признаками размывов на границах юры и мела, а также нижнего и верхнего мела позволяет выделить фазы усиления тектонических движений в периоды 125—135 и 65—85 млн л.н. В Кендерлыкской впадине хр. Саур и под кайнозойскими отложениями на юге Зайсанской впадины развиты породы перми, триаса, юры и раннего мела, аналогичные джунгарским, но разделенные несогласиями и с сильно редуцированными мощностями [Нехорошев, 1941; Халимов и др., 1991]. Они представляют собой краевые фации бассейна, существовавшего на территории Джунгарии в эти эпохи. В ходе мелового орогенеза произошло разобщение Джунгарской и Зайсанской впадин и в дальнейшем осадконакопление происходило в них изолированно, что находит отражение в фациальной зональности осадочных пород позднего мела и кайнозоя.

Отложения мела в силу грубообломочного состава устойчивы к денудации и слагают гребни, куэсты и столовые горы. При пологом залегании граница с подстилающими юрскими отложениями имеет вид уступа. На космоснимках меловые отложения имеют плотный темно-серый фототон с коричневым оттенком, что наряду с приуроченностью к положительным формам рельефа облегчает их дешифрирование (см. рис. 4).

КАЙНОЗОЙ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Палеоген-неогеновые отложения Джунгарии согласно залегают на мезозойских породах в центральной части впадины и с угловым и стратиграфическим несогласием на мезозойских и палеозойских породах по ее периферии. Наиболее полно они обнажаются в зоне кайнозойских деформаций вдоль северных предгорий Тянь-Шаня, юго-западных предгорьях Монгольского Алтая, на востоке впадины в районе гор Карамайли, в эрозионных окнах в левобережье нижнего течения р. Урунгу, в северо-западной части впадины на междуречье Дям и Кобук и в районе хр. Саур. Палеоген-неогеновые осадки включают в себя свиты: **цзыницюаньцзы** (ziniqianzi) ($P_{1-2}z$) мощностью 15—855 м, **аньцзихайхэ** (anjihaihe) (P_3a) — 44—800 м, **шавань** (shawan) (P_3-N_1s) — 150—500 м, **тасихэ** (taxihe) (N_1t) — 100—320 м, **душа-**

ныззы (dushanzi) (N_{1-2d}) — 207—1996 м [Atlas..., 2002; World Atlas..., 2005]. Свита цзынчуаньцзы, начинающая разрез, представлена переслаиванием глин, песчаников и алевроитов с базальными конгломератами в основании. Она несогласно залегает на породах позднего мела и, вероятно, связана с маргинальной стадией второй фазы позднемелового орогенеза. Вышележащая свита аньцзыхайхэ сложена переслаиванием глин и суглинков. Горизонт валунно-галечных конгломератов в ее основании фиксирует начало первой фазы неотектонических деформаций в регионе (ориентировочно 23—33 млн л.н.). Вышележащая свита шавань представлена переслаиванием глин и песчаников. Она перекрывается глинистой свитой тасихэ. Выше залегает мощная свита душаньцзы, представленная глинами с прослоями песчаников. В стандартных стратиграфических схемах она показана как плиоценовая, однако современные магнитостратиграфические исследования однозначно указывают на возраст ее подошвы порядка 16 млн лет, т.е. средний миоцен [Charreau et al., 2009].

Отложения свиты цзынчуаньцзы были описаны М.Н. Саидовым как верхнемеловая «красная свита» [1956], позднее после находок ископаемых остатков птиц она отнесена вместе с вышележащей «нижней зеленой свитой» М.Н. Саидова к палеогену [Zhou et al., 1982]. Наиболее полно нижняя часть палеогенового разреза представлена в долине р. Саньту темно-бурыми и кирпично-красными песчанистыми глинами с прослоями грубозернистых песчаников. В основании свиты залегает горизонт грубозернистых косослоистых песчаников, переходящих в верхней части в мелкогалечный конгломерат. К востоку от долины р. Саньту в разрезе преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с красно-бурыми песчанистыми глинами. К западу от Саньту нижняя часть свиты представлена кирпично-красными песчанистыми глинами с прослоями и линзами грубозернистых песчаников с галькой и конгломератов. В верхней части разреза встречаются линзы розового известняка мощностью до 1 м. В долине р. Тасыркай свита цзынчуаньцзы представлена конгломератами, переслаивающимися с грубозернистыми песчаниками и глинами. К кровле приурочено несколько прослоев розового известняка. Далее на запад в разрезе переслаиваются грубозернистые песчаники и песчанистые глины в сочетании с линзами конгломератов, прослоями карбонатных конкреций. Мощность свиты последовательно уменьшается в направлении с востока на запад с 855 до 15 м.

Отложения свиты аньцзыхайхэ были первоначально описаны М.Н. Саидовым как олигоценая «нижняя зеленая свита», впоследствии на основании новых находок палеонтологических остатков для нижней ее границы был установлен позднеэоценовый возраст [Zhou et al., 1982]. Отложения свиты наиболее полно развиты в долине р. Хоргос, где они представлены зеленовато-серыми, темно-серыми и серыми слоистыми глинами с редкими тонкими прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. В средней части залегают четыре прослоя органогенных известняков мощностью до 0.5 м, почти целиком состоящих из раковин остракод. В основании встречаются прослой и линзы конгломератов. Данный тип разреза прослеживается вдоль всего подножия Тянь-Шаня, лишь в западной части впадины в районе рек Куйтун и Сыкеша нижняя часть разреза сложена зеленовато-серыми и голубовато-серыми глинами с тонкими прослоями серых песчаников, а верхняя — желто-зелеными глинами с прослоями ракушняка. Мощность свиты последовательно увеличивается с востока на юго-запад с 44 до 800 м.

Свита шавань ранее была описана как «коричневая свита», которая полностью относилась к неогену, затем было установлено, что ее нижняя часть отложений имеет позднеолигоценый возраст [Zhou et al., 1982]. В районе пересечения новейшей антиклинальной гряды р. Хоргос нижняя часть свиты представлена темно-коричневыми и бордовыми песчанистыми глинами с редкими прослоями желтовато-серых грубозернистых песчаников. В средней части разреза присутствуют прослой грубозернистых песчаников и конгломератов мощностью до 3—6 м. Верхняя часть разреза представлена чередованием коричневых и зеленовато-серых глин с прослоями грубозернистых песчаников. В районе г. Душаньцзы в верхней части разреза присутствуют сажистые тонкослоистые глины с массой растительных остатков. В целом по всей территории впадины отложения свиты характеризуются однообразными красно-коричневыми песчанистыми глинами с прослоями грубозернистых песчаников. В отложениях свиты присутствуют раковины пресноводных моллюсков и остракоды. Мощность отложений обычно колеблется в пределах 150—500 м.

Миоценовая свита тасихэ ранее выделялась как «верхняя зеленая свита». Она широко обнажается в южной части Джунгарской впадины в полосе между реками Саньту и Куйтун. В долине р. Хоргос и районе г. Душаньцзы отложения свиты представлены зеленовато-серыми слоистыми глинами с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. К верхней части разреза приурочено несколько прослоев темно-серых углистых глин и светло-серых мергелей. В средней части разреза встречаются тонкие (до 0.2 м) прослой ракушняка. На отдельных участках в разрезе свиты существенное место занимают красноватые песчанистые глины и прослой грубозернистых песчаников. Мощность отложений составляет от 36—83 до 280—485 м.

Свита душаньцзы («палевая свита», по М.Н. Саидову [1956]) широко развита по всей территории Джунгарской впадины. Наиболее полно она обнажается в районе г. Душаньцзы. Нижняя часть свиты

представлена коричневато-бурыми и красновато-коричневыми песчанистыми глинами с прослоями серых грубозернистых песчаников и конгломератов. Средняя ее часть сложена чередованием буровато-коричневых, табачно-желтых и зеленовато-серых песчанистых глин с прослоями серых песчаников и остракодовых известняков. Верхняя часть разреза сложена светло-коричневыми и палевыми песчанистыми глинами с прослоями красно-коричневых глин и грубозернистых песчаников. Севернее Манасской гряды мощность отложений 1600—1996 м. В зоне гряды мощность свиты 1300 м, а южнее ее — 550 м. К востоку от г. Урумчи, в районе городов Фукан и Саньтай мощность свиты составляет 650—1200 м. По направлению к центру впадины мощность отложений свиты душаньцзы снижается до 207 м.

До последнего времени считалось, что вулканические проявления в регионе прекратились в позднем палеозое, а ближайшие базальты неогенового возраста находятся на северном борту Барун-Хурайской впадины Монголии к востоку от Джунгарии. По геоморфологическим данным предполагался неогеновый возраст небольших тел базальтов, расположенных в 55 км к юго-юго-востоку от Фуюня (Коктокай, Коктогай) и в среднем течении р. Булган [Селиванов, 1965]. Для одного из таких тел, расположенного близ пос. Халакиола (Halaqiaola), миоценовый возраст был доказан при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании базальтов [Huang et al., 2006; Zhang et al., 2007]. Расположен этот участок в 175 км западнее поля барун-хурайских базальтов.

Четвертичные отложения широко распространены в пределах Джунгарской впадины, слагая поверхность большей ее части. На юго-востоке центральной части Джунгарской впадины расположен крупный массив золотых песков (пустыня Гурбантунгут). Источником переважаемого материала служат аллювиальные и озерные осадки верхнего неогена—нижнего квартера. Северо-западную часть впадины занимают озерные равнины с остаточными озерными бассейнами, окруженные пролювиальными наклонными равнинами, которые образуют переход к горным сооружениям Алтая и Саура. Мощность четвертичных аллювиально-пролювиальных осадков у подножия Китайского Тянь-Шаня вместе с верхнеплиоценовым пролювием превышает 4000 м. В пределах горных сооружений (особенно вдоль южной границы) развиты ледниковые и водно-ледниковые отложения [The Quaternary..., 1991].

Основание разреза четвертичных отложений образует свита **сиюй** (xiyu) (N_2-Q_1x), ранее описанная как «конгломератовая свита» [Саидов, 1956]. Она распространена преимущественно у подножий горных сооружений и представляет собой предгорную молассу, связанную с основной фазой новейшего горообразования в регионе. Возраст основания свиты в утвержденной стратиграфических схемах совпадает с началом четвертичной эпохи, имеющим по принятой в Геологической службе КНР шкале возраст 2.48 млн лет [Atlas..., 2002; Word Atlas..., 2005]. К настоящему времени накоплено много новых данных о возрасте основания свиты сиюй. Сейчас точный возраст основания свиты определяют с помощью магнитостратиграфии. В районе г. Шавань подошва свиты сиюй имеет возраст 7.6 млн лет [Charreau et al., 2009]. Однако 60 км западнее в районе г. Душаньцзы та же граница датируется как 4.2—4.8 млн лет [Charreau et al., 2005], а на южном склоне хр. Богдо-Ула возраст основания свиты сиюй варьирует от 1.2 до 2.8 млн лет [Chen et al., 2002; Scharer et al., 2004]. Эти данные можно рассматривать как свидетельство более позднего вовлечения восточного окончания Китайского Тянь-Шаня (Богдо-Ула) в неотектоническую активизацию и неодновременность воздымания хр. Хабырга в центральной его части.

Отложения свиты сиюй представлены серыми и серовато-желтыми мелкогалечными конгломератами с глыбами и валунами с редкими прослоями песчаников и глин. Их мощность составляет в предгорьях 350—2046 м. Она быстро уменьшается по мере удаления от гор. Отложения свиты залегают с несогласием на нижележащих породах и представляют собой предгорные пролювиальные галечники с прочным песчано-глинистым и карбонатно-глинистым цементом. В центральной части впадины пролювиальные фации свиты замещаются аллювиально-озерными. Аллювиально-озерные осадки представлены желтыми, светло-коричневыми, серо-зелеными и зеленовато-желтыми глинами, супесями, а также песчаниками с увеличением роли песчаных отложений вниз по разрезу. Кровля озерных фаций свиты сиюй в центре впадины залегают обычно на глубине 150—320 м, а их мощность составляет 100—200 (редко до 500) м.

Среднечетвертичная свита **усу** (wusu) (Q_2w) развита в речных долинах на границе впадины и обнажается по ее периферии. Она образует наклонные предгорные равнины и речные террасы, начиная с четвертой. Свита представлена коричневато-желтыми галечниками, переслаивающимися с оранжево-желтыми супесями и суглинками в нижней части и серыми галечниками в верхней. Общая мощность отложений в предгорьях 20—50 м. В пределах впадины они замещаются мелкообломочными фациями, кровля которых залегают на глубине около 100 м. Здесь отложения свиты представлены песками, галечниками и суглинками преимущественно аллювиального и частично озерного происхождения. Мощность отложений в центре впадины местами достигает 150 м. В высокогорье свите усу соответствуют отложения среднеплейстоценового моренного горизонта, широко распространенные на юго-западном склоне Алтая в районе г. Ком в верхнем течении р. Бурчун. Они состоят из валунников с суглинистым цементом, образующих боковые валы и конечные гряды с общей мощностью отложений 80—100 м.

Верхнеплейстоценовые отложения рассматриваемой территории включают в себя свиту синьцзян, лессовые отложения и верхнеплейстоценовые морены, распределение которых жестко геоморфологически детерминированно.

Отложения свиты **синьцзян** (xinjiang) (Q_3xj) обнажаются преимущественно по периферии Джунгарской впадины, где формируют широкие речные террасы с первой по третью, предгорные шлейфы и отдельные конусы выноса. Они состоят преимущественно из гравийников с подчиненным количеством песков и глин пролювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. Мощность отложений в предгорьях колеблется от 10 до 200 м. В пределах впадины отложения свиты залегают на глубине 4—60 м. Они представлены в основном аллювиальными желтовато-серыми галечниками, песками и супесями, имеются отдельные линзы озерных отложений, состоящие из глин и мелкозернистых песков. Мощность отложений этого типа разреза 20—70 м. Лессовые отложения перекрывают пролювиальные шлейфы и аллювиальные террасы у подножий Китайского Тянь-Шаня и Алтая. Их мощность местами достигает 20—50 м. Верхнеплейстоценовые морены распространены в высокогорье в верховьях долин. Они включают в себя две ледниковые валунные пачки, разделенные флювиогляциальными галечниками. Суммарная мощность верхнеплейстоценового моренного комплекса составляет до 60 м.

Голоценовые отложения (Q_4) широко представлены по всей впадине и горному обрамлению. Ледниковые отложения у окончаний современных ледников формируют моренные валы Малой ледниковой эпохи мощностью 20—50 м. В Джунгарской впадине локально развиты маломощные пролювиальные, аллювиальные и озерные образования. Эоловые отложения формируют песчаную пустыню Гурбантунгут в центральной части бассейна. Есть упоминания, что высота барханов достигает здесь местами 100 м [The Quaternary..., 1991], однако обычно их высота составляет 20—25 м, на северо-востоке до 40—50 м.

Новейшая активизация включает в себя две основные фазы: олигоценую 23—33 млн л.н. и неоген-четвертичную с 1.2—7.6 млн л.н. по настоящее время. В это время горные сооружения возникли по всему периметру Джунгарской впадины. Область осадконакопления в пределах впадины сократилась, ее периферические части были вовлечены в воздымание и подверглись эрозии. В Западном и Центральном Тянь-Шане и на Горном Алтае неотектоническая активизация также началась в олигоцене [Новиков, 2002; Макаров, 2012].

Кайнозойские отложения Джунгарии хорошо дешифрируются по космоснимкам. Палеогеновые, неогеновые и раннечетвертичные породы последовательно наращивают разрез мезозоя и слагают наклонные равнины, занимая промежуточное положение между мезозоем и поздним кватером. Они отчетливо различаются по фототону. Палеоген имеет на космоснимках светлый зеленовато-серый оттенок, неоген — светло-желтый и ранний кватер — белесо-серый. Отложения среднего и позднего плейстоцена образуют предгорные шлейфы и конусы выноса с характерным струйчатым рисунком и голубовато-серым фототонном, а также озерные равнины с голубовато-белым пятнистым фототонном. Эоловые пески центральной части впадины отчетливо выделяются по характерному рисунку бугров, гряд и барханов и зеленовато-палевому фототону.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время накоплен набор независимых данных, несущих информацию об эпохах формирования горных сооружений по периметру Джунгарской впадины.

Палеогеографическая интерпретация коррелятных отложений является наиболее старым и надежным методом. Она успешно применяется на локальных участках Джунгарской и Хами-Турфанской впадин [Li et al., 2004, 2005; Zhu et al., 2006]. Однако в доступной литературе отсутствуют результаты подобных работ для всей Джунгарской впадины. Опубликованные данные по литологии и стратиграфии Джунгарской впадины позволили нам, опираясь на хронологически охарактеризованные стратиграфические рубежи [Gradstein et al., 2004], наметить временные рамки основных эпох горообразования на границах Джунгарской впадины. Наиболее древней была пермская эпоха орогенеза, разделяющаяся на две фазы (255—265 и 275—290 млн л.н.). На севере и востоке впадины она сопровождалась вулканическими явлениями. На территории горного обрамления происходило внедрение интрузий, которые к настоящему времени вскрыты эрозионными процессами. Джунгарская впадина в это время составляла одно целое с Хами-Турфанской и Зайсанской, но на границе с Хами-Турфанской впадиной уже начала формироваться фациально выраженная система поднятий. Второй по счету была триасовая эпоха (210—230 млн л.н.). Конфигурация впадины изменилась за счет отделения Хами-Турфанской впадины. Третьей была юрская эпоха орогенеза, разделяемая на две фазы (135—145 и 160—200 млн л.н.). Седиментация в юрское время происходила в сходных границах, но несколько сократилась по площади. Четвертой орогенной эпохой была меловая, включающая в себя две фазы (65—85 и 125—135 млн л.н.). Горные сооружения этого возраста формировались главным образом на границах южной части впадины и по линии Карамайли—Саур. В ходе мелового орогенеза произошло разобщение Джунгарской и Зайсанской

впадин. Ранний и средний палеоген был временем тектонического покоя и регионального выравнивания. В олигоцене начинается неотектоническая активизация региона, являющаяся пятой по времени эпохой горообразования. Новейшая тектоническая активизация включает в себя две основных фазы: олигоценовую 23—33 млн л.н. и неоген-четвертичную с 1.2—7.6 млн л.н. по настоящее время.

Появившиеся в последнее время данные трекового анализа позволяют реконструировать термическую историю пород горного обрамления Джунгарской впадины. Ее интерпретация позволяет грубо определить хронологию горообразовательных процессов на границах впадины и выделить раннеюрскую (180—200 млн л.н.), меловую (95—115 млн л.н.) и постолигоценовую (начиная с 24 млн л.н.) эпохи орогенеза [Yuan et al., 2006; Chen et al., 2008; Li et al., 2008].

Магнитостратиграфические исследования, получившие развитие в регионе в последнее десятилетие, позволили детализировать постмеловую историю Китайского Тянь-Шаня. Здесь выделяются три фазы интенсивного поднятия (22.5—26, 11—13 и моложе 7 млн л.н.), разделенные периодами относительной тектонической пассивности [Ji et al., 2008]. По другим данным время поднятий несколько отличается (15—16, 10—11 и моложе 7.6 млн л.н.) [Charreau et al., 2009].

Анализ миграции и смешения нефтей Джунгарского бассейна показывает, что миграции нефти имели здесь место в поздне триасовое, юрское и меловое время, а газовые миграции происходили в основном в кайнозой [Cao et al., 2006].

Четыре независимых метода дают сходную хронологическую картину орогенных событий, проявившихся на границах Джунгарской впадины в последние 300 млн лет. При этом классический литостратиграфический метод показывает для докайнозойского времени значительно лучшую разрешающую способность.

Автор благодарит директора Госпрограммы № 305 СУАР КНР Ван Бао-линя и его сотрудника Ван Сяо-вэня за помощь в организации полевых работ, академика Б.С. Соколова — активного участника начального этапа геологического изучения региона — за консультации по истории геологических исследований и геологии Джунгарии, а также В.Г. Трифонова (ГИН РАН, г. Москва) за рекомендации по улучшению рукописи при подготовке ее к печати.

Работа является вкладом в проект IGCP № 592 «Continental construction of the Altaids (Central Asian Orogenic Belt) compared to actualistic examples from the Western Pacific», выполнена при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта РАН № 114 «Эволюция складчатых областей Центральной Азии и сейсмический процесс» и программы ОНЗ РАН 10.3 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ. Индикаторы процессов крупномасштабного внутриконтинентального тектогенеза».

ЛИТЕРАТУРА

- Бармин В.А.** Синьцзян в советско-китайских отношениях 1941—1949 г. Барнаул, Изд-во БГПУ, 1999, 200 с.
- Беспяев Х.А., Гадженко Г.Д., Полянский Н.В., Дьячков Б.А., Евтушенко А.П.** Геологическая карта Юго-Западного Алтая. М-б 1:1 000 000. Алма-Ата, ИГН РК, 1997, 1 лист.
- Жемчужников Ю.А., Гинсбург А.И.** Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР, 1960, 400 с.
- Кай Кеда, Сун Мин, Ян Чао, Лонг Хиаопин, Хиао Венджио.** Обзор геологического строения Китайского Алтая (Северо-Западный Китай) и его тектонической эволюции в палеозой // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2056—2074.
- Ли Сы-гуан.** Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 519 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.** Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л., Недра, 1987, 237 с.
- Новиков И.С.** Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (5), с. 434—445.
- Макаров В.И.** Межгорные и внутригорные впадины Тянь-Шаня: формационные, структурные и геодинамические различия // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 476—488.
- Миронов К.В.** Справочник геолога-угольщика. М., Недра, 1991, 363 с.
- Мурзаев Э.М.** Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., Наука, 1966, 382 с.
- Нехорошев В.П.** Очерки по геологии Сибири. Хребет Саур. М., Л., Изд-во АН СССР, 1941, 212 с.
- Обручев В.А.** Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии в 1892—1894 гг. Т. 2. СПб., Изд-во РГО, 1901, 687 с.
- Обручев В.А.** Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание. Вып. 1. Обзор литературы, орография, гидрография. М., Л., Изд-во АН СССР, 1932, 311 с.

- Обручев В.А.** Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание. Вып. 2. Геологический очерк. М., Л., Изд-во АН СССР, 1940, 292 с.
- Обухов В.Г.** Схватка шести империй. Битва за Синьцзян. М., Вече, 2007, 512 с.
- Саидов М.Н.** Мезокайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины (основные черты стратиграфии) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 85—97.
- Саидов М.Н., Багирян Г.В., Мосякин П.Ф.** О генетической связи нефти в Центральной Азии с озерно-континентальными отложениями (геологические критерии) // Сборник авторефератов научных работ, законченных в 1957 г. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 123—135.
- Селиванов Е.И.** Геоморфология Джунгарии. М., Недра, 1965, 155 с.
- Синицын В.М.** Восточный Тянь-Шань и Бей-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1954, 271 с.
- Соколов Б.С.** Далеко от войны // Геологи АН СССР в годы Великой Отечественной войны на трудовом фронте: Очерки по истории геологических знаний. Т. 27 / Ред. В.В. Тихомиров. М., Наука, 1991, с. 72—90.
- Туаев Н.П.** К стратиграфии Джунгарии // Советская геология, 1963, № 5, с. 76—92.
- Халимов Э.М., Силич А.М., Обухов А.Н.** Результаты нефтегазопоисковых работ в Зайсанской впадине // Геология нефти и газа, 1991, № 10, с. 11—14.
- Хуан Цзи-цин.** Основные черты тектонического строения Китая // Советская геология, 1961, № 9, с. 8—56.
- Atlas of China's petroliferous basins / Ed. Li Goyu.** Beijing, Petroleum Industry Press, 2002, 492 p. (in Chinese).
- Cao J., Zhang Y.J., Hu W.X., Yao S.P., Wang X.L., Zhang Y.Q., Tang Y.** The Permian hybrid petroleum system in the northwest margin of the Junggar Basin, northwest China // Mar. Petrol. Geol., 2005, v. 22, № 3, p. 331—349.
- Cao J., Yao S.P., Jin Z.J., Hu W.X., Zhang Y.J., Wang X.L., Zhang Y.Q., Tang Y.** Petroleum migration and mixing in the northwestern Junggar Basin (NW China): constraints from oil-bearing fluid inclusion analyses // Org. Geochem., 2006, v. 37, № 7, p. 827—846.
- Cao J., Jin Z.J., Hu W.X., Xie X.M., Wang X.L., Yao S.P.** Integrate GOI and composition data of oil inclusions to reconstruct petroleum charge history of gas-condensate reservoirs: example from the Mosuowan area, central Junggar basin (NW China) // Acta Petrol. Sin., 2007, v. 23, № 1, p. 137—144.
- Carroll A.R., Liang Yunhai, Graham S.A., Xiao Xuchang, Hendrix M.S., Chu Jinchi, McKnight C.L.** Junggar basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean // Tectonophysics, 1990, v. 181, № 1—4, p. 1—14.
- Carroll A.R., Brassell S.C., Graham S.A.** Upper Permian lacustrine oil shales, Southern Junggar Basin, Northwest China // Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1992, v. 76, № 12, p. 1874—1902.
- Charreau J., Chen Y., Gilder S., Dominguez S., Avouac J.-P., Sen S., Sun D., Li Y., Wang W.-M.** Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kutuinde He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of Tianshan mountains observed // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 230, № 1—2, p. 177—192.
- Charreau J., Chen Y., Gilder S., Barrier L., Dominguez S., Augier R., Sen S., Avouac J.P., Gallaud A., Graveleau F., Wang Q.C.** Neogene uplift of the Tian Shan Mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (northwest China) // Tectonics, 2009, v. 28, TC2008. doi: 10.1029/2007TC002137.
- Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M., Sobel E., Yin J., Rubin C., Zhao R.** Magnetostratigraphy of Upper Cenozoic strata in Southwestern Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 195, № 1—2, p. 113—130.
- Chen Z.L., Li L., Liu J., Gong H.L., Jiang R.B., Li S.X., Zheng E.J., Han X.Z., Li X.G., Wang C., Wang G.R., Wang G., Lu K.G.** Preliminary study on the uplifting-exhumation process of the western Tianshan range, northwestern China // Acta Petrol. Sin., 2008, v. 24, № 4, p. 625—636.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J.** A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes, 2004, v. 27, № 2, p. 83—100.
- Graham S.A., Hendrix M.S., Barsbold R., Badamgarav D., Sjostrom D., Kirschner W., McIntosh J.S.** Stratigraphic occurrence, paleoenvironment, and description of the oldest known dinosaur (Late Jurassic) from Mongolia // Palaios., 1997, v. 12, № 3, p. 292—297.
- Hedin S.** Auf grober Fahrt. Meine Expedition mit Schweden, Deutschen und Chinesen durch die Wüste Gobi 1927—1928. Leipzig: F.A. Brockhaus, 1929, 347 s.
- Hendrix M.S., Graham S.A., Carroll A.R., Sobel E.R., McKnight C.L., Jerzykiewicz T., Russell D.A.** Late Mesozoic stratigraphy and vertebrates of the Gobi Basin // Cretac. Res., 1991, v. 12, № 4, p. 345—377.

Hendrix M.S., Brassell S.C., Carroll A.R., Graham S.A. Sedimentology, organic geochemistry, and petroleum potential of Jurassic coal measures: Tarim, Junggar, and Turpan Basins, Northwest China // *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1995, v. 79, № 7, p. 929—959.

Hendrix M.S., Graham S.A., Amory J.Y., Badarch G. Noyon Uul syncline, southern Mongolia: Lower Mesozoic sedimentary record of the tectonic amalgamation of central Asia // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1996, v. 108, № 10, p. 1256—1274.

Hu A.Q., Zhang G.X., Zhang Q.F., Li T.D., Zhang J.B. A review on ages of Precambrian metamorphic rocks from Altai orogen in Xinjiang, NW China // *Chinese J. Geol.*, 2002, v. 37, N 2, p. 129—142 (in Chinese with English abstract).

Hu A.Q., Wei G.J., Deng W.F., Chen L.L. SHRIMP zircon U-Pb dating and its significance for gneisses from southwest area to Qinghe County in the Altai, China // *Acta Petrol. Sin.*, 2006, v. 22, № 1, p. 1—10 (in Chinese with English abstract).

Huang B.C., He H.Y., Zhang C.X., Zhu R.X., Piper J.D.A. Paleomagnetic and geochronological study of the Halaqiaola basalts, southern margin of the Altai Mountains, northern Xinjiang: constraints on neotectonic convergent patterns north of Tibet // *J. Geophys. Res. B, Solid Earth*, 2006, v. 111, (B1), B01101.

Jerrykiewicz T., Russel D.A. Late Mesozoic stratigraphy and vertebrates of the Gobi Basin // *Cretaceous Res.*, 1991, v. 12(4), p. 345—377.

Ji J.L., Luo P., White P., Jiang H.C., Gao L., Ding Z.L. Episodic uplift of the Tianshan Mountains since the late Oligocene constrained by magnetostratigraphy of the Jingou River section, in the southern margin of the Junggar Basin, China // *J. Geophys. Res. B., Solid Earth*, 2008, v. 113, B05102, doi:10.1029/2007JB005064.

Kamen-Kaye M., Meyerhoff A.A., Taner I. Junggar basin. A Permian to Cenozoic intermontane complex in northwestern China // *Senckenbergiana Lethaea*, 1988, v. 69, № 3—4, p. 289—313.

Lawrence S.R. Aspects of the petroleum geology of the Junggar Basin, Northwest China // *Class. Petrol. Provinces Pap. Geol. Soc. Spec.: Two-day Meet.*, London, May, 1988. London, 1990, p. 545—557.

Li H.J., He G.O., Wu T.R., Wu B. Confirmation of Altai-Mongolia microcontinent and its implications // *Acta Petrol. Sin.*, 2006, v. 22, 5, p. 1369—1379 (in Chinese).

Li L., Chen Z.L., Qi W.X., Wang S.X., Chen X.H., Wu Y.P., Gong H.L., Wei X.C., Yang Y., Li X.Z. Apatite fission track evidence for uplifting-exhumation processes of mountains surrounding the Junggar basin // *Acta Petrol. Sin.*, 2008, v. 24, № 5, p. 1011—1020.

Li T.D., Poliyangsi B.H. Tectonics and crustal evolution of Altai in China and Kazakhstan // *Xinjiang Geol.*, 2001, v. 19, p. 27—32 (in Chinese with English abstract).

Li Z., Song W.J., Peng S.T., Wang D.X., Zhang Z.P. Mesozoic-Cenozoic tectonic relationships between the Kuqa subbasin and Tian Shan, northwest China: constraints from depositional records // *Sediment. Geol.*, 2004, v. 172, № 3—4, p. 223—249.

Li Z., Guo H., Wang D.X., Lin W. Mesozoic-Cenozoic tectonic transition in Kuqa Depression-Tianshan, northwest China: evidence from sandstone detrital and geochemical records // *Sci. China Ser. D.*, 2005, v. 48, № 9, p. 1387—1402.

Luo X.R., Liu L.J., Li X.Y. Overpressure distribution and pressuring mechanism on the southern margin of the Junggar Basin, Northwestern China // *Chin. Sci. Bull.*, 2006, v. 51, № 19, p. 2383—2390.

Luo X.R., Wang Z.M., Zhang L.Q., Yang W., Liu L.J. Overpressure generation and evolution in a compressional tectonic setting, the southern margin of Junggar Basin, northwestern China // *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 2007, v. 91, № 8, p. 1123—1139.

Map of tectonism-formation in the Northern Xinjiang and its neighboring area. Scale 1:1 500 000. Urumqi: Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, State Project 305 Office, 1995, 3 sheet.

McKnight C.L., Graham S.A., Carroll A.R., Gan Q., Dilcher D.L., Zhao M., Liang Y.H. Fluvial sedimentology of an Upper Jurassic petrified forest assemblage, Shishu Formation, Junggar Basin, Xinjiang, China // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1990, v. 79, № 1—2, p. 1—9.

Norin E. Geology of Western Qurug Tagh Eastern Tien-Shan. Reports from the scientific expedition to the north-western provinces of China under leadership of Dr. Sven Hedin. The Sino-Swedish Expedition Stockholm, 1937, 184 p.

Peng J.H., Brinkman D.B. New material of Xinjiangchelys (Reptilia, Testudines) from the Late Jurassic Qigu Formation (Shishugou Group) of the Pingfengshan locality, Junggar Basin, Xinjiang // *Canad. J. Earth Sci.*, 1993, v. 30, № 10—11, p. 2013—2026.

Russell D.E., Zhai R.-J. The Paleogene of Asia: mammals and stratigraphy. Paris, Editions du muzeum, 1987, v. 52, 488 p.

Russell D.A., Zheng Z. A large mamenchisaurid from the Junggar Basin, Xinjiang, People's Republic of China // *Canad. J. Earth Sci.*, 1993, v. 30, № 10—11, p. 2082—2095.

Scharer K.M., Burbank D.W., Chen J., Weldon II R.J., Rubin C., Zhao R., Shen J. Detachment folding in southwestern Tian Shan—Tarim foreland, China: shortening estimates and rates // *J. Struct. Geol.*, 2004, v. 26, № 11, p. 2119—2137.

Tang Z.H., Parnell J., Longstaffe F.J. Diagenesis and reservoir potential of Permian-Triassic fluvial/lacustrine sandstones in the southern Junggar basin, northwestern China // *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1997a, v. 81, № 11, p. 1843—1865.

Tang Z.H., Parnell J., Longstaffe F.J. Diagenesis of analcime-bearing reservoir sandstones: the Upper Permian Pingdiquan Formation, Junggar Basin, Northwest China // *J. Sediment. Res.*, 1997b, v. 67, № 3, p. 486—498.

Tectonic map of China and adjacent regions. Scale 1:5 000 000. Beijing, Geol. Publ. House, 1999, 2 sheet.

Tectonic map of Xinjiang and adjacent areas, China. Scale 1:2 500 000, Beijing, Geol. Publ. House, 2003, 1 sheet.

The Quaternary of China / Ed. Zhang Zonghu. Hebei, China Ocean Press, 1991, 575 p.

Wartne M.A., Caroll A.R., Greene T.J. Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China: constraints on postamalgamation tectonic evolution // *GSA Bull.*, 2002, v. 114, № 2, p. 131—152.

World atlas of oil and gas basins / Ed. Li Goyu. Beijing, Petrol. Industry Press, 2005, 853 p. (in Chinese).

Wu X.-C., Brinkman D.B., Russell A.P. *Sunosuchus junggarensis* sp. nov. (Archosauria: Crocodyliformes) from the Upper Jurassic of Xinjiang, People's Republic of China // *Canad. J. Earth Sci.*, 1996, v. 33, № 4, p. 606—630.

Yuan P.L., Young C.C. On the occurrence of *Lystrosaurus* in Sikiang // *Bull. Geol. Soc. China*, 1934, v. XIII, № 1, p. 575—580.

Yuan W.M., Carter A., Dong J.Q., Bao Z.K., An Y.C., Guo Z.J. Mesozoic-Tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: new constraints from apatite fission track data // *Tectonophysics*, 2006, v. 412, № 3—4, p. 183—193.

Zhang Y.Y., Guo Z.J., Liu C., Xu W.Q. Geochemical characteristics and geologic implications of Cenozoic basalts, east Altai, Xinjiang // *Acta Petrol. Sin.*, 2007, v. 23, № 7, p. 1730—1738.

Zhao B. The prospects of petroleum exploration of Permo-Carboniferous in Junggar basin // *Oil and Gas Geol.*, 1982, v. 3, № 1, p. 75—80.

Zheng J.P., Sun M., Zhao G.C., Robinson T.P., Wang F.Z. Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of Late Paleozoic volcanic rocks beneath Junggar basin, NW China: implications for the formation and evolution of the basin basement // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 778—794.

Zhou M., Rich P.V., Qi T. A late Eocene-early Oligocene bird and mammal from Usu (Wusu), Xinjiang, northwestern China // *Memoirs Beijing Nat. Hist. Mus.*, 1982, v. 16, № 1, p. 1—11.

Zhou Y.Q. Discussion on the basement property of Junggar basin // *Xinjiang Geo.*, 1994, v. 5, p. 19—27.

Zhu W.B., Shu L.S., Sun Y., Wang F., Zhao Z.Y. Mesozoic-Cenozoic deformation of the central structure belt in the Turpan-Hami Basin, northwest China: tectonic evolution of an intracontinental basin, central Asia // *Int. Geol. Rev.*, 2006, v. 48, № 3, p. 271—285.

Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.

Н.А. Берзиньм

Поступила в редакцию

22 марта 2012 г.