

Геологическое строение и мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Неня-Чумышского прогиба (Южный Салаир, юг Западной Сибири)

Ф. И. Жимулев¹, А. В. Котляров¹, И. С. Новиков¹, Н. В. Сенников², К. К. Колесов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mails: zhimulev@gmail.com; zhimulev@igm.nsc.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 16.02.2023 г., принята к печати 06.04.2023 г.

Объект исследования. Неня-Чумышский прогиб – длительно развивавшийся внутриконтинентальный мезозойский осадочный бассейн, приуроченный к зоне регионального разрывного нарушения, отделяющего Салаир от структур Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого прогиба. **Цель.** Геологическая и структурно-кинематическая характеристика импульсов внутриконтинентального орогенеза, имевших место в течение мезозоя и кайнозоя на территории СЗ части Алтае-Саянской складчатой области. **Материалы и методы.** Использовались геологические карты района, геофизические данные о положении подошвы палеозойского фундамента, спутниковые снимки и цифровые модели рельефа. Осадочное выполнение бассейна рассмотрено как летопись тектонических движений СЗ части Алтае-Саянской складчатой области на внутриконтинентальном этапе развития. **Результаты.** Выделяются раннеюрский, раннемеловой, поздне меловой-палеогеновый и неоген-четвертичный тектонические этапы развития Неня-Чумышского прогиба. В раннеюрское время Неня-Чумышский прогиб представлял собой бассейн пулл-апарт в зоне левого сдвига. С данным этапом связано накопление грубообломочных терригенных отложений глушинской свиты, мощность которых в Неня-Чумышском прогибе достигает около 1900 м. В раннемеловое время в результате изменения поля напряжений Неня-Чумышский прогиб был преобразован в принадлежавший бассейн, сложенный терригенными отложениями илекской свиты, образующими осадочный бассейн клиновидной формы, характерной для форландовых прогибов, например кайнозойских межгорных принадлежавших впадин Тянь-Шаня. Неотектоническая структура Неня-Чумышского прогиба, сформированная в поле напряжений Индо-Евразийской коллизии, наследует более древний структурный план в общих чертах, но отличается от него деталями. Новообразованной структурой является поперечное неотектоническое поднятие Сары-Чумышского вала. **Выводы.** Раннеюрский этап обусловлен закрытием Палеотетиса и коллизией серии киммерийских террейнов с южной окраиной Евразии, раннемеловой этап – закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Евразии с Северо-Китайским континентом, кайнозойский этап происходил на фоне продолжающейся Индо-Евразийской коллизии. Геологическая эволюция континентальных осадочных бассейнов, контролируемых региональными разломами, может использоваться как источник информации об интенсивности и кинематической картине импульсов внутриконтинентального орогенеза в геологическом прошлом.

Ключевые слова: осадочные бассейны, коррелятные отложения, внутриконтинентальный орогенез, Западная Сибирь, Центрально-Азиатский складчатый пояс, мезозой, сдвиги, бассейны пулл-апарт

Источник финансирования

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (проекты 122041400057-2, 122041400214-9). Работа Н.В. Сенникова проделана в рамках государственного задания РАН (проект FW ZZ-2022-0003)

Geological structure and Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Nenya-Chumysh basin (Southern Salair, southern Western Siberia)

Fedor I. Zhimulev¹, Alexey V. Kotlyarov¹, Igor S. Novikov¹, Nikolay V. Sennikov², Konstantin K. Kolesov¹

Для цитирования: Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Новиков И.С., Сенников Н.В., Колесов К.К. (2023) Геологическое строение и мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Неня-Чумышского прогиба (Южный Салаир, юг Западной Сибири). *Литосфера*, 23(5), 820-843. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-820-843>

For citation: Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Novikov I.S., Sennikov N.V., Kolesov K.K. (2023) Geological structure and Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Nenya-Chumysh basin (Southern Salair, southern Western Siberia). *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 820-843. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-820-843>

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptuga av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mails: zhimulev@gmail.com; zhimulev@igm.nsc.ru

²A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Academician Koptuga av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 16.02.2023, accepted 06.04.2023

Research subject. The Nenya-Chumysh basin is a long-term Mesozoic intracontinental sedimentary basin confined to the zone of a regional fault separating the Salair from the structures of Gornyy Altai, Gornaya Shoria, and the Kuznetsk basin. **Aim.** To establish the geological and structural-kinematic characteristics of impulses of intracontinental orogeny that took place during the Mesozoic and Cenozoic in the territory of the northwestern part of the Altai-Sayan Folded Area. **Materials and Methods.** Geological maps of the area, geophysical data on the position of the base of the Paleozoic basement, satellite images and digital elevation models were used. The sedimentary filling of the basin is considered as a chronicle of tectonic movements in the NW part of the Altai-Sayan Folded Area at the intracontinental stage of development. **Results.** The Early Jurassic, Early Cretaceous, Late Cretaceous-Paleogene, and Neogene-Quaternary tectonic stages of the development of the Nenya-Chumysh basin were distinguished. In the Early Jurassic, the Nenya-Chumysh basin was a pull-apart basin in a left-hand strike-slip zone. This stage is associated with the accumulation of coal-bearing deposits of the Glushinskaya Formation, the thickness of which in the Nenya-Chumysh basin reaches about 1900 m. In the Early Cretaceous, as a result of changes in the stress field, the Nenya-Chumysh basin was transformed into a thrust basin, composed of terrigenous deposits of the Ilek Formation, forming a wedge-shaped sedimentary basin characteristic of foreland troughs. The neotectonic structure of the Nenya-Chumysh basin, formed in the stress field of the Indo-Eurasian collision, inherits an older structural plan in general terms, although differing in details. A non-inherited structure is the transverse neotectonic uplift of the Sary-Chumysh swell. **Conclusions.** The Early Jurassic stage is related with the closure of the Paleo-Tethys and the collision of a series of Cimmerian terranes with the southern margin of Eurasia, Early Cretaceous stage is caused with Mongol-Okhotsk collision, and the Cenozoic stage proceeds with the ongoing Indo-Eurasian collision. The geological evolution of continental sedimentary basins controlled by regional faults can be used as a source of information about the intensity and kinematic pattern of impulses of intracontinental orogeny in the geological past.

Keywords: sedimentary basins, correlative deposits, intracontinental orogeny, Western Siberia, Central Asian orogenic belt, Mesozoic, strike-slip, pull-apart basins

Funding information

The work was carried out within the state assignment of IGM SB RAS (projects 122041400057-2, 122041400214-9). The work of N.V. Sennikov was supported in the framework of the state assignment of the Russian Academy of Sciences (project FW ZZ-2022-0003)

Acknowledgements

The authors are grateful to E.S. Zhimuleva for assistance in editing the text.

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшим методом выявления древних эпизодов тектонической активизации и горообразования на континентах является изучение осадочных бассейнов, смежных с тектоническими зонами, испытывавшими поднятие. Горные сооружения эродированы, а в результате их размыва в сопряженных с поднятиями осадочных бассейнах происходит быстрое накопление мощных терригенных последовательностей, нередко включающих в себя грубообломочные породы. Эти отложения называются коррелятивными по отношению к разновозрастным эпизодам тектонической активности. Форма осадочного бассейна, сопряженного с активным поднятием, определяется кинематическим типом разрывных нарушений, разделяющих тектонические блоки: опущенный, занятый осадочным бассейном и поднимающийся, в пределах которого господствуют процессы денудации.

СЗ часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО) Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представляет собой регион, последние 250 млн лет геологической истории находившийся во внутриконтинентальных условиях. Тектонические движения, происходившие в регионе после становления орогенов Обь-Зайсанской складчатой области и преобразования каледонид АССО в конце палеозоя, реконструированы в ряде работ (Боголепов, 1967; Малолетко, 1972, 2008; Адаменко, 1974, 1976; Башарина и др., 1974; Башарина, 1975; Вдовин, 1976; Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2004; Беляев и др., 2005; Le Heron et al., 2008; Новиков, Сокол, 2009; Davies et al., 2010; Метелкин, 2012; Новиков и др., 2019, 2022; Гутак, 2021; Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021).

Однако слабое развитие мезозойских отложений затрудняет изучение мезозойской тектонической истории региона и корреляцию импульсов денудации, выявляемых термохронологическим мо-

делированием по породам фундамента (De Grave et al., 2007; Glorie, De Grave, 2016; Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021) с накоплением синорогенных осадочных толщ. В целях выявления и изучения фаз внутриконтинентального орогенеза, имевших место в течение мезозоя и кайнозоя на территории СЗ части АССО, нами рассмотрены данные о геологическом строении Неня-Чумышского прогиба (НЧП), называемого также Ненинско-Чумышским, Ненинским или Солтонским (Вдовин, 1976; Бабин и др., 2007). Прогиб расположен в зоне сочленения складчатых сооружений Салаира, Горной Шории, Горного Алтая и Кузнецкого прогиба и выполнен преимущественно мезозойскими терригенными отложениями (рис. 1). На основе изучения структурно-вещественных особенностей прогиба предлагается модель тектонического развития СЗ части АССО в мезозое и кайнозое.

Выбор НЧП в качестве объекта исследования определяется следующими особенностями этого бассейна, выделяющими его на фоне других наложенных мезозойских прогибов южной Сибири и Казахстана. Один из геологических комплексов НЧП представляет собой изолированное поле развития меловых отложений на палеозойском фундаменте. Ближайшие поля выходов меловых отложений расположены на ЮВ периферии Западно-Сибирской плиты (ЗСП), в других частях ЗСП они трансгрессивно перекрыты кайнозойскими отложениями. Существование верхнемеловых морских отложений на Горном Алтае (Зыкин и др., 1999) не подтверждено позднейшими исследованиями (Новиков, 2004). НЧП расположен внутри крупного региона, где в течение мела господствовали процессы денудации. Другие наложенные мезозойские впадины юга Западной Сибири образуют обособленный нижнесреднеюрский структурный этаж между палеозойским фундаментом и кайнозойским чехлом (см. рис. 1). Раннесреднеюрские осадочные бассейны приурочены к осевым частям позднепалеозойских прогибов или же зонам долгоживущих разломов палеозойского фундамента (Башарина, 1975). В течение мела они не проявляли признаков самостоятельного тектонического развития, а подвергались размытию вместе с породами палеозойского основания. Меловые отложения в регионе в структурном отношении являются частью плитного комплекса ЗСП. НЧП представляет собой осадочный бассейн, развивавшийся в пространственной и структурно-парагенетической связи с системой разрывных нарушений, ограничивающих ЮВ фланг аллохтонной пластины Салаира и в юрское, и в меловое время. НЧП имеет узкую и вытянутую форму в плане и исключительно высокое отношение глубины к ширине (около 1/10), что характерно для осадочных бассейнов, непосредственно контролируемых разломами. В неотектонической структуре данному прогибу примерно соответству-

ет понижение в рельефе, называемое Неня-Чумышской котловиной или долом. Это и ряд других геологических и геоморфологических особенностей свидетельствуют о частично унаследованном характере кайнозойской тектонической активизации НЧП и подчеркивают его значение как структуры, прошедшей длительное и многоэтапное развитие. Далее мы используем следующие названия геологических структур: НЧП – для мел-палеоценового осадочного бассейна, Неня-Чумышская котловина (НЧК) – для обозначения современного сквозного понижения рельефа, разделяющего Салаир и Горную Шорию и Солтонский грабен глубокой тектонической впадины, выполненной нижнесреднеюрскими отложениями в основании НЧП.

ФОРМА НЕНЯ-ЧУМЫШСКОГО ПРОГИБА

При рассмотрении формы и размеров прогиба мы ограничиваем его по подошве нижнемеловых отложений как занимающих наибольшую площадь – около 2 тыс. км². Длинная ось прогиба ориентирована в СВ направлении примерно по азимуту 35° (рис. 2). Протяженность прогиба составляет ≈100 км, ширина – ≈20 км, в расширенной СВ части – до 30 км. СВ борт прогиба образован разрывным нарушением – Баркинским надвигом (Токарев и др., 2019б), по которому палеозойские комплексы Салаира надвинуты на меловые отложения осадочного выполнения прогиба. Надвиг прослеживается примерно на 150 км в СВ направлении, буровыми скважинами установлено тектоническое перекрытие отложений илекской свиты породами девона и карбона (Токарев и др., 2019б). Вдоль плоскости разлома в глинах илекской свиты наблюдаются зеркала скольжения. Надвиг характеризуется крутым падением сместителя на СЗ, вертикальная амплитуда превышает 500 м. В плане Баркинский надвиг имеет ступенчатую форму: общее СВ простирание нарушается двумя резкими изгибами. Вблизи д. Сары-Чумыш простирание границы палеозойских и меловых отложений меняется на ЮВ, далее после еще одного линейного отрезка СВ простирания в районе 86°07' граница между палеозойским фундаментом Салаира и меловыми отложениями впадины резко меняет простирание на меридиональное, повторяя изгиб палеозойских структур Салаира.

ЮВ борт прогиба пологий, меловые отложения на ЮВ стороне прогиба имеют небольшую мощность, залегают субгоризонтально и образуют серию эрозионных останцев, приуроченных к возвышенностям. Поэтому форма границ бассейна здесь сложная, следующая за рельефом. Чаще всего меловые отложения залегают непосредственно на девонских вулканитах палеозойского фундамента, реже – на нижнесреднеюрских отложениях. Учитывая малую мощность мезозойских отложений на

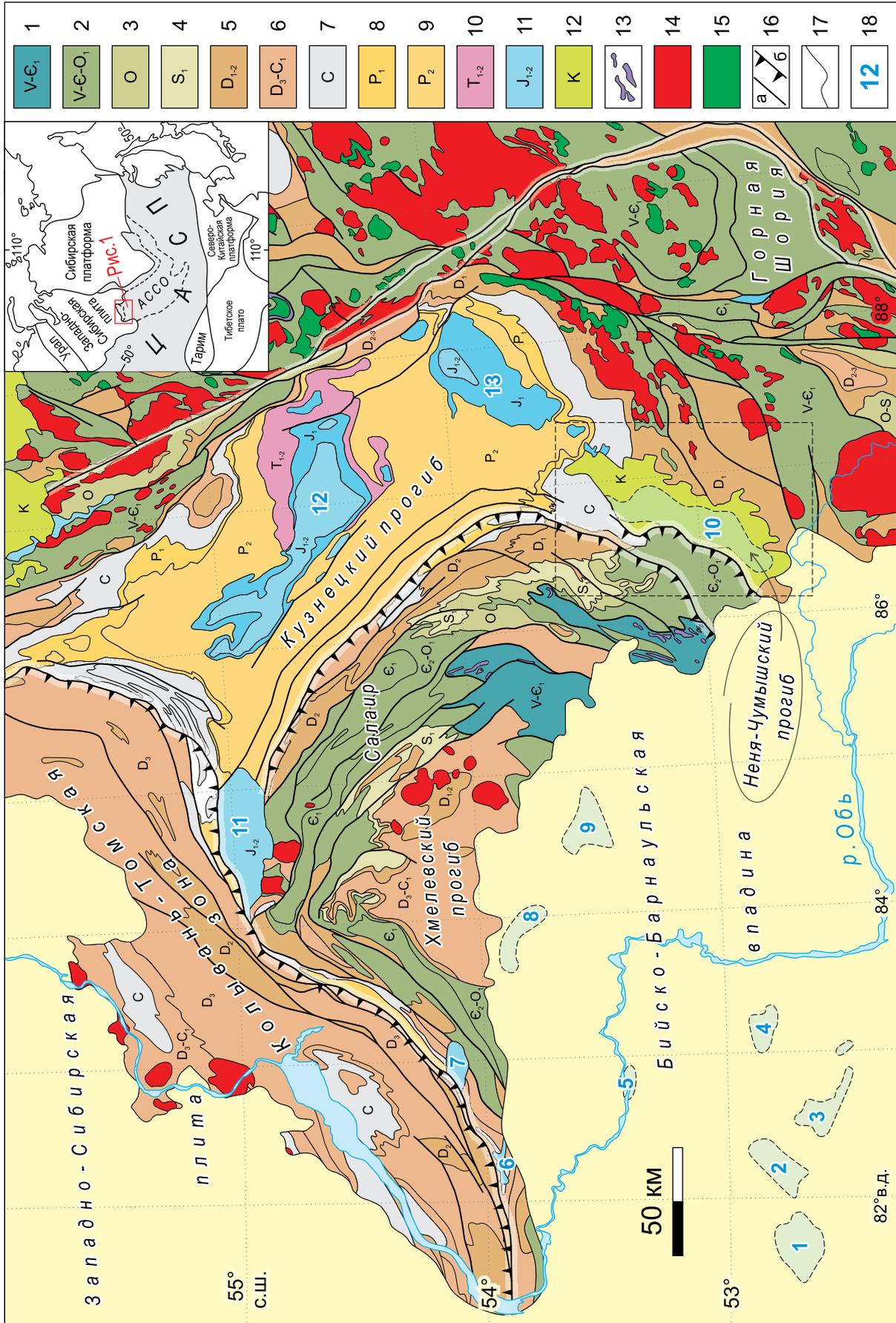


Рис. 1. Геологическая схема Салаирского кряжа, по (Бабин и др., 2007).

1, 2 – венд (?) – раннеордовикский складчатый фундамент; 1 – Аламбайская офиолитовая зона, 2 – палеоостроводужные комплексы нерасчлененные; 3–6 – деформированный палеозойский осадочный чехол; 3 – карбонатно-терригенный ордовик, 4 – карбонатно-терригенный силур, 5 – вулканогенный девон, 6 – терригенный верхний девон и нижний карбон; 7–9 – осадочное выполнение позднепалеозойских прогибов; 7 – терригенный карбон, 8 – угленосная нижняя пермь, 9 – безугольная терригенная верхняя пермь; 10 – триасовые платобазальты; 11 – нижнесреднеюрские терригенные угленосные отложения наложенных впадин; 12 – нижний мел, глинистые сланцы и песчаники; 13 – тела гипербазитов; 14 – гранитоидные интрузии; 15 – диорит-габбровые интрузии; 16 – разрывные нарушения (а), фронтальные надвиги (б) Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны; 17 – стратиграфические границы; 18 – юрские впадины, перекрытые мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины; цифрами обозначены следующие впадины (названия впадин – по (Адаменко, 1974; Беляев и др., 2005)): 1 – Мамонтовская, 2 – Серенбренковская, 3 – Алейская, 4 – Топчихинская, 5 – Шелаболихинская, 6 – Бобровская, 7 – Карагужевская, 8 – Тальменская, 9 – Глушинская, 10 – Солтонский грабен в основании Неня-Чумышского прогиба, 11 – Доронинская, 12 – Центральная-Кубасская, 13 – Тутуясская.

Fig. 1. Geological map of Salair Ridge, according to (Babin et al., 2007).

1–2 – Vendian (?) – Early Ordovician folded basement; 1 – Alambay ophiolite zone, 2 – paleo-island-arc complexes, undivided; 3–6 – deformed Paleozoic sedimentary cover: 3 – carbonate-clastic Ordovician, 4 – carbonate-clastic Silurian, 5 – volcanic-clastic Devonian, 6 – clastic Upper Devonian and Lower Carboniferous; 7–9 – sediments of Late Paleozoic basins; 7 – clastic Carboniferous, 8 – coal-bearing Lower Permian, 9 – clastic Upper Permian; 10 – Triassic basaltic and sandstone; 11 – Lower-Middle Jurassic clastic coal-bearing deposits of the overprinted basins; 12 – Lower Cretaceous, shales and sandstones; 13 – bodies of ultramafic rocks; 14 – granitoid intrusions; 15 – diorite-gabbro intrusions; 16 – faults (a), frontal thrusts (b) of Salair and Kolyvan-Tomsk fold zone; 17 – stratigraphic boundaries; 18 – Jurassic basins overlain by the Mesozoic-Cenozoic sediments of the Bysk-Bar-naul depression; the following depressions are indicated by numbers (names of depressions according to (Adamenko, 1974; Belyaev et al., 2005)): 1 – Mamontovskaya, 2 – Serenbrennikovskaya, 3 – Aleiskaya, 4 – Topchikhinskaya, 5 – Shelabolikhskaya, 6 – Bobrovskaya, 7 – Karaguzhevskaya, 8 – Talmenskaya, 9 – Glushinskaya, 10 – Solton graben at the base of the Nenya-Chumyush trough, 11 – Doroninskaya, 12 – Central Kuzbass, 13 – Tutuyasskaya.

ЮВ борту прогиба, можно полагать, что до поднятия неотектонического рельефа Горной Шории мезозойские отложения занимали большую площадь.

ЮЗ замыкание прогиба скрыто под чехлом кайнозойских отложений. На СЗ меловые отложения НЧП образуют в плане узкий выступ в направлении ЮЗ края Кузнецкого прогиба. В этом районе пологопадающие меловые отложения с несогласием перекрывают смятые в складки карбоновые и пермские отложения. Нижнесреднеюрские отложения в этой части структуры залегают также полого, образуя серию приуроченных к возвышенностям эрозионных останцев, но между юрой и мелом наблюдается азимутальное несогласие и меловые отложения залегают преимущественно на палеозойском фундаменте.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ НЧП

Информация о глубине залегания и рельефе палеозойского фундамента для наиболее глубоких частей прогиба получена геофизическими методами и отражена на структурной карте подошвы мезозойско-кайнозойского чехла (изолинии поверхности палеозойского фундамента на рис. 4), составленной для территории Степного Алтая (Сеников, Конторович, 2003; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007). Менее глубокие части структуры разбурены в ходе картировочного колонкового бурения и поисковых работ на уголь (Малолетко, 2008; Первухин, 2009).

В поперечном разрезе НЧП имеет резко асимметричную форму и может быть подразделен на две структурные части: западную и восточную (см. рис. 2). Западная часть прогиба, протягивающаяся вдоль Баркинского надвига, представляет собой очень узкий и глубокий грабен с крутопадающими бортами. Данную структуру ниже мы называем Солтонским грабеном. В плане грабен имеет форму открытой дуги, обращенной выпуклой стороной на ЮВ и осложненной несколькими ступенчатыми перегибами. Границы грабена в плане повторяют ступенчатые изгибы Баркинского надвига, а восточный борт грабена субпараллелен западному борту, что характерно для структур раскрытия. Западный, вогнутый в плане, борт грабена имеет более крутое падение, чем восточный. В структуре грабена выделяется четыре глубоких впадины, приуроченных к вогнутым изгибам сместителя Баркинского разлома и разделенных участками воздымания фундамента, представляющими собой узкие диагональные горсты. Максимальная глубина залегания палеозойского фундамента составляет ≈ 2.2 км ниже уровня моря. Морфология раннесреднеюрского Солтонского грабена подобна морфологии тектонической котловины оз. Байкал. Восточная часть НЧП характеризуется меньшими глубинами и более простой струк-

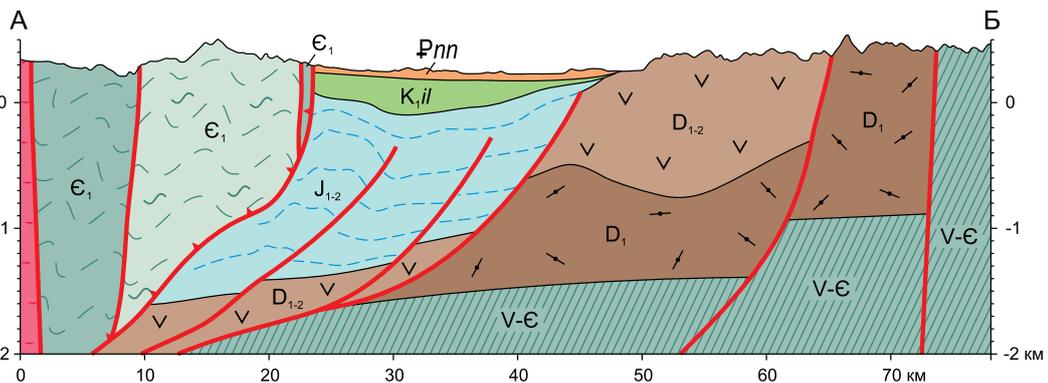
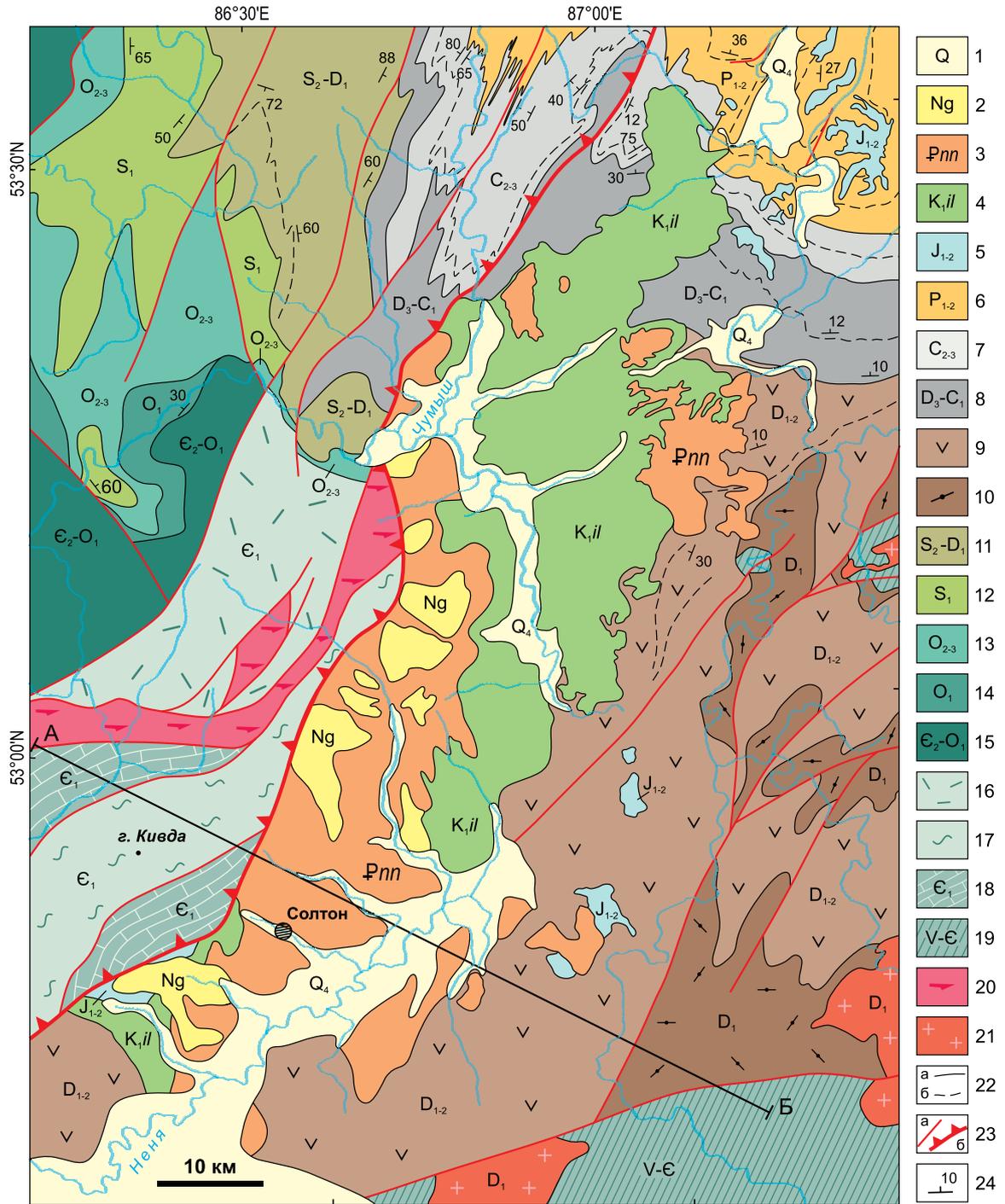


Рис. 2. Геологическая схема и разрез Неня-Чумышского прогиба, по материалам (Захаров и др., 1964; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007).

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – палеогеновые отложения ненинской свиты; 4 – нижнемеловые отложения илекской свиты; 5 – нижнесреднеюрские отложения глушинской свиты; 6, 7 – осадочное выполнение Кузнецкого прогиба; 6 – нижнесреднепермские, 7 – средневерхнекарбоновые; 8 – верхнедевонско-нижнекарбоновые карбонатные и терригенные отложения Салаира; 9, 10 – нижнесреднедевонские вулканогенные отложения тельбеской серии (Горная Шория): 9 – трахириолиты и их туфы, 10 – дациты и андезиты и их туфы; 11 – силурийско-нижнедевонские карбонатно-терригенные отложения; 12 – нижнесилурийские отложения; 13 – среднепозднеордовикские отложения; 14 – нижнеордовикские отложения; 15 – среднекембрийско-раннеордовикские вулканические и обломочные отложения; 16 – нижнекембрийские риолиты и дациты; 17 – нижнекембрийские глинисто-кремнистые сланцы и кварциты; 18 – нижнекембрийские известняки; 19 – венд-кембрийские известняки и глинистые сланцы; 20 – амфиболиты раннекембрийского ангурепского метаморфического комплекса; 21 – девонские гранитоиды; 22 – стратиграфические границы между картируемыми подразделениями: а – показанными на схеме, б – объединенными при генерализации; 23 – разрывные нарушения (а) и Баркинский надвиг (б); 24 – элементы залегания слоистости.

Fig. 2. Geological map and profile of the Nenya-Chumysh basin, based on (Zakharov et al., 1964; Belayaev et al., 2005; Babin et al., 2007).

1 – Quaternary deposits; 2 – Neogene deposits; 3 – Paleogene deposits of the Neninskaya suite; 4 – Lower Cretaceous deposits of the Ilek Formation; 5 – Lower-Middle Jurassic deposits of the Glushinskaya suite; 6, 7 – sedimentary filling of the Kuznetsk trough; 6 – Lower-Middle Permian; 7 – Middle-Upper Carboniferous; 8 – Upper Devonian-Lower Carboniferous carbonate and clastic deposits of Salair; 9, 10 – Lower-Middle Devonian volcanogenic deposits of the Telbes Group (Gornaya Shoria): 9 – trachyrhyolites and their tuffs, 10 – dacites and andesites and their tuffs; 11 – Silurian-Lower Devonian carbonate-terrigenous deposits; 12 – Lower Silurian deposits; 13 – Middle-Late Ordovician deposits, 14 – Lower Ordovician deposits; 15 – Middle Cambrian-Early Ordovician volcanic and clastic deposits; 16 – Lower Cambrian rhyolites and dacites; 17 – Lower Cambrian argillaceous siliceous shales and quartzites; 18 – Lower Cambrian limestones; 19 – Vendian-Cambrian limestones and shales; 20 – amphibolites of the Early Cambrian Angurep metamorphic complex; 21 – Devonian granitoids; 22 – stratigraphic boundaries between the units being mapped: a – shown in the map, б – united during generalization; 23 – faults (a) and Barka thrust (б); 24 – bedding.

турой: рельеф палеозойского фундамента полого, под углами 2–5°, погружается на СЗ. Мощность осадочных толщ прогиба закономерно возрастает в СЗ направлении. По данным магнитотеллурического зондирования, НЧП соответствует аномалия повышенной электропроводности асимметричной формы (Жимулев и др., 2023).

ОСАДОЧНОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ ПРОГИБА

Осадочные отложения НЧП подразделяются на четыре геологических комплекса, охватывающих мезозой и кайнозой: 1) нижнесреднеюрский, 2) нижнемеловой, 3) верхнемеловой(?)–палеоценовый, 4) неогеновый (рис. 3). При этом большая часть осадочных отложений сформирована в мезозое и приходится на нижнесреднеюрский и нижнемеловой комплексы. Все перечисленные комплексы разделены стратиграфическими перерывами, подчеркнутыми разновозрастными корами выветривания и структурными несогласиями, проявленными преимущественно в краевых частях бассейна. Наиболее резкие изменения морфологии осадочного бассейна, выраженные превращением узкого грабена в широкий полурамп, произошли между отложением нижнесреднеюрского и нижнемелового осадочных комплексов, что позволяет подразделить отложения прогиба на два структурных яруса: нижнесреднеюрский и мел-кайнозойский.

Нижнесреднеюрские отложения целиком выполняют глубокий грабен в западной части проги-

ба, где, согласно данным о глубине залегания палеозойского фундамента (Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007), мощность их должна достигать 1900–2000 м. В восточной части прогиба юрские отложения образуют пологопадающую по направлению к грабену моноклиналию толщу мощностью до 250 м (Малолетко, 2008; Первухин, 2009). Меловые отложения слагают широкий полурамп, имеющий в разрезе клиновидную форму и ограниченный на западе Баркинским надвигом (Токарев и др., 2019а). Мощность меловых отложений постепенно возрастает по направлению к надвигу, достигая 450 м. Такие закономерные изменения мощности типичны для принадвиговых прогибов, образованных в результате погружения земной коры под нагрузку аллохтонной пластины (DeCelles, Giles, 1996). На фоне общего увеличения мощности мела по направлению к надвигу на нескольких участках вблизи Баркинского надвига встречаются породы юры. Слабая обнаженность затрудняет определение их структурной позиции. Возможно, они образуют тектонические линзы в зоне разлома или же выходят в пределах поднятых блоков, где меловые отложения подверглись размыву.

Нижняя–средняя юра, глушинская свита (J₁₋₂gl)

Нижнесреднеюрские отложения НЧП, представленные серыми песчаниками, галечными конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и прослоями углей, относятся к глушинской свите (Адаменко, 1974). Кроме НЧП, отло-

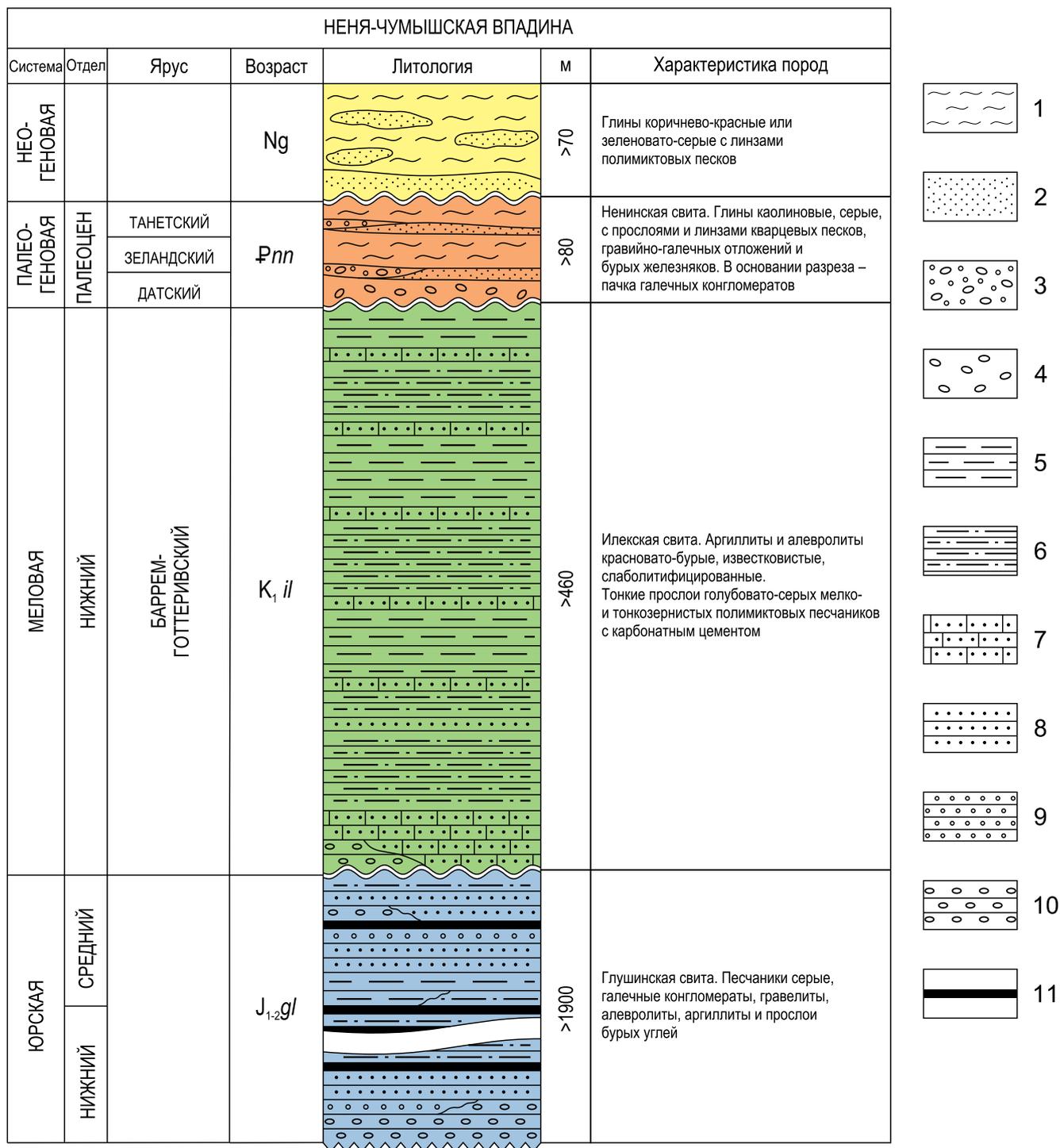


Рис. 3. Стратиграфическая колонка Неня-Чумышского прогиба, по (Захаров и др., 1964; Сенников, Конторович, 2003; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007; Токарев и др., 2019б).

1 – глины, 2 – пески, 3 – гравийно-галечные отложения, 4 – галечники, 5 – аргиллиты, 6 – алевролиты, 7 – песчаники тонкозернистые с карбонатным цементом, 8 – песчаники, 9 – гравелиты, 10 – конгломераты, 11 – бурые угли.

Fig. 3. Stratigraphic column of the Nenya-Chumysh basin, according to (Sennikov, Kontorovich, 2003; Belyaev et al., 2005; Babin et al., 2007; Tokarev et al., 2019b).

1 – clays, 2 – sands, 3 – gravel-pebble deposits, 4 – pebbles, 5 – mudstones, 6 – siltstones, 7 – fine-grained sandstones with carbonate cement, 8 – sandstones, 9 – grits, 10 – conglomerates, 11 – brown coals.

жения глушинской свиты выполняют многочисленные грабен-синклинали в подошве осадочного чехла Бийско-Барнаульской впадины (см. рис. 1). Мощность отложений свиты в этих впадинах, по геофизическим данным, может достигать 800 м (Адаменко, 1974; Малолетко, 2008). Отложения глушинской свиты изучены в результате бурения на Мулнайском бурогольном месторождении и Шабуровском угольном проявлении в восточной части НЧП и у пос. Караган. Терригенные отложения глушинской свиты залегают на породах палеозоя. Нередко в палеозойских породах ниже подошвы глушинской свиты сохраняется доюрская кора выветривания, а материал переотложенной коры выветривания встречается в нижней части юрского разреза (Рагозин, 1938). Юрские отложения со следами размыва перекрыты либо нижнемеловыми отложениями илекской свиты, либо мел-палеогеновыми ненинской свиты.

Для юрских отложений характерна очень высокая фациальная изменчивость. На расстоянии между поисковыми скважинами 1 км на некоторых участках разрез юрских отложений полностью меняется с грубообломочного до глинистого, и корреляция отдельных пачек становится невозможной (Первухин, 2009). Обычно в основании разреза залегают безугольная грубообломочная пачка, а выше – более тонкозернистая угленосная пачка. Безугольный разрез нижней части свиты почти полностью сложен конгломератами, часто валунными, с прослоями гравелитов, гравийных песчаников и в подчиненном количестве глинисто-алевритовых пород. Отложения имеют ритмично-слоистое строение, причем в нижних частях разреза отдельные ритмы заканчиваются углистыми аргиллитами либо маломощными прослоями угля. Цвет пород серый, зеленовато-серый, зеленый, углистых пород – черный. Галечные конгломераты образуют линзы до 15 м мощностью и слагают 13% разреза глушинской свиты (Малолетко, 2008). Цемент конгломератов представлен слаболитифицированной песчано-глинистой массой, реже – прочным кварцево-известково-железистым материалом. В обломочном материале распространены две группы пород, преобладают черные, серые и светло-серые кремни и микрокварциты, известняки и хлоритизированные песчаники, слагающие Кивдинскую гряду Салаира. В подчиненном количестве присутствуют эффузивы девона, характерные для Горной Шории. Галька и гравий хорошо окатаны. Мощность свиты в восточной части НЧП составляет 100–250 м, в пределах Солтонского грабена мощность юрских отложений достигает 1.9–2 км (Беляев и др., 2005). Раннесреднеюрский возраст глушинской свиты определяется по палеоботаническим данным (Адаменко, 1974). Глубинные уровни Солтонского грабена не вскрыты бурением. По

анalogии с другими юрскими впадинами (Адаменко, 1974; Башарина, 1975; Бувалкин, 1978; Бабин и др., 2007; Davies et al., 2010) можно предполагать, что большая часть Солтонского грабена выполнена грубообломочными отложениями безугольного разреза, а пласты углей появляются только в верхней части разреза.

Нижний мел. Илекская свита (K₁il)

Нижнемеловые отложения НЧП сопоставляются с одновозрастными отложениями Чулымо-Енисейского прогиба и выделяются в илекскую свиту (Рагозин, 1936). Эта свита несогласно залегает на породах палеозойского фундамента или на глушинской свите и с несогласием перекрывается ненинской свитой палеоцена. С подстилающими нижнекаменноугольными терригенными и карбонатными отложениями граница свиты резкая, с большим количеством угловатых слабоокатанных обломков пород фундамента в приконтактной зоне.

Разрез илекской свиты представлен однообразной толщей слаболитифицированных терригенных пород: красноцветных алевритов и аргиллитов с тонкими прослоями голубовато-серых или красновато-бурых мелко- и тонкозернистых песчаников. Отложения свиты полого (5–10°) погружаются на СЗ в сторону Баркинского надвига. Наибольшая неполная мощность илекской свиты составляет 459 м (Токарев и др., 2019б). Аргиллиты, преобладающие в разрезе свиты, содержат пылеватый карбонатный материал и тонкие карбонатные прожилки. В аргиллитах наблюдаются трещины усыхания, заполненные песчаным материалом. Песчаники в составе отложений составляют около 10%, они представлены мелко- и тонкозернистыми разностями и имеют полимиктовый состав. Цемент песчаников известковистый. Песчаники образуют прослой мощностью 10–20 см, реже – пачки мощностью до 10 м. Также в разрезе свиты присутствуют линзы конгломератов мощностью до 22 м. Конгломераты состоят из плохо окатанных обломков кварцитов, кварца и известняка, слабосцементированных известково-глинистым материалом.

Возраст илекской свиты принимается нижнемеловым на основании находок остракод готерив-барремского возраста: *Origoilcypris* aff. *fidis* Mand., *Licopthercypris* (?) sp., *Palacythersdea*, *Mangolijnella palmosa*, *Darwinula barabinskiensis*, *Cypriidea faveolata*, *C. consulata*, *C. planata* (Токарев и др., 2019б). Для стратотипа илекской свиты, расположенного в Чулымо-Енисейском бассейне, в последнее время установлен баррем-раннеальбский возраст (Лещинский и др., 2019), что позволяет сопоставлять раннемеловые отложения НЧП с терригенными отложениями ЮВ окраины Западно-Сибирской плиты.

Палеоцен, ненинская свита (P₁np)

Отложения ненинской свиты представлены субгоризонтально залегающими пластовыми телами серых каолиновых глин с прослоями и линзами кварцевых песков, гравийно-галечных отложений и бурых железняков. Основание разреза ненинской свиты повсеместно образовано пачкой галечных конгломератов и песчаников аллювиального генезиса. Галька представлена преимущественно кварцем и кварцитами. Максимальная неполная мощность свиты достигает 80 м, чаще составляя 20–30 м. Ненинская свита залегает на отложениях илекской свиты, перекрывая допозднемеловую кору выветривания, сформированную по породам илекской свиты. На СВ НЧП ненинская свита трансгрессивно залегает на эффузивах девона Горной Шории. В некоторых случаях отложения ненинской свиты перекрывают изолированные останцы нижнесреднеюрских пород, фиксируя следы допозднемелового размыва последних. Подошва отложений ненинской свиты полого погружается в сторону Баркинского надвига.

Возраст свиты установлен на Баркинском месторождении огнеупорных глин, где А.Н. Криштафовичем и П.А. Никитиным выделены и определены позднемеловые флора и пыльца верхнего мела – раннего палеогена, включая *Aquilapollenites asper*, *Proteacidites mollis*, *Triprojectus erassus* (Токарев и др., 2019а). В литературе часто принимается “позднемеловой (дат) – палеоценовый” возраст отложений свиты (Малолетко, 2008). После отнесения датского яруса к палеоцену (Стратиграфический кодекс, 1992; Gradstein et al., 2004; Стратиграфический кодекс России, 2006) данные о позднемеловом возрасте начала накопления ненинской свиты не валидны. На современных геологических картах принят палеоценовый возраст свиты (Федак и др., 2018). Формирование осадков ненинской свиты происходило за счет переотложения продуктов коры выветривания.

Неогеновые отложения

Неогеновые отложения мощностью до 70 м представлены толщей плотных коричневатокрасноватых или зеленоватосерых глин с линзами полимиктовых песков. Они приурочены к западной части НЧП, образуя полосу шириной до 15 км, с СВ поле их распространения ограничено Баркинским надвигом. Неогеновые отложения пространственно ассоциируют с мел-палеогеновыми, располагаясь вдоль СЗ борта прогиба. Органические остатки в толще не обнаружены. Неогеновый возраст принят условно, из-за сходства с павлодарской свитой позднего миоцена–раннего плиоцена (Захаров и др., 1964; Федак и др., 2018).

Коры выветривания в разрезе НЧП

В пределах Неня-Чумышской впадины выделяются четыре эпохи: доюрская, дораннемеловая, меловая и мел-палеогеновая кора выветривания (Кужельный, 1979). Кора выветривания доюрского возраста устанавливается по перекрытию структурного элювия палеозойских пород юрскими отложениями. Переотложенные продукты доюрской коры выветривания установлены в виде прослоев желтых и белых глин в юрских отложениях Мунайского угольного месторождения НЧП (Рагозин, 1938). Дораннемеловый возраст коры выветривания устанавливается по налеганию на нее отложений илекской свиты готтерив-баррема (Захаров, Максимов, 1962). Илекская свита также содержит переотложенные продукты коры выветривания. Кора выветривания по терригенным породам илекской свиты нижнего мела отмечена в районе сел Караган и Солтон. Меловая кора выветривания развита по породам илекской свиты и перекрывается палеоценовыми отложениями ненинской свиты. Палеогеновая кора выветривания формируется по породам ненинской свиты (Кужельный, 1979).

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ НЧП

Современному рельефу НЧП приблизительно соответствует сквозное понижение, разделяющее низкогорья Салаира и Горной Шории, соединяющее равнинные территории Бийско-Чумышской возвышенности с Кузнецкой впадиной и называемое Неня-Чумышской котловиной (НЧК), или долом (рис. 4). Висячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. Козырек надвига в рельефе выражен Кивдинской грядой, в пределах которой расположена высочайшая точка Салаира – гора Кивда (621 м).

В современной структуре НЧК распадается на две впадины, разделенные поперечным поднятием – Сары-Чумышским валом (СЧВ) – и занятые речными долинами Нени и Чумыша (Малолетко, 2008). Южная впадина соответствует нижнему течению р. Неня. Длина этой впадины, которая может быть названа Ненинской, принятая по anomalно расширенному и заболоченному участку долины р. Неня, составляет ≈30 км, ширина – 10 км. Расширение речных долин с заболоченными плоскими днищами рассматривается нами как признак некомпенсированного прогибания днищ впадин, освоенных речной сетью. Восточное замыкание впадины соответствует резкому изменению направления долины р. Неня с СВ на северное. Длинная ось впадины простирается в СВ направлении по азимуту 60° (азимут простирания НЧП по длинной оси поля распространения меловых отложений – 30°). Плоское днище впадины лежит

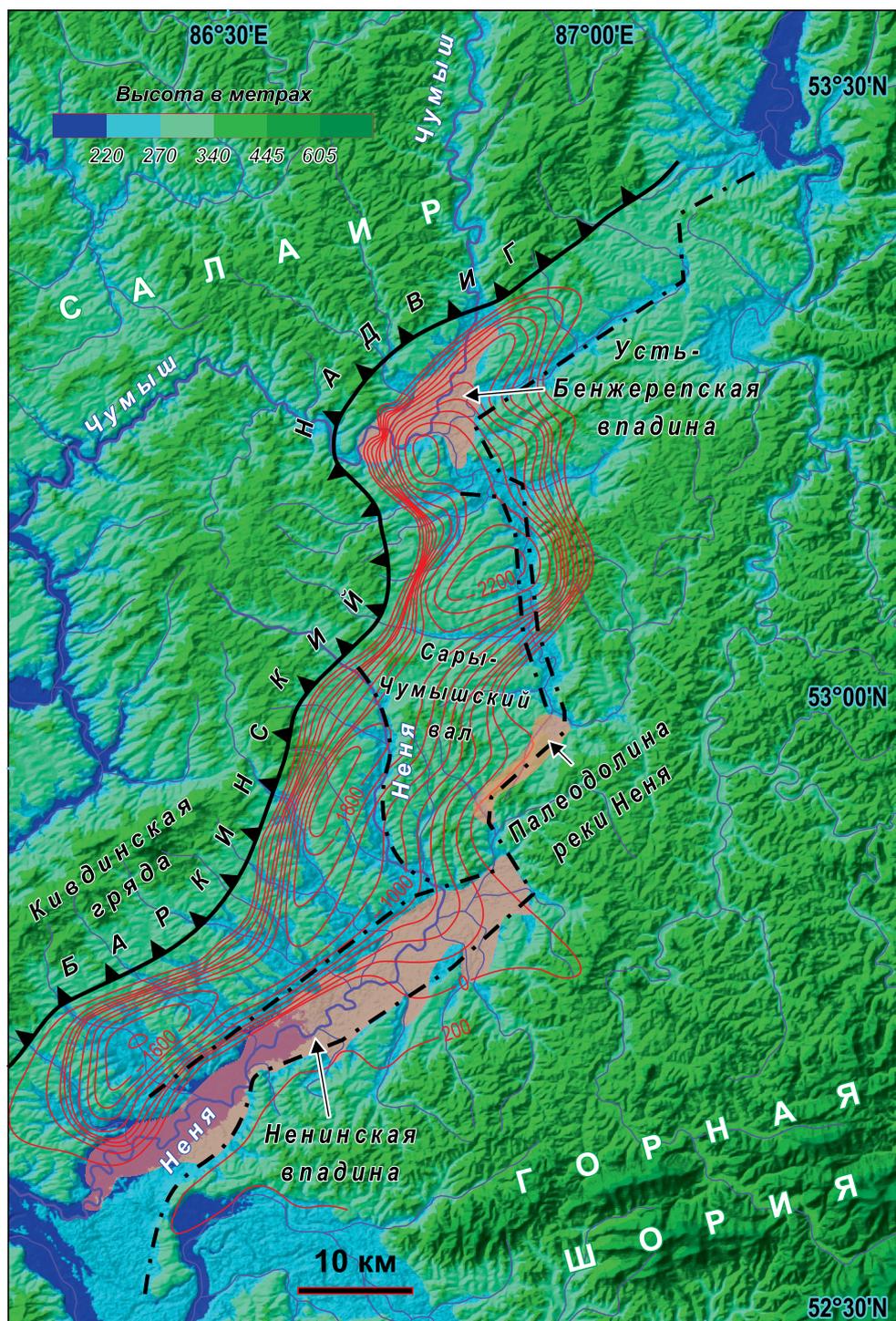


Рис. 4. Структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Салаирского кряжа и Горной Шории на цифровой модели рельефа.

Пунктирными линиями показаны неотектонические разломы, розовой заливкой – современные впадины. Розовыми линиями показаны изолинии поверхности палеозойского фундамента под НЧП.

Fig. 4. Structural-geomorphological map of the junction zone between Salair Ridge and Gornaya Shoria on the digital elevation model.

Dotted lines show neotectonic faults, pink shading shows modern depressions. The pink lines show the isolines of the Paleozoic basement surface under the NCB.

на высоте около 230 м над уровнем моря. Впадина расположена на ЮЗ краю НЧП в зоне выклинивания меловых отложений. Депоцентр НЧП проецируется на западный борт современной впадины. Западный борт впадины прорезан долинами правых притоков р. Неня – Караган, Солтонка, Уруна. Долины этих рек врезаны в неогеновые и меловые отложения, а в долине р. Караган даже выходят породы юрского возраста. В современной структуре наблюдается миграция депоцентра погружения в южном направлении.

Меридиональному отрезку течения р. Неня и водоразделу Нени и Сары-Чумыша соответствует поднятие СЧВ, представляющее собой неотектонический горст, в пределах которого р. Неня и ее притоки врезаются в меловые отложения прогиба (Малолетко, 2008). Водораздельная поверхность этого горстового поднятия лежит на высотах 300–350 м. Распространение лесной растительности подчеркивает границы приподнятого участка.

По данным (Малолетко, 2008), подошва палеоценовых отложений в пределах современной Ненинской впадины находится на высотах 189 м (скв. 43 у пос. Караган) и 186 м (скв. 38 у пос. Солтон), на СЧВ она приподнята до высоты 268 м, а в северной впадине в 2 км западнее пос. Сары-Чумыш эта же геологическая поверхность залегает на высоте 186 м, что позволяет оценить амплитуду поднятия СЧВ в 80 м. Толща неогеновых глин приподнята в пределах СЧВ относительно котловин. Ее присутствие на поднятом блоке и смещение ее подошвы указывают на неоген-четвертичный возраст данного поднятия.

На СВ приподнятого участка расположена вторая современная котловина, охватывающая небольшой участок долины р. Чумыш, где он принимает в себя левые притоки Бенжереп и Сары-Чумыш, а также довольно протяженный участок долины р. Сары-Чумыш. Данная впадина, называемая нами Усть-Бенжерепской, вытянута в СВ направлении по азимуту 35° на ≈22 км при ширине ≈4 км на замыканиях и до 10 км в средней части. Днище впадины, образованное расширенным и заболоченным участком долины р. Чумыш, подпруженным Баркинским надвигом, лежит на высоте 230–240 м.

Учитывая, что высотные отметки подошвы палеоценовых отложений и донных уровней современного рельефа идентичны в Ненинской и Усть-Бенжерепской впадинах, можно заключить, что они представляли собой единую депрессию, разделенную в четвертичное время поперечным поднятием субмеридионального СЧВ. Как было показано (Малолетко, 2008), воздымание СЧВ привело к разрыву речной системы р. Неня и перехвату ее верховий (рр. Мостовая и Кара-Чумыш) рекой Чумыш. Палеодолина р. Неня пересекает СЧВ, между истоками рр. Черная и Сары-Чумыш.

Неотектонический структурный ансамбль, включающий в себя Ненинскую и Усть-Бенжерепскую впадины и разделяющий их СЧВ, представляет собой сдвиговый структурный парагенез из приподнятых и опущенных блоков, приуроченных к изгибам и зонам сочленения активных сегментов сдвиговой зоны. Учитывая одинаковое значение высотных уровней в разделенных впадинах, можно предположить, что СЧВ является активной положительной структурой в зоне ограничивающего изгиба зоны правого сдвига. Таким образом, неотектонический структурный план характеризуется взбросовым поднятием Кивдинской гряды по Баркинскому надвигу, комбинированным с правосдвиговым смещением (правосторонняя транспрессия). Данный структурный парагенез соответствует сжатию в ССВ направлении.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НЧП

Пермский этап

Главные черты структурного рисунка региона были заложены в перми при надвигании Салаирской аллохтонной пластины на Кузнецкий прогиб (рис. 5а) в условиях закрытия Палеоазиатского океана и коллизии Казахстанского, Восточно-Европейского и Сибирского континентов (Зоненшайн и др., 1990; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012). С учетом смещения Салаирской пластины в СВ направлении ЮВ фланг пластины (где позднее будет заложен НЧП) должен был представлять собой правый торцовый сдвиг. Данный разлом мы предлагаем называть Алтае-Салаирским сдвигом (Жимулев и др., 2022).

Величина амплитуды надвига аллохтонной пластины Салаира является дискуссионной. В работе (Токарев и др., 2019а) на основании сопоставления девонских разрезов Присалаирской (Бачатско-Чумышской) фациальной зоны Кузнецкого прогиба с аналогичными разрезами СЗ Алтая (верховье р. Ануй) горизонтальная амплитуда надвига оценивается в 200–250 км. Это смещение компенсируется ороклинальным изгибом структур Салаира в южной части, а также складчатостью и смещением по другим разрывам. Однако часть этого смещения приходится на сдвиговую систему, отделяющую Салаир от Горного Алтая и Горной Шории. Резкие различия состава девонских отложений Салаира и Горной Шории свидетельствуют о существенных сдвиговых перемещениях между этими орогенами. Структурный рисунок Салаира, а также продолжение Аламбайской сутурной зоны Салаира в Каимском блоке Горного Алтая указывают на правосторонние смещения, точная оценка амплитуды которых затруднена ввиду широкого развития мезозойских и кайнозойских отложе-

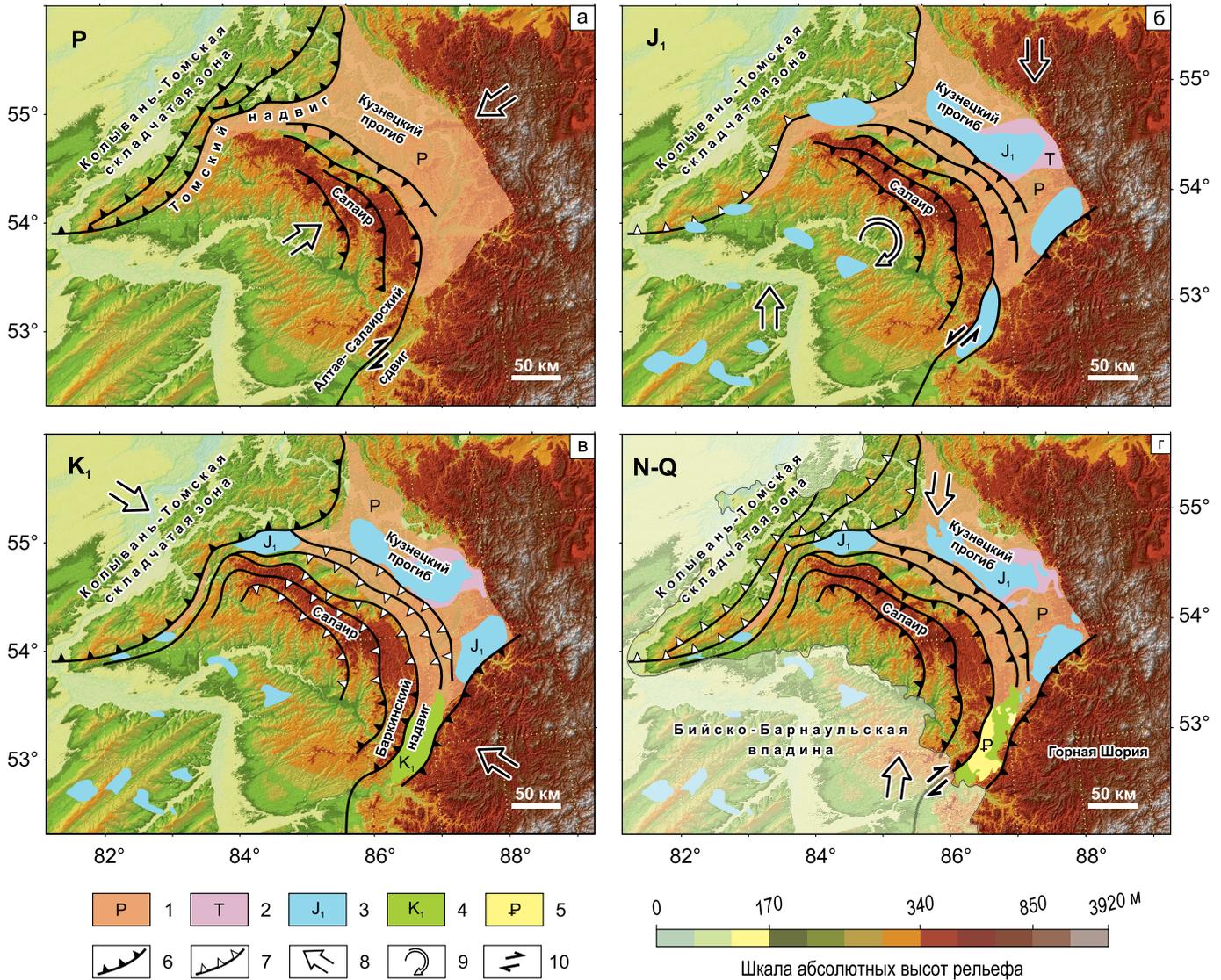


Рис. 5. Модель тектонического развития Неня-Чумышского прогиба в перми (а), ранней юре (б), раннем мелу (в) и плиоцен-четвертичное время (г) на цифровой модели рельефа.

1 – поле современного распространения пермских отложений Кузнецкого прогиба; 2 – триасовые базальты Кузнецкого прогиба; 3 – юрские континентальные отложения синтетектонических бассейнов; 4 – нижнемеловые отложения НЧП, илекская свита; 5 – палеоценовые отложения НЧП, ненинская свита; 6 – активные надвиги; 7 – неактивные надвиги; 8 – предполагаемая ориентировка осей сжатия; 9 – предполагаемое направление разворота Салаирского блока, с раскрытием НЧП; 10 – направления сдвиговых смещений по Алтае-Салаирскому разлому.

Fig. 5. Model of tectonic development of the Neny-Chumysh basin in the Permian (a), Early Jurassic (b), Early Cretaceous (c), and Pliocene-Quaternary (d) on the digital elevation model.

1 – Permian deposits of the Kuznetsk basin; 2 – Triassic basalts of the Kuznetsk basin; 3 – Jurassic continental deposits of syn-tectonic basins; 4 – Lower Cretaceous deposits of the Neny-Chumysh basin, Ilek Formation; 5 – Paleocene deposits of the Neny-Chumysh basin, Neny Formation; 6 – active thrusts; 7 – inactive thrusts; 8 – supposed orientation of compression axes; 9 – the expected direction of the turn of the Salair block, with the opening of the Neny-Chumysh basin; 10 – directions of shear displacements along the Altai-Salair fault.

ний, перекрывающих палеозойское основание на ЮВ фланге Салаирского аллохтона. Ось сжатия в перми, вероятно, была ориентирована на СВ, вдоль

движения тектонических покровов Салаира. После завершения позднепалеозойского орогенеза, финальным актом которого стало становление грани-

тоидов жерновского комплекса в конце перми, наступил период тектонической стабильности, свидетельством которого служит доюрская кора выветривания.

Раннеюрский этап

Начало следующей тектонической активизации, по-видимому, следует датировать концом триаса (рис. 5б). На это указывают следующие факты: базальные горизонты юрских отложений в обрамляющих Салаир впадинах сложены галечными и валунно-галечными конгломератами (Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2021), возраст их оценивается как геттанг-синемюрский (Бабин и др., 2007). Таким образом, уже в самом начале юры мы находим свидетельства разрушения горного рельефа, который, очевидно, должен был сформироваться ранее, в позднем триасе.

Морфологические особенности грабена в основании западной части НЧП определенно указывают на его формирование в зоне левого сдвига как пулл-апарт (сосдвигового) грабена (изолинии поверхности палеозойского фундамента на рис. 4). Субпараллельные борта грабена, имеющие ступенчатую форму в плане, позволяют “закрывать” грабен правосторонним смещением на 17–20 км вдоль сдвига. При этом истинная амплитуда сдвига значительно меньше этого кажущегося смещения и может быть оценена как сумма горизонтальных амплитуд смещений по листрическим сбросам, ограничивающим грабен с юга-востока, согласно методике, использованной для Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Алексеев и др., 2017). Вероятно, амплитуда сдвига лежит в интервале сотни м – первые км.

Раскрытие юрского бассейна было связано с мезозойской реактивацией древнего разлома: пермский правый сдвиг преобразовался в ранней юре в левый сдвиг. В раннеюрское время в зоне НЧП, вероятно, существовал узкий и глубокий пресноводный озерный водоем, подобный Телецкому озеру Горного Алтая (Dehandschutter et al., 2002) или юрскому Ферганско-Яркендскому прогибу в зоне Талассо-Ферганского разлома (De Pelsmaeker et al., 2018). В это время в Солотонском грабене накапливались ритмично-слоистые грубообломочные терригенные осадки, вероятно представлявшие собой пресноводные турбидиты и отложения фан-дельта. По мере заполнения бассейна осадками и затухания терригенного сноса безугольный разрез сменился угленосным с преобладанием мелкозернистых песчаников. Кивдинская гряда представляла собой приподнятый блок, служивший главным источником обломочного материала: с него сносились продукты размыва коры выветривания и обломки кварцитов (Вдовин, 1976). Левый сдвиг СВ простирания мог образоваться при сжатии в суб-

меридиональном направлении. В то же время при создании структурно-кинематической модели раннеюрской тектонической активизации региона следует учитывать, что Салаир был приподнят над окружающими впадинами более чем на 1 км (Вдовин, 1976), а пермские надвиги, по крайней мере на севере и СВ Салаира, реактивированы как надвиги и взбросы. В качестве сценария, объясняющего наблюдаемую кинематическую картину раннеюрского времени, можно предположить вращательное движение Салаирской пластины по часовой стрелке при общем субмеридиональном сжатии сложной мозаики тектонических блоков. С этим предположением хорошо согласуется форма глубокого грабена в основании НЧП. Она имеет не ромбовидную форму, характерную для простых пулл-апарт бассейнов, а представляет эшелонированную систему грабенов и разделяющих их поднятий, подобную Байкальской рифтовой системе, геометрия которой связывается с вращательным движением Сибирской платформы и активизацией сдвиговых разломов в ее складчатом обрамлении (Метелкин, 2012). Средняя и поздняя юра в западной части АССО и Казахстане была периодом затухания тектонических процессов, свидетельством чего является повсеместное уменьшение размерности обломочного материала юрских терригенных отложений (Башарина, 1975; Бувалкин, 1978; Le Heron et al., 2008).

Раннемеловой этап

Следующая реактивация, отраженная в осадочной летописи и структуре НЧП, произошла в раннем мелу (готтерив–баррем) после длительного периода денудации и формирования домеловой коры выветривания. В раннем мелу сдвиговый разлом на южном фланге Салаира был реактивирован как надвиг (Баркинский надвиг), а НЧП был преобразован из пулл-апарта в односторонний форландовый прогиб, что выразилось, в частности, в расширении бассейна (рис. 5в). Основная фаза надвигания приходится на ранний мел – время накопления мощной терригенной последовательности илекской свиты. Закономерное увеличение мощности илекской свиты по направлению к Баркинскому надвигу указывает на синтетектонический характер накопления последней. В это же время произошла реактивация пермского Томского надвига, ограничивающего Колывань-Томскую складчатую зону (КТСЗ) с юга и также имеющего СВ простирание. По Томскому надвигу палеозойские комплексы КТСЗ были надвинуты на нижнесреднеюрское осадочное выполнение Доронинской впадины (Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2021). Надвиговые смещения вдоль разломов СВ простирания указывают на СЗ сжатие во время раннемеловой активизации.

Палеоценовый этап

В поздне меловое и кайнозойское время амплитуда тектонических движений уменьшается, а Баркинский надвиг испытывает неоднократную реактивацию. Он контролирует области накопления палеоценовых отложений ненинской свиты и неогеновых глин и выражен в современном рельефе. Отложение осадков ненинской свиты в палеоцене связано с переотложением продуктов коры выветривания, что может интерпретироваться как результат слабой тектонической дифференциации существовавшего длительное время выровненного рельефа. Несогласное залегание ненинской свиты на илекской и непосредственно на девонских вулканитах указывает на тектоническую перестройку бассейна. Структурно-кинематический характер данной активизации не определен. Можно только сказать, что НЧП продолжал развиваться как отрицательная морфоструктура, в пределах которой сохранялись зоны осадконакопления на фоне регионального господства процессов выветривания и денудации, а также отметить невысокую интенсивность тектонических процессов в указанном интервале времени.

Неоген-четвертичный этап

Выражением неоген-четвертичных тектонических движений является рельеф района (см. рис. 4). На неотектоническом этапе произошла реактивация дугообразных палеозойских разломов, ограничивающих Салаирский аллохтон (Новиков и др., 2022). Геоморфологические особенности свидетельствуют о частично унаследованном характере кайнозойской тектонической активизации НЧП. Всячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. Вертикальная амплитуда четвертичных тектонических движений в районе составляет 50–100 м. Характер речных долин меняется при пересечении ими Баркинского надвига: в лежачем крыле это расширения, занятые заболоченной поймой, в висячем крыле – узкие долины с крутыми бортами. Возраст поднятия СЧВ снизу ограничен накоплением неогеновой толщи, приподнятой в пределах вала. Учитывая большое количество данных о раннечетвертичном поднятии Салаирского кряжа (Новиков и др., 2019), можно предположить, что СЧВ как морфоструктура имеет раннечетвертичный возраст. Форма Неня-Чумышской котловины в общих чертах соответствует форме одноименного мезозойского прогиба. Поднятие СЧВ указывает на сдвиговый характер деформаций, а поднятие Кивдинской гряды – на надвиговой. Современная кинематическая обстановка интерпретируется нами как правосторонняя транспрессия.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭТАПОВ СЕДИМЕНТАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НЧП С РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ЮЖНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

В последние десятилетия при помощи методов низкотемпературной геохронологии получен большой массив термохронологических датировок пород домезозойского фундамента разных регионов Центральной Азии и Сибири. Наибольшее количество датировок получено трековым методом по апатиту. Согласование термохронологических и геологических данных об импульсах внутриконтинентальной тектонической активности представляется важной задачей.

Позднетриасово-раннеюрские трековые возрасты пород фундамента редки для юга Сибири, так как термическая история этого времени в значительной мере стерта более молодыми событиями. Между тем позднетриасово-раннеюрский этап быстрой эксгумации пород уверенно реконструируется при моделировании термических историй наиболее древних образцов, отобранных на доорогенной равнинной поверхности в ряде регионов Средней Азии (Jolivet et al., 2007; De Grave et al., 2011a, b; Glorie, De Grave, 2016; Morin et al., 2019). Позднетриасовый этап быстрого охлаждения является при трековом датировании детритового апатита из юрских осадочных отложений Центральной Азии (Nachtergaele et al., 2018; Chen et al., 2020). В НЧП раннеюрская эпоха денудации соответствует раскрытию Солтонского грабена и накоплению глушинской свиты.

Раннемеловые трековые возрасты апатита наиболее широко распространены на юге Сибири и в Центральной Азии и характерны для большей части поверхности доорогенного пенеплена вне зон динамического воздействия главных разломов фундамента. Моделирование термической истории также практически повсеместно указывает на эпоху позднеюрско-раннемеловой быстрой эксгумации (De Grave et al., 2011b, 2014; Аржанникова и др., 2013; Tang et al., 2015; Glorie, De Grave, 2016; Nachtergaele et al., 2018; Chen et al., 2020; Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021). Если позднетриасово-раннеюрский этап в Средней Азии проявлен сильнее, чем на юге Сибири, то для позднеюрско-раннемелового наблюдается обратная ситуация. В ряде районов Тянь-Шаня меловой этап не выражен (Morin et al., 2019; см. также ссылки в этой работе), в то время как на юге Сибири раннемеловой этап подъема в большинстве случаев представляет собой наиболее древнее реконструируемое термальное событие. На юге Западной Сибири раннемелово-

вой этап быстрой эксгумации пород фундамента (140–130 млн лет назад) реконструируется для гранитоидов КТСЗ (Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021). Структурным выражением этих событий является позднемезозойская активизация палеозойского Томского надвига, по которому палеозойские породы КТСЗ надвинуты на юрские отложения Доронинской впадины (Гутак, 2021; Жимулев и др., 2021). Геологические методы позволяют датировать эту реактивацию только в очень широком диапазоне – между средней юрой и поздним мелом. В НЧП возраст тектонической активизации Баркинского надвига определяется возрастом илекской свиты (≈140–110 млн лет), область седиментации которой контролировалась данным разломом. В геологической летописи позднеюрско-раннемеловой этап выражен крупным несогласием и длительным перерывом осадконакопления. Коррелятные обломочные отложения для данного этапа представлены илекской свитой, мощность которой в Чулымо-Енисейской впадине превышает 740 м.

Поздний мел и палеоцен–эоцен является эпохой тектонической стабильности и образования кор выветривания. Накопление в раннем палеогене глинистых красноцветных толщ, представляющих собой переотложенную кору выветривания (коктурпакская свита и ее аналоги Северного Тянь-Шаня, карачумская свита Чуйской впадины Горного Алтая и т. д.), является индикатором некоторой вертикальной дифференциации рельефа. К позднему мелу, согласно имеющимся палеомагнитным данным, прекращаются смещения по внутриконтинентальным сдвигам региона, фиксируемые данным методом (Метелкин, 2012). Между тем в последние годы появляется все больше термохронологических данных о позднемеловом–раннепалеогеновом эпизоде быстрого охлаждения пород фундамента. Данный этап выявлен для Восточного Казахстана, Горного и Рудного Алтая и Тувы (De Pelsmaecker et al., 2015; Glorie et al., 2019; Vetrov et al., 2020; Gillespie et al., 2021). Трековые датировки этого возраста и импульсы быстрого подъема и охлаждения пород в данном интервале фиксируются по образцам, отобраным вблизи разломных зон регионального масштаба. В отличие от раннемеловых датировок, встречающихся повсеместно на доорогенных пенебленах, позднемеловые приурочены к активизированным разломам или же, как, например, в современных высокогорных районах Тянь-Шаня, к глубоким ущельям и нижним частям тектоногенных уступов (Glorie, De Grave, 2016; Glorie et al., 2019; Chen et al., 2020; Gillespie et al., 2021). Палеоценовый импульс денудации соответствует времени накопления ненинской свиты НЧП.

СООТНОШЕНИЕ ЭТАПОВ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НЧП И КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА ОКРАИНАХ ЕВРАЗИИ

После формирования покровной структуры Салаира в перми в результате закрытия Палеоазиатского океана (Зоненшайн и др., 1990; Buslov et al., 2004; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012) регион испытал ряд тектонических перестроек, нашедших отражение в изменении характера осадконакопления НЧП. Внутриконтинентальная тектоническая динамика рассматривается нами в рамках представлений о дальнейшем воздействии коллизионных событий, происходивших на окраинах континента, на неоднородную по возрасту, составу и тектоническому строению земную кору ЦАСП (Molnar, Tapponnier, 1975). Позднетриасово-раннеюрский импульс внутриконтинентального орогенеза большинством исследователей связывается с закрытием океана Палеотетиса и столкновением серии континентальных “киммерийских” блоков, наиболее крупным из которых является Цайтанг (Qiangtang), с южной окраиной Евразии (Sengor, 1979; Metcalfe, 2021). Также в это время происходит коллизия Бадахшанского блока и образуются складчато-покровные сооружения Памира (Robinson, 2015). В западном секторе ЦАСП киммерийская орогенеза связывается с коллизией Иранской плиты с Евразией (Zanchi et al., 2016). Данная коллизия привела к формированию горного рельефа на территории современной Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири в обстановке субмеридионального сжатия. Одним из ее результатов стала реактивация палеозойских сдвиговых систем Центральной Азии (Алексеев и др., 2017; De Pelsmaecker et al., 2018) и сдвига, отделяющего Салаир от Алтая и Горной Шории, – Алтае-Салаирского разлома. В результате сдвигового смещения по разлому произошло раскрытие глубокого приразломного грабена, выполненного отложениями глушинской свиты. Существует также интерпретация раннеюрской тектонической активизации как эпизода растяжения (Jolivet, 2015; Morin et al., 2020), однако почти полная амагматичность юрского этапа свидетельствует в пользу модели коллизионного сжатия.

Раннемеловой этап внутриконтинентального орогенеза связывается с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и столкновением Северо-Китайского континента с Евразией (Yang et al., 2015; Jolivet et al., 2017; Arzhannikova et al., 2022). Данная коллизия развивалась с поздней юры (на западе) до раннего мела (на востоке), с ней связана тектоническая активизация Южной Сибири (Боголепов, 1967; Башарина и др., 1974; Jolivet et al., 2017). С учетом взаимного расположения рассматриваемого региона и Северо-Китайского кон-

тинента коллизионное сжатие должно было иметь СЗ направление, что и привело к преобразованию сдвигового разлома в надвиг, а НЧП из присдвигового бассейна (pull-apart) – в принадлежковый (форландовый). Надвиговые смещения по разломам СВ простирания свидетельствуют, что тектоника региона определялась в это время в первую очередь закрытием Монголо-Охотского океана, а не позднеюрско-раннемеловыми коллизионными событиями на южной окраине Евразии, такими как коллизия блока Лхаса (Kapp et al., 2007; Zhu et al., 2016).

Интерпретация причин позднемеловых и раннепалеогеновых тектонических событий в Центральной Азии и Южной Сибири в настоящее время затруднена низкой интенсивностью этих тектонических движений, недостаточно точным датированием отложений указанного интервала, а также неопределенностью геодинамического сценария развития южной окраины Евразии (Kapp et al., 2007; Hinsbergen van et al., 2012; Zhu et al., 2016; Searle, 2019). Достаточно сказать, что время коллизии блока Лхаса разными исследователями определяется в широком интервале – от средней юры до позднего мела (Zhu et al., 2016).

В последние годы импульс мелового подъема пород вдоль крупных разломных зон Средней Азии связывается с процессами задугового растяжения в результате смещения зон субдукции (roll-back) в Мезотетисе (Glorie et al., 2019; Gillespie et al., 2021). С нашей точки зрения, подобная интерпретация обоснована для позднемелового этапа, так как в Центральной Азии и Южной Сибири отсутствуют мощные толщи позднемеловых обломочных отложений, которые должны были бы сформироваться при эксгумации в условиях сжатия и денудации орогена. При эксгумации в режиме растяжения (extension unroofing) возможна тектоническая денудация без эрозии и переотложения фронтальных частей тектонических покровов. Раннемеловой этап денудации связан с обстановкой сжатия в зоне Монголо-Охотской коллизии, на что указывают реактивация надвигов северо-восточного простирания и накопление мощных обломочных толщ раннемелового–сеноманского возраста в чехле Западно-Сибирской плиты. Раннемеловые датировки характерны для неактивизированных частей пенепплена Южной Сибири (Glorie, De Grave, 2016) и рассматриваются как результат пенеппенизации последней срезанной эрозией горной страны. Позднемеловой–раннепалеогеновый этап тектонического подъема проявлен главным образом вблизи разломов регионального масштаба.

Палеоценовый этап обычно связывается с реакцией на начало Индо-Австралийской коллизии. Однако возраст столкновения Индийского субконтинента с Азиатской окраиной Евразии принимается раннеэоценовым (≈ 50 млн лет (Searle, 2019)), а время накопления комплекса красноцветных осадков

определяется в довольно широком интервале – конец мела–эоцен, поэтому геодинамическая интерпретация раннепалеогеновой активизации представляется открытым вопросом. Позднеолигоценовый рубеж (≈ 25 млн лет), повсеместно знаменующий начало неотектонической активизации ЦАСП, не фиксируется в структурах и отложениях НЧП. Возможно, с этим этапом связано накопление неогеновых глин в осевой части прогиба и реактивация Баркинского надвига, контролирующего конфигурацию поля распространения неогеновой толщи. Плиоцен-четвертичный этап привел к подъему Салаирского кряжа и формированию современной орографической структуры района, в том числе СЧВ, разделившего НЧК на две впадины. По геологическим и геохронологическим данным, этот этап проявился как кратковременное одноактное орогеническое событие 1–2 млн лет назад (Novikov, Sokol, 2007; Новиков, Сокол, 2009; Новиков и др., 2019). Неоген-четвертичный структурный план в общих чертах наследует более древние структуры: происходят реактивация Баркинского надвига, оформление НЧП как отрицательной морфоструктуры. Мелкие детали неотектонического ансамбля являются новообразованными: это смещение областей погружения в южную часть прогиба и формирование СЧВ. Раннечетвертичный тектонический этап также проявлен на огромных территориях Центральной Азии формированием грубообломочных сероцветных моласс. По мнению большинства исследователей, данный этап связывается с субмеридиональным сжатием в зоне влияния Индо-Евразийской коллизии, однако причины его четкой обособленности во времени неизвестны.

ВЫВОДЫ

Нея-Чумышский прогиб – длительно и прерывисто развивавшийся внутриконтинентальный осадочный бассейн, приуроченный к зоне регионального разрывного нарушения, отделяющего Салаир от структур Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого прогиба, – Алтае-Салаирского разлома (Жимулев и др., 2022). Осадочное выполнение бассейна может рассматриваться как летопись тектонических движений западной части АССО на внутриконтинентальном этапе развития, охватывающем мезозой и кайнозой. Образованный в перми Алтае-Салаирский разлом представлял собой правый сдвиг, ограничивающий с юга Салаирскую аллохтонную пластину. Амплитуда правосдвигового смещения по разлому в перми, вероятно, составляла около 200 км. Тектоническая активизация каждый раз приводила к перестройке бассейна. При анализе тектонической истории НЧП выделяются раннеюрский, раннемеловой, мел-палеогеновый и неоген-четвертичный тектонические этапы. Наибольшее значение имеют первые два этапа.

В ранней юре разлом был реактивирован как левый сдвиг с амплитудой до нескольких км. В ранней-средней юре в зоне разлома был заложен узкий пулл-апарт бассейн – Солтонский грабен, выполненный толщей юрских континентальных обломочных отложений мощностью до 2 км (глинистая свита).

В раннемеловое время в результате изменения поля напряжений сдвиговый разлом, ограничивавший юрский осадочный бассейн, был реактивирован как Баркинский надвиг, перед фронтом которого накапливались отложения илекской свиты готтерив-барремского возраста. В раннемеловое время НЧП развивался как принадвиговый бассейн клиновидной формы, а палеозойские породы Салаира были надвинуты на нижнемеловые осадки прогиба. Вертикальная амплитуда смещения по Баркинскому надвигу превышала 450 м (Токарев и др., 2019б). В позднем мелу–палеоцене НЧП подвергся тектонической реактивации малой интенсивности, проявившейся в накоплении отложений ненинской свиты.

Формирование неотектонической структуры НЧП, включая формирование СЧВ и Кивдинской гряды, произошло в раннечетвертичное время. Неотектоническая структура НЧП наследует более древний структурный план в общих чертах, но отличается в деталях. Вертикальная амплитуда четвертичных движений составляет ≈100 м.

Общий структурный план региона, определивший структурно-кинематический характер последующих реактиваций, был сформирован в перми в результате закрытия Палеоазиатского океана (Зоненшайн и др., 1990; Buslov et al., 2004; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012). Раннеюрский этап реактивации обусловлен закрытием Палеотетиса и коллизией Киммерийских блоков с южной окраиной Евразии (Sengor, 1979; Metcalfe, 2021), раннемеловой – закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Северо-Китайского континента с юго-восточной окраиной Евразии (Yang et al., 2015; Arzhannikova et al., 2022).

Благодарности

Авторы благодарны Е.С. Жимулевой за помощь в подготовке рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. (1974) Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 168 с.
- Адаменко О.М. (1976) Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 184 с.
- Алексеев Д.В., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. (2017) Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургай и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань). *Геотектоника*, (2), 3-20. <https://doi.org/10.7868/S0016853X17020023>
- Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. (2013) Возраст формирования и деструкции мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне. *Геология и геофизика*, **54**(7), 894-905.
- Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дубский В.С., Черных А.И., Щигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М., Алексеенко В.Д., Булычев А.В., Радюкевич Н.М., Николаева Л.С., Богомолов В.П., Шипов Р.В., Сулова С.В., Сазонов В.А., Юрьева В.В., Хлебникова Т.В., Кондрашова А.К., Терета Н.Ф. (2007) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (3-е поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист N-45 Новокузнецк. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 665 с.
- Башарина Н.П. (1975) Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей (геологические формации и структура). Новосибирск: Наука, 124 с.
- Башарина Н.П., Боголепов К.В., Ермиков В.Д., Заболотский Е.М. (1974) Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 77 с.
- Беляев В.И., Нечаев В.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 200 000. Изд-е 2-е. Сер. Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Объяснит. записка. Новосибирск, 275 с.
- Беляев С.Ю., Сенников Н.В., Букреева Г.Ф., Зайцев А.И., Клец А.Г., Филонов А.В. (2005) Пликативная тектоника подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской геосинклизы (Степной Алтай) и структурные предпосылки нефтегазоносности. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (7), 18-26.
- Боголепов В.К. (1967) Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 328 с.
- Бувалкин А.К. (1978) Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 164 с.
- Вдовин В.В. (1976) Основные этапы развития рельефа. М.: Наука, 270 с.
- Гутак Я.М. (2021) Становление структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области (мезозойский этап). *Геосферн. исследования*, (1), 123-129. <https://doi.org/10.17223/25421379/18/10>
- Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Новиков И.С., Ван Ранст Г., Начтергаеле С., Докашенко С.А., Де Гравэ И. (2021) Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны (Южная сибирь), синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита. *Геология и геофизика*, **62**(9), 1227-1245. <https://doi.org/10.15372/GiG2020151>
- Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В., Потапов В.В., Новиков И.С., Котляров А.В. (2023) Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Салаира и Горной Шории (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) по результатам магнитотеллурического зондирования. *Геология и геофизика*, **64**(5), 674-690.

- <https://doi.org/10.15372/GiG2022135>
- Захаров А.П., Захаров В.А., Кузьмин Ю.В. (1964) Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:1 200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XXVII. Объяснит. записка. М.: Недра, 88 с.
- Захаров А.П., Максимов И.П. (1962) Меловые и кайнозойские отложения Неня-Чумышского прогиба. *Вестн. ЗСГУ и НТГУ*, (3), 1-10.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 т. М.: Недра, 325 с.
- Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. (1999) Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае. *Докл. РАН*, **366**(5), 669-671.
- Кужельный Н.М. (1979) Неня-Чумышская впадина. *Коры выветривания Сибири. Формации коры выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области*. М.: Недра, 221 с.
- Лещинский С.В., Файнгерц А.В., Иванцов С.В. (2019) Большой Илек – стратотип илекской свиты нижнего мела и новое местонахождение динозавровой и мамонтовой фаун юго-востока Западной Сибири. *Докл. АН*, **488**(5), 513-516. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524885513-516>
- Малолетко А.М. (1972) Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Национ. исслед. Томск. гос. ун-т, 230 с.
- Малолетко А.М. (2008) Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Национ. исслед. Томск. гос. ун-т, 288 с.
- Метелкин Д.В. (2012) Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: СО РАН, 460 с.
- Новиков И.С. (2004) Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 312 с.
- Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Савельева П.Ю. (2019) Геологическая история и рельеф Северо-Западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое. *Геология и геофизика*, **60**(7), 988-1003. <https://doi.org/10.15372/GiG2019054>
- Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В. (2022) Неотектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов. *Геология и геофизика*, **63**(1), 3-19. <https://doi.org/10.15372/GiG2021113>
- Новиков И.С., Сокол Э.В. (2009) Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области по пирометаморфическим комплексам: геологическое обоснование. *Геоморфология*, **3**, 77-93.
- Первухин О.В. (2009) Геологическое строение и характеристика угленосности восточной окраины Неня-Чумышской впадины на примере Мунайского месторождения и Шабуровского проявления бурых углей. *Природные ресурсы Горного Алтая*, (10), 1-6.
- Рагозин Л.А. (1936) Геологический очерк района трассы Ачинск–Енисейск. Томск: Изд-во ЗСГТ, 47 с.
- Рагозин Л.А. (1938) Мунайский бурогольный район. *Вестн. ЗСГУ*, (5), 37-50.
- Сенников Н.В., Конторович А.Э. (2003) Оценка перспектив нефтегазоносности территории Алтайского края. Отчет по договору № 55-02 в 3 кн. и 1 папке. Новосибирск: Геол. фонды ИНГТ СО РАН, 216 с.
- Стратиграфический кодекс. (1992) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 120 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 95 с.
- Токарев В.Н., Шатилова Г.А., Котик О.П. (2019а) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд-е 2-е. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XIV (Гурьевск). М.: Моск. фил. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 233 с.
- Токарев В.Н., Юрьев А.А., Косякова Л.Н., Глаас Г.А. (2019б) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд-е 2-е. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск). Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 195 с.
- Федак С.И., Гусев А.И., Туркин Ю.А., Русанов Г.Г., Карабицына Л.П., Поважук Г.А. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Изд-е 2-е. Сер. Горно-Алтайская. Лист N-45-XXXIII (Красногорское). Объяснит. записка. М.: Моск. филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 140 с.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. (2022) Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin. *Geosci. Front.*, **13**(1), 101254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101254>
- Buslov M.M., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N. (2004) Late Paleozoic-Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia. *Gondw. Res.*, **7**(3), 791-808. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71064-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71064-9)
- Chen Y., Wang G., Kapp P., Shen T., Zhang P., Zhu C., Cao K. (2020) Episodic exhumation and related tectonic controlling during Mesozoic in the Eastern Tian Shan, Xinjiang, northwestern China. *Tectonophysics*, **796**, 228647. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228647>
- Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I. (2010) Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian–Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **295**(1-2), 307-322. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.008>
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. (2007) Meso-Cenozoic Evolution of Mountain Range – Intramontane Basin Systems in the Southern Siberian Altai Mountains by Apatite Fission-Track Thermochronology. *Thrust Belts and Foreland Basins*. (Eds O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, J. Vergés). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, p. 457-470. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_24
- De Grave J., De Pelsmaecker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. (2014) Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region. *Tectonophysics*, **621**, 44-59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.039>
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den haute P. (2011a) The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondw. Res.*, **20**(4), 745-763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.011>
- De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. (2011b) Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau base-

- ment (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins: Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau crystalline basement. *Terra Nova*, **23**(4), 248-256. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01006.x>
- De Pelsmaecker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. (2015) Late-Paleozoic emplacement and Mesozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. *Tectonophysics*, **662**, 416-433. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.014>
- De Pelsmaecker E., Jolivet M., Laborde A., Poujol M., Robin C., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Glorie S., De Clercq S., Batalev V.Yu., De Grave J. (2018) Source-to-sink dynamics in the Kyrgyz Tien Shan from the Jurassic to the Paleogene: Insights from sedimentological and detrital zircon U-Pb analyses. *Gondw. Res.*, **54**, 180-204. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.09.004>
- DeCelles P.G., Giles K.A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Res.*, **8**(2), 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- Dehandschutter B., Vysotsky E.M., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Seleznev V., Batist M. (2002) Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai). *Tectonophysics*, **351**(1-2), 139-167. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00129-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00129-4)
- Dobretsov N., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N., Ermikov V. (1996) Meso and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes. *Int. Geol. Rev.*, **38**(5), 430-466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>
- Gillespie J., Glorie S., Jepson G., Zhimulev F., Gurevich D., Danišik M., Collins A.S. (2021) Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan. *J. Geol. Soc.*, **178**(6), jgs2020-121. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-121>
- Glorie S., De Grave J. (2016) Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology. *Geosci. Front.*, **7**(2), 155-170. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.04.003>
- Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., Jepson G., Danišik M., Zhimulev F.I., Gurevich D., Zhang Z., Song D., Xiao W. (2019) Thermo-tectonic history of the Junggar Alatau within the Central Asian Orogenic Belt (SE Kazakhstan, NW China): Insights from integrated apatite U/Pb, fission track and (U-Th)/He thermochronology. *Geosci. Front.*, **10**(6), 2153-2166. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.05.005>
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes: J. Int. Geosci.*, **27**(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2004/v27i2/002>
- Hinsbergen D. van, Lippert P., Dupont-Nivet G., McQuarrie N., Doubrovine P., Spakman W. (2012) Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **109**(20), 7659-64. <https://doi.org/10.1073/pnas.1117262109>
- Jolivet M. (2015) Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: a preliminary synthesis. *Spec. Publ.*, **427**(1), 19-55. <https://doi.org/10.1144/SP427.2>
- Jolivet M., Arzhannikova A., Frolov A., Arzhannikov S.G., Kulagina N., Akulova V., Vassallo R. (2017) Late Jurassic – Early Cretaceous paleoenvironmental evolution of the Transbaikalian basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny. *Bull. Soc. Geol. France*, **188**(1-2), 101-118. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017010>
- Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Chauvet A., Arnaud N., Vicente R. De, Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Sue C., Arzhannikova A., Arzhannikov S. (2007) Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, **35**(10), 871-874. <https://doi.org/10.1130/G23758A.1>
- Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M., Ding L. (2007) Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **119**(7-8), 917-933. <https://doi.org/10.1130/B26033.1>
- Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I. (2008) Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia. *Sediment. Geol.*, **208**(1-2), 45-60. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.001>
- Metcalfe I. (2021) Multiple Tethyan ocean basins and orogenic belts in Asia. *Gondw. Res.*, **100**, 87-130. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.012>
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, **189**(4201), 419-426.
- Morin J., Jolivet M., Barrier L., Laborde A., Dauteuil O. (2019) Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, **177**(2), 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.03.011>
- Morin J., Jolivet M., Shaw D., Bourquin S., Bataleva E. (2020) New sedimentological and palynological data from the Yarkand-Fergana Basin (Kyrgyz Tian Shan): Insights on its Mesozoic paleogeographic and tectonic evolution. *Geosci. Front.*, **12**(1), 183-202. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.04.010>
- Nachtergaele S., De Pelsmaecker E., Glorie S., Zhimulev F., Jolivet M., Danišik M., Buslov M.M., De Grave J. (2018) Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology. *Geosci. Front.*, **9**(5), 1495-1514. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.007>
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007) Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrol. Sinica*, **23**(7), 1561-1572.
- Robinson A.C. (2015) Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau. *J. Asian Earth Sci.*, **102**, 170-179. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.09.012>
- Searle M.P. (2019) Timing of subduction initiation, arc formation, ophiolite obduction and India-Asia collision in the Himalaya. *Spec. Publ.*, **483**(1), 19-37. <https://doi.org/10.1144/SP483.8>
- Sengor A.M.C. (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, **279**, 590-594.
- Tang W., Zhang Z., Li J., Li K., Luo Z., Chen Y. (2015) Mesozoic and Cenozoic uplift and exhumation of the Bogda Mountain, NW China: Evidence from apatite fission track analysis. *Geosci. Front.*, **6**(4), 617-625. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.04.006>

- Vetrov E., De Grave J., Vetrova N., Zhimulev F., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P. (2020) Tectonic history of the south Tannuol fault zone (Tuva region of the Northern Central Asian orogenic belt, Russia): constraints from multi-method geochronology. *Minerals*, **10**(1), 56. <https://doi.org/10.3390/min10010056>
- Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. (2021) Tectonic evolution of the SE West Siberian Basin (Russia): evidence from apatite fission Track Thermochronology of Its Exposed Crystalline Basement. *Minerals*, **11**(6), 604. <https://doi.org/10.3390/min11060604>
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. (2012) The Altai of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Sci. Rev.*, **113**(3-4), 303-341. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.04.001>
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc.*, **164**(1), 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Yang Y.-T., Guo Z.-X., Song C.-C., Li X.-B., He S. (2015) A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous. *Gondw. Res.*, **28**(3), 1096-1116. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.010>
- Zanchi A., Zanchetta S., Balini M., Ghassemi M. (2016) Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran. *Gondw. Res.*, **38**(1), 149-170. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.008>
- Zhu D.-C., Li S.-M., Cawood P.A., Wang Q., Zhao Z.-D., Liu S.-A., Wang L.-Q. (2016) Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, **245**, 7-17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.023>
- Savina Zh.N., Egorov A.S., Shor G.M., Alekseenko V.D., Bulychev A.V., Radyukevich N.M., Nikolaeva L.S., Bogomolov V.P., Shipov R.V., Suslova S.V., Sazonov V.A., Yur'eva V.V., Khlebnikova T.V., Kondrashova A.K., Tereda N.F. (2007) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (3rd generation). Altai–Sayan series. Sheet N-45 Novokuznetsk. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 665 p. (In Russ.)
- Basharina N.P. (1975) Mesozoic depressions of the Altai-Sayan and Kazakh folded regions (geological formations and structure). Novosibirsk, Nauka Publ., 124 p. (In Russ.)
- Basharina N.P., Bogolepov K.V., Ermikov V.D., Zabolotskii E.M. (1974) An essay on Mesozoic tectonics of the Central Asian folded belt. Novosibirsk, Nauka Publ., 77 p. (In Russ.)
- Belyaev V.I., Nechaev V.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 200 000. 2nd ed. Kuzbass series. Sheet N-45-VII (Toguchin). Explanatory note. Novosibirsk, 275 p. (In Russ.)
- Belyaev S.Yu., Sennikov N.V., Bukreeva G.F., Zaitsev A.I., Klets A.G., Filonov A.V. (2005) Plicative tectonics of the sole of the Mesozoic–Cenozoic sedimentary cover of the southeastern part of the West Siberian geosyncline (Steppe Altai) and structural prerequisites of oil and gas potential. *Geology. Geologiya, Geofizika i Razrabotka Neftnyanykh i Gazovykh Mestorozhdenii*, (7), 18-26. (In Russ.)
- Bogolepov V.K. (1967) Mesozoic tectonics of Siberia. Moscow, Nauka Publ., 328 p. (In Russ.)
- Buslov M.M., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N. (2004) Late Paleozoic–Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia. *Gondw. Res.*, **7**(3), 791-808. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71064-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71064-9)
- Buvalkin A.K. (1978) Jurassic deposits of East Kazakhstan. Alma-Ata, Nauka KazSSR, 164 p. (In Russ.)
- Chen Y., Wang G., Kapp P., Shen T., Zhang P., Zhu C., Cao K. (2020) Episodic exhumation and related tectonic controlling during Mesozoic in the Eastern Tian Shan, Xinjiang, northwestern China. *Tectonophysics*, **796**, 228647. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228647>
- Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I. (2010) Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **295**(1-2), 307-322. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.008>
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. (2007) Meso-Cenozoic Evolution of Mountain Range – Intramontane Basin Systems in the Southern Siberian Altai Mountains by Apatite Fission-Track Thermochronology. *Thrust Belts and Foreland Basins*. (Eds O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, J. Vergés). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, p. 457-470. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_24
- De Grave J., De Pelsmaecker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. (2014) Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region. *Tectonophysics*, **621**, 44-59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.039>
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den haute P. (2011a) The thermo-tectonic history

REFERENCES

- Adamenko O.M. (1974) Mesozoic and Cenozoic of the Steppe Altai. Novosibirsk, Nauka Publ., 168 p. (In Russ.)
- Adamenko O.M. (1976) The Pre-Altai depression and the problems of the formation of foothill depressions. Novosibirsk, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Alekseev D.V., Bykadorov V.A., Volozh Yu.A., Sapozhnikov R.B. (2017) Kinematic analysis of Jurassic grabens of Southern Turgai and the role of the Mesozoic stage in the history of the Karatau-Talas-Ferghana shift (Southern Kazakhstan and Tien Shan). *Geotektonika*, (2), 3-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0016853X17020023>
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Jolivet M., Arzhannikov S.G., Vassallo R., Chauvet A. (2013) The age of formation and destruction of the Mesozoic-Cenozoic alignment surface in the Eastern Sayan. *Geol. Geofiz.*, **54**(7), 894-905. (In Russ.)
- Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. (2022) Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin. *Geosci. Front.*, **13**(1), 101254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101254>
- Babin G.A., Gusev N.I., Yur'ev A.A., Uvarov A.N., Dubskii V.S., Chernykh A.I., Shchigrev A.F., Chusovitina G.D., Korableva T.V., Kosyakova L.N., Lyapunov I.A., Mitrokhin D.V., Bychkov A.I., Nekipel'yi V.L.,

- of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondw. Res.*, **20**(4), 745-763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.011>
- De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. (2011b) Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins: Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau crystalline basement. *Terra Nova*, **23**(4), 248-256. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01006.x>
- De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. (2015) Late-Paleozoic emplacement and Mesozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. *Tectonophysics*, **662**, 416-433. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.014>
- De Pelsmaeker E., Jolivet M., Laborde A., Poujol M., Robin C., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Glorie S., De Clercq S., Batalev V.Yu., De Grave J. (2018) Source-to-sink dynamics in the Kyrgyz Tien Shan from the Jurassic to the Paleogene: Insights from sedimentological and detrital zircon U-Pb analyses. *Gondw. Res.*, **54**, 180-204. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.09.004>
- DeCelles P.G., Giles K.A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Res.*, **8**(2), 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- Dehandschutter B., Vysotsky E.M., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Seleznev V., Batist M. (2002) Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai). *Tectonophysics*, **351**(1-2), 139-167. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00129-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00129-4)
- Dobretsov N., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N., Ermikov V. (1996) Meso and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes. *Int. Geol. Rev.*, **38**(5), 430-466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>
- Fedak S.I., Gusev A.I., Turkin Yu.A., Rusanov G.G., Karabitsyna L.P., Povazhuk G.A. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. 2 ed. Gorno-Altayskaya series. Sheet N-45-XXXIII (Krasnogorskoe). Explanatory note. Moscow, Moscow branch of FSBI "VSEGEI", 140 p. (In Russ.)
- Gillespie J., Glorie S., Jepson G., Zhimulev F., Gurevich D., Danišik M., Collins A.S. (2021) Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan. *J. Geol. Soc.*, **178**(6), jgs2020-121. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-121>
- Glorie S., De Grave J. (2016) Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology. *Geosci. Front.*, **7**(2), 155-170. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.04.003>
- Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., Jepson G., Danišik M., Zhimulev F.I., Gurevich D., Zhang Z., Song D., Xiao W. (2019) Thermo-tectonic history of the Junggar Alatau within the Central Asian Orogenic Belt (SE Kazakhstan, NW China): Insights from integrated apatite U/Pb, fission track and (U-Th)/He thermochronology. *Geosci. Front.*, **10**(6), 2153-2166. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.05.005>
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes: J. Int. Geosci.*, **27**(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2004/v27i2/002>
- Gutak Ya.M. (2021) Formation of the structure of the western part of the Altai-Sayan folded region (Mesozoic stage). *Geosfernye Issledovaniya*, (1), 123-129. (In Russ.) <https://doi.org/10.17223/25421379/18/10>
- Hinsbergen D. van, Lippert P., Dupont-Nivet G., McQuarrie N., Doubrovine P., Spakman W. (2012) Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **109**(20), 7659-64. <https://doi.org/10.1073/pnas.1117262109>
- Jolivet M. (2015) Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: a preliminary synthesis. *Spec. Publ.*, **427**(1), 19-55. <https://doi.org/10.1144/SP427.2>
- Jolivet M., Arzhannikova A., Frolov A., Arzhannikov S.G., Kulagina N., Akulova V., Vassallo R. (2017) Late Jurassic – Early Cretaceous paleoenvironmental evolution of the Transbaikalian basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny. *Bull. Soc. Geol. France*, **188**(1-2), 101-118. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017010>
- Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Chauvet A., Arnaud N., Vicente R. De, Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Sue C., Arzhanikova A., Arzhanikov S. (2007) Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, **35**(10), 871-874. <https://doi.org/10.1130/G23758A.1>
- Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M., Ding L. (2007) Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **119**(7-8), 917-933. <https://doi.org/10.1130/B26033.1>
- Kuzhel'nyi N.M. (1979) Nenya is the Chumysh Depression. *The Weathering Crust of Siberia. Formations of the weathering crust of the West Siberian Plate and the Altai-Sayan folded region*. Moscow, Nedra Publ., p. 221. (In Russ.)
- Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I. (2008) Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia. *Sediment. Geol.*, **208**(1-2), 45-60. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.001>
- Leshchinskii S.V., Faingerts A.V., Ivantsov S.V. (2019) The Great Ilek stratotype of the Ilek formation of the Lower Cretaceous and the new location of the dinosaur and mammoth faunas of the south-east of Western Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(5), 513-516. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524885513-516>
- Maloletko A.M. (1972) Paleogeography of the pre-Altai part of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic. Tomsk, Publishing House of the Nat. Res. Tomsk St. Univ., 230 p. (In Russ.)
- Maloletko A.M. (2008) Evolution of river systems of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic. Tomsk, Publishing House of the Nat. Res. Tomsk St. Univ., 288 p. (In Russ.)
- Metelkin D.V. (2012) Evolution of Central Asian structures and the role of shear tectonics according to paleomagnetic data. Novosibirsk, SB RAS, 460 p. (In Russ.)
- Metcalfe I. (2021) Multiple Tethyan ocean basins and orogenic belts in Asia. *Gondw. Res.*, **100**, 87-130. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.05.005>

- org/10.1016/j.gr.2021.01.012
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, **189**(4201), 419-426.
- Morin J., Jolivet M., Barrier L., Laborde A., Dauteuil O. (2019) Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, **177**(2), 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.03.011>
- Morin J., Jolivet M., Shaw D., Bourquin S., Bataleva E. (2020) New sedimentological and palynological data from the Yarkand-Fergana Basin (Kyrgyz Tian Shan): Insights on its Mesozoic paleogeographic and tectonic evolution. *Geosci. Front.*, **12**(1), 183-202. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.04.010>
- Nachtergaele S., De Pelsmaeker E., Glorie S., Zhimulev F., Jolivet M., Danišik M., Buslov M.M., De Grave J. (2018) Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology. *Geosci. Front.*, **9**(5), 1495-1514. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.007>
- Novikov I.S. (2004) Morphotectonics of Altai. Novosibirsk, Publishing house of the SB of the RAS, branch "Geo", 312 p.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007) Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrol. Sinica*, **23**(7), 1561-1572.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2009) Geochronometry of Cenozoic mountain formation in the Altai-Sayan region by pyrometamorphic complexes: geological justification. *Geomorfologiya*, **3**, 77-93. (In Russ.)
- Novikov I.S., Zhimulev F.I., Pospeeva E.V. (2022) Neotectonic structure of Salair (south of Western Siberia) and its relation to the Pre-Cenozoic fault system. *Geol. Geofiz.*, **63**(1), 3-19. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2021113>
- Novikov I.S., Zhimulev F.I., Vetrov E.V., Savel'eva P.Yu. (2019) Geological history and relief of the Northwestern part of the Altai-Sayan region in the Mesozoic and Cenozoic. *Geol. Geofiz.*, **60**(7), 988-1003. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2019054>
- Pervukhin O.V. (2009) Geological structure and characteristics of the coal bearing capacity of the eastern margin of the Nanya-Chumysh depression on the example of the Munai deposit and the Shaburov manifestation of brown coals. *Prirodnye Resursy Gornogo Altaya*, (10), 1-6. (In Russ.)
- Ragozin L.A. (1936) Geological sketch of the Achinsk-Yeniseisk highway area. Tomsk, Izd-vo ZSGT, 47 p. (In Russ.)
- Ragozin L.A. (1938) Mulnai brown coal district. *Vestn. ZSGU*, (5), 37-50. (In Russ.)
- Robinson A.C. (2015) Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau. *J. Asian Earth Sci.*, **102**, 170-179. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.09.012>
- Searle M.P. (2019) Timing of subduction initiation, arc formation, ophiolite obduction and India-Asia collision in the Himalaya. *Spec. Publ.*, **483**(1), 19-37. <https://doi.org/10.1144/SP483.8>
- Sengor A.M.C. (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, **279**, 590-594.
- Sennikov N.V., Kontorovich A.E. (2003) Assessment of the prospects of oil and gas potential of the Altai Territory. Report on contract No. 55-02 in 3 books and 1 folder. Novosibirsk, Geological funds of INGG SB RAS, 216 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code. (1992) St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 120 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2006) St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 95 p. (In Russ.)
- Tang W., Zhang Z., Li J., Li K., Luo Z., Chen Y. (2015) Mesozoic and Cenozoic uplift and exhumation of the Bogda Mountain, NW China: Evidence from apatite fission track analysis. *Geosci. Front.*, **6**(4), 617-625. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.04.006>
- Tokarev V.N., Shatilova G.A., Kotik O.P. (2019a) State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200 000. 2nd ed. Kuzbass series. Sheet N-45-XIV (Guryevsk). Moscow, Moscow branch of FSBI "VSEGEI", 233 p. (In Russ.)
- Tokarev V.N., Yur'ev A.A., Kosyakova L.N., Glaas G.A. (2019b) State Geological map of the Russian Federation scale 1:200 000. 2nd ed. Kuzbass series. Sheet N-45-XXI (Prokopyevsk). Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 195 p. (In Russ.)
- Vdovin V.V. (1976) The main stages of relief development. Moscow, Nauka Publ., 270 p. (In Russ.)
- Vetrov E., De Grave J., Vetrova N., Zhimulev F., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P. (2020) Tectonic History of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from Multi-Method Geochronology. *Minerals*, **10**(1), 56. <https://doi.org/10.3390/min10010056>
- Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. (2021) Tectonic Evolution of the SE West Siberian Basin (Russia): Evidence from Apatite Fission Track Thermochronology of Its Exposed Crystalline Basement. *Minerals*, **11**(6), 604. <https://doi.org/10.3390/min11060604>
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. (2012) The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Sci. Rev.*, **113**(3-4), 303-341. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.04.001>
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc.*, **164**(1), 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Yang Y.-T., Guo Z.-X., Song C.-C., Li X.-B., He S. (2015) A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic-earliest Cretaceous. *Gondw. Res.*, **28**(3), 1096-1116. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.010>
- Zakharov A.P., Maksimov I.P. (1962) Cretaceous and Cenozoic deposits of the Nanya-Chumysh trough. *Vestn. ZSGU i NTGU*, (3), 1-10. (In Russ.)
- Zakharov A.P., Zakharov V.A., Kuz'min Yu.V. (1964) State Geological map of the USSR. Scale 1:1 200 000. Kuzbass series. Sheet N-45-XXVII. Explanatory note. Moscow, Nedra Publ., 88 p. (In Russ.)
- Zanchi A., Zanchetta S., Balini M., Ghassemi M. (2016) Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran. *Gondw. Res.*, **38**(1), 149-170. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.008>
- Zhimulev F.I., Pospeeva E.V., Potapov V.V., Novikov I.S., Kotlyarov A.V. (2023) Deep structure and tectonics of the junction zone of Salair and Mountain Shoria (north-

- west of the Central Asian folded belt) according to the results of magnetotelluric sounding. *Geol. Geofiz.*, **64**(5), 674-690. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2022135>
- Zhimulev F.I., Vetrov E.V., Novikov I.S., Van Ranst G., Nachtergaele S., Dokashenko S.A., De Grave I. (2021) Mesozoic intracontinental orogeny in the tectonic history of the Kolyvan-Tomsk folded zone (Southern Siberia), synthesis of geological data and results of apatite track analysis. *Geol. Geofiz.*, **62**(9), 1227-1245. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2020151>
- Zhu D.-C., Li S.-M., Cawood P.A., Wang Q., Zhao Z.-D., Liu S.-A., Wang L.-Q. (2016) Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, **245**, 7-17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.023>
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR: a monograph in 2 v. Moscow, Nedra Publ., 325 p. (In Russ.)
- Zykin V.S., Lebedeva N.K., Buslov M.M., Marinov V.A. (1999) Discovery of marine Upper Cretaceous in Gorny Altai. *Dokl. Akad. Nauk*, **366**(5), 669-671. (In Russ.)