

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 551.24: 551.7 (571.17)

А.Н. Кондаков, А.А. Возная

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТАНОВЛЕНИЕ КУЗНЕЦКОГО КРАЯ

Кузнецкий край входит в состав северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области и включает в себя Кузбасс и его горное обрамление: структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Томь-Колыванской дуги.

В истории геологического становления Кузнецкого региона могут быть выделены два крупных этапа: океанический и континентальный. Океанический этап охватывает интервал времени от позднего рифея протерозоя (~ 1 млрд. лет назад) до начала перми (295 млн. лет назад). Собственно континентальный режим установился в регионе начиная с триаса (251 млн. лет назад) и продолжается до настоящего времени. Пермский период (295-251 млн. лет назад) характеризовался переходными условиями.

Океанический этап.

Самые древние породы в регионе установлены только в изолированных тектонических блоках-выступах.

В Горной Шории к ним относятся гранитогнейсы, амфиболиты и мраморы Томского и Ташелгинского выступов, в Кузнецком Алатау кварциты, мраморы и амфиболиты Суховского выступа и на территории Салаира аналогичные породы Ангурепского выступа.

Предполагается, что они также слагают основание крупных антиклиниориев, где перекрыты терригенно-карбонатным чехлом отложений венда (завершающий период протерозоя 600-535 млн. лет назад) и раннего палеозоя. [5]

По данным определения абсолютного возраста первичные породы (протолиты) выступов формировались в позднем рифее.

Накопление осадков осуществлялось в обстановках открытого океана и примитивных островных дуг, окаймлявших окраины Сибирского континента. Породы испытали предвендинский интенсивный метаморфизм, связанный с байкальским циклом тектогенеза.

В венде территории Салаира, Алтая и Северного Саяна представляли собой области незрелых островных дуг, сложенных толеитовыми (истощенными) базальтами.

В Горной Шории ранневендинские океанические базальты, по химизму свойственные зонам спрединга (раздвига), перекрываются мощной извест-

ково-доломитовой толщей задугового морского бассейна [5].

В конце венда регион входит в режим активной океанической окраины островодужного типа. В юго-западной части территории (в современных координатах) на океаническом основании поздне-вендинско-раннекембрийского возраста в течение раннего-среднего кембра (535-500 млн. лет назад) формируется и развивается Салаирская островная дуга. В составе дуги участвуют контрастно дифференцированные вулканиты основного и кислого состава с низким содержанием титана и фосфора, что характерно для зрелых островных дуг.

Размеры, конфигурация, местоположение Салаирской островной дуги точной реконструкции не подлежат, т.к. в среднем-позднем палеозое островодужный комплекс в виде тектонических покровов-аллохтонов в составе зарудноалтайского складчато-надвигового пояса оказался далеко выдвинутым на северо-восток.

В юго-восточной части территории формируется субширотная Алтае-Саянская островная дуга. В регионе дуга представлена только западным (Горно-Шорским) ареалом. Строение структур дуги двухъярусное. Нижний ярус представлен толеитовыми базальтами вендинско-раннекембрийского возраста, верхний ограниченно распространёнными вулканитами известково-щелочного состава.

В осевой части задугового бассейна на территории современных Кузнецкого Алатау и Горной Шории в обстановке рассеянного рифтогенеза формируется зона задугового спрединга. Для спрединговой зоны характерен железомагнезиальный магматизм с доминированием вулканитов над плутоническими магматитами. С деятельностью спрединговой подводно-вулканической гряды связаны месторождения железных, марганцевых руд, фосфоритов и других полезных ископаемых Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

За пределами спрединговой зоны задугового бассейна располагались обширные площади синхронного амагматического шельфового осадконакопления, представленного в западной части ритмично-слоистыми осадками мутьевых потоков (турбидиты), восточные окраины Кузнецкого Алатау и Горной Шории сложены толщами терригенно-карбонатных пород.

В среднем кембрии регион охватывается акреционно-коллизионными процессами, которые завершились в раннем ордовике (490-473 млн. лет назад) складчатостью и присоединением Салаиро-Алтая-Саянской островодужной системы к Сибирскому палеоконтиненту. В восточной части территории Горной Шории отмечен интенсивный постколлизионный гранитоидный магматизм ($\epsilon_3 - O_1$) [5].

В течение ордовика-силура (490-418 млн. лет назад) регион представлял собой пассивную океаническую окраину. В восточной её части формируется область сноса, в западной – осуществляется осадконакопление в обстановках мелководного моря.

Начиная с раннего девона (418 млн. лет назад) регион вновь вовлекается в интенсивные тектономагматические процессы. В восточной части континентальных Горно-Шорской и Кузнецко-Алатауской территорий в раннем девоне в результате внедрения мантийно-струйного плюма формируется зона рассеянного континентального рифтогенеза с щелочным магматизмом, с которым связаны месторождения нефелиновых, редкоземельных и титан-ванадиевых руд.

В западной части Кузнецкого Алатау и Горной Шории и в раннем и среднем девоне осуществлялась активная наземная вулканическая деятельность с подчиненным глубинным магматизмом известково-щелочного состава [5].

Крайняя юго-западная часть территории, соответствующая современному Рудному Алтаю, вовлекается в режим активной океанической окраины с зоной субдукции приконтинентального (андского) типа. За фронтом Рудно-алтайской субдукционной зоны, вплоть до Кузнецко-Алатаусской континентальной территории в условиях мощных сжимающих напряжений, направленных в северо-восточном направлении, постепенно развивается складчато-надвиговый пояс.

Жёсткий раннепалеозойский островодужного происхождения Салаирский пакет (террейн) в составе пояса постепенно выдвигается к северо-востоку в виде тектонического покрова. Во фронтальной части покрова в раннем девоне закладывается принадвиговый прогиб, которому по мере его развития и продвижения на северо-восток сужено стать Кузнецким прогибом.

В среднем и позднем девоне (392-360 млн. лет назад) продолжается развитие складчато-надвигового пояса. В начале среднего девона территория Кузбасса из области сноса начинает трансформироваться в депрессионную структуру, заполняясь преимущественно континентальными отложениями и вулканогенными толщами. Территория Томь-Колыванской зоны по-прежнему сохраняется как область сноса. В прибрежной части мелководного морского залива на площадях современного Салаира формировались месторождения алюминиевых руд – бокситов [6].

В раннеживетское время среднего девона (391 млн. лет назад) отмечается обширная трансгрессия (наступление) эпиконтинентального моря. Формирующийся Кузнецкий прогиб заполняется в северо-западной части морскими отложениями, в северо-восточной болотно-лагунными угленосными осадками (Барзасское месторождение сапропеллитов). Восточные и юго-восточные территории Кузбасса являются ареалами континентального и вулканогенного осадконакопления.

Живетский век (391-382 млн. лет назад) ознаменован интенсивным вулканизмом в Томь-Колыванской зоне, где несогласно залегающие на нижнем палеозое вулканиты (базальты, андезиты) и прорывающие их кислые субвулканические низкокалиевые породы в юго-восточном направлении замещаются нормально-осадочными породами.

Терригенно-карбонатные отложения в животской части разреза Салаира также содержат основные и средние вулканиты.

К концу девона (370-360 млн. лет назад) Кузнецкий прогиб занимает положение, близкое современному, в осевой его части накапливается мощная толща позднедевонских отложений. Салаирский террейн выступает то, как островная, то полуостровная суши, а территория прогиба соответственно как морской пролив или как залив девонского моря.

В раннем карбоне (360-326 млн. лет назад) район подвергается обширной трансгрессии моря. После отступления моря на территории Кузнецкого прогиба сохраняется морской залив.

В среднем карбоне – ранней перми (318-270 млн. лет назад) на плоском побережье морского залива формируются приморские болота с торфяниками балахонского цикла угленакопления Кузбасса.

Континентальный этап.

На рубеже поздний карбон-ранняя пермь (295-290 млн. лет назад) окончательно закрывается Уральский океан при этом до конца перми (251 млн. лет назад) действуют инерционные процессы сжатия складчато-надвигового пояса и надвигания Салаирских аллохтонов и поперечных к ним аллохтонов Томь-Колыванской зоны.

На площадях нового Евро-Азиатского континента сохраняются реликтовые озёрные бассейны (типа Каспийского моря). Территория Кузнецкой котловины и сопряжённой с ней котловины Горловского бассейна некоторое время оставалась заливом такого бассейна. На территории окружающей заболоченной низменности продолжают формироваться торфяники завершающего балахонский цикл угленакопления.

К концу пермского периода с надвиганием с северо-запада Томь-Колыванского тектонического покрова территория Кузбасса превращается в замкнутую заболоченную, постепенно сокращающуюся озёрную впадину (Кузнецкое озеро) с тор-

фяниками кольчугинского цикла угленакопления (270-251 млн. лет назад).

Начиная с конца пермского периода и до конца триаса (250-200 млн. лет назад) регион вовлекается в активную геологическую деятельность, связанную с внедрением Сибирского мантийного суперплуна.

В результате взаимодействия мантийных расплавов с континентальной корой территории в западной её части испытала аномальную по масштабам гранитизацию.

Гранитоидные интрузии установлены в Томь-Колыванской дуге (Приобские Р₃-Т₁ и Барлакские Т₂₋₃ гранитоиды), на Салаире (Жерновский комплекс Р₃-Т₁).

Геофизическими методами выявлены многочисленные батолиты в палеозойском фундаменте Бийск-Барнаульской впадины [5].

Особого внимания заслуживают сформировавшиеся в этот период ядра ранне-мезозойского наложенного ультраметаморфизма в участках ревактивации разломно-раздвиговых структур, например Томский выступ в зоне сочленения Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Здесь уже испытавшие вендинский и раннепалеозойский метаморфизм позднерифейские толщи преобразованы до гнейсов и амфиболитов и пронизаны гранитоидами Томского (Р₃-Т₁) и Порожнинского (Т₁₋₂) комплексов.

С деятельностью суперплуна связывают также мантийный трапповый магматизм раннесреднетриасового возраста (251-228 млн. лет назад) в центральной части Кузбасса, где формировалась мощная (до 1500 м) покровная толща вулканогенно-осадочных пород, пронизанных пластовыми и секущими интрузиями основного (базальтового) состава.

В конце триаса (228-200 млн. лет назад) регион подвергся эпиплатформенному орогенезу. Вознесённые низкогорными сооружениями обрамления слаболитифицированные покровные вулканогенно-осадочные отложения триаса подверглись интенсивной денудации и уже к началу юрского периода территории обрамления была пенепленизована. В верхних горизонтах сформировались коры химического выветривания. Современный контур распространения отложений триаса денудационный.

В юрский период резко изменяются тектонические условия в регионе и на прилегающей части Западно-Сибирской низменности. Западно-Сибирская плита вовлекается в обширные погружения под влиянием нисходящих мантийных колонн опускания, оживляются и наследованные принаследственные прогибы-впадины.

На территории Кузнецкой котловины среди денудационных равнин и низкогорья на площадях пермо-карбона, а в центральной части и на отложениях триаса в Доронинской, Центральной и

Тутуюсской впадинах формируются угленосные отложения ранней и средней юры (200-157 млн. лет назад).

К северу на погружении Кузнецкого Алатау на обширных пространствах приморской аллювиально-озёрной заболоченной равнины накапливаются угленосные отложения западной части Канско-Ачинского бассейна.

В мелу (145-65 млн. лет назад) и палеогене (65-23 млн. лет назад) регион представлял собой область сноса и пенепленизации. В условиях жаркого влажного климата формировались мощные каолиновые и бокситоносные коры выветривания (Салаир, Барзасская площадь бокситопоявлений).

Первые неотектонические движения охватили территорию в конце палеогена (30-23 млн. лет назад). В это время наряду с расчленением рельефа начали закладываться фрагменты будущей речной сети, формируется исходная для современного рельефа первичная поверхность (остаточные пенеплени, склоновые педиплени) [3].

Следующий этап оживления движений имел место в конце эоплейстоцена (1000 – 800 тыс. лет назад).

Вследствие больших амплитуд поднятий и погружений резко расчленяется рельеф в Горно-Шорской и Кузнецко-Алатаусской части территории. На фоне общего похолодания не исключена возможность горно-долинного оледенения, соответствующего гонцу (морозовский, кочковский стадиалы оледенения).

В начале раннего неоплейстоцена (800 – 700 тыс. лет назад) окончательно оформляются две главные для того времени речные системы региона.

Северная Томь, стекавшая с Юргинских высот на юг, вобрав в себя воды древнего Тайдона, в районе пос. Шевели объединялась с Пра-Иней и уходила через Доронинскую впадину в бассейн реки Оби.

Южная Томь и впадавшие в неё реки бассейна Пра-Терси устремлялись на юг, где приняв воды Кондомы (в районе излучины, выше пос. Кузедево) впадали в реку Бию. В верховьях Томи донно-эрэзионный размык формирует цоколь будущей V надпойменной террасы.

Наиболее интенсивные движения имели место в конце раннего неоплейстоцена (500 – 330 тыс. лет назад). Резко усиливаются движения в Салаирской а затем и в Томь-Колыванской части территории. Горные районы охватываются «древнеледниковым» оледенением, аналогом миндельского (окского, ярского) стадиала [1, 4].

Активная роль в геоморфологическом оформлении современного рельефа Кузнецкой котловины стала принадлежать погребенному в осевой цокольной части Кузбасса передовому аллохтону

Салаирских и Томь-Колыванских структур (культурный шов по Шокальскому С.П. и др. [5]).

Воздымающийся аллохтон «запечатал» Неня-Чумышскую впадину, разделив водоразделом Кондому и Чумыш и вынудил при массовом сбросе талых вод в начале тобольского межледникова (330 – 300 тыс. лет назад) Южную Томь повернуть на север. Используя долины Пра-Терси и Пра-Тайдона, прорвав Крапивинский купол, Южная Томь соединилась с Северной Томью (~300 тыс. лет назад). Интенсивные склоновые процессы уничтожили аллювий V надпойменной террасы, останцы которой в виде галечников выявлены на приводораздельных участках долины реки Томи. В результате донно-боковой эрозии сформировалася цоколь IV надпойменной террасы [3].

Очередной цикл движений (230 – 190 тыс. лет назад) вызвал в горной части территории оледенение самаровского стадиала.

Восходящие движения цокольного аллохтона завершились формированием водораздела между Томью и Инёй. Сброс талых вод последовавшего за оледенением мессовско-ширтинского межледникова (~ 180 тыс. лет назад) привел к прорыву объединенных рек на север через Юргинские высоты и формированию современного плана реки Томи. Донный размыв древней поймы завершился образованием IV надпойменной террасы и цокольным врезом III надпойменной террасы [4].

Следующий цикл движений (140 - 100 тыс. лет назад) сопровождался тазовским стадиалом оле-

денения. В начале последовавшего за ним казанцевского межледникова формируется III надпойменная терраса и закладывается цоколь II надпойменной террасы, завершивший окончательную разработку эрозионной долины на глубину (~ 100 тыс. лет назад).

Далее имели место движения в интервале 65-45 тыс. лет назад, сопровождавшиеся зырянским оледенением. В начале последовавшего каргинского межледникова формируется бровка II надпойменной террасы, закладывается цоколь вложенной I надпойменной террасы (~ 45 тыс. лет назад).

Движения в интервале 23-10 тыс. лет назад привели к заключительному для региона сартанскому горно-долинному оледенению. Сартанские талые воды сформировали бровку I надпойменной террасы и цоколь верхней поймы реки Томи (10-9 тыс. лет назад).

Последовавшие в голоцене два цикла движений завершились формированием верхней поймы (~ 5000 лет назад) и нижней поймы (~2500 лет назад).

Современный рельеф, долины рек, террасы долин – следствие новейших пульсирующих движений. В настоящее время регион испытывает новое оживление движений и с ним прогнозируется неизбежное оживление сейсмической активности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вдовин В.В., Малолетко А.М. Салаирский кряж// История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтай-Саянская область. – М.: Наука, 1969. С.146-156.
2. Лаврентьев И.А. Вопросы строения и геологической истории долины Томи// Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. –Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1970. Ч.2, С 120-123.
3. Стрелков С.А. Алтай-Саянская горная область// История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. С. 7-8, 363-376.
4. Файннер Ю.Б. Кузнецкая котловина// История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтай-Саянская область. – М.: Наука, 1969. С.146-156.
5. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтай-Саянской складчатой области.- Новосибирск: Изд-во СОРАН, филиал «ГЕО», 2000. 187 с.
6. Янов Э.Н., Мелещенко В.С., Предтеченский Н.Н. О методике составления литолого-палеогеографических карт девона Саяно-Алтайской складчатой области. // Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. – Новосибирск: изд-во СОАН СССР, 1963. С. 89-112.

Авторы статьи:

Кондаков
Анатолий Николаевич
- канд. геолого-минерал. наук, доц.,
зав. Кузнецкого геологического
музея

Возная
Анна Анатольевна
- канд. геолого-минерал. наук,
доц. каф. геологии