



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ, ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ)

Г. А. Бабин^{1,2}, С. П. Шокальский¹¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; ²Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Представлены результаты обобщения материалов по геологии Алтае-Саянской складчатой области. С позиций современных представлений охарактеризованы основные черты стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектонического строения, намечены этапы геологической эволюции региона. Стратиграфические и тектонические построения сопровождаются структурно-тектонической схемой и тектоностратиграфическими колонками. Тектоническим районированием предусмотрено подразделение Алтае-Саянской области на шесть складчатых систем, отличающихся друг от друга возрастом, составом и тектонической природой структурно-вещественных комплексов, временем проявления и стилем дислокаций, преобладающей ориентировкой структур. В истории геологического развития выделено 11 этапов, расшифровка содержания которых приводится по результатам комплексного анализа составов и пространственно-временных соотношений структурно-вещественных комплексов.

Ключевые слова: Алтае-Саянская складчатая область, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, тектоника.

MAJOR GEOLOGICAL FEATURES OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED REGION (TECTONIC ZONING, STRATIGRAPHY, MAGMATISM, GEOLOGICAL EVOLUTION)

G. A. Babin^{1,2}, S. P. Shokalsky¹¹A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St Petersburg, Russia; ²Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

The paper provides the results of compilation of geological data on the Altai-Sayan folded region. Taking into account the current views, the authors have characterised major features of stratigraphy, magmatism, metamorphism, and tectonics, and drawn up stages of geological evolution of the region. Stratigraphic and tectonic maps were complimented with a structural-tectonic chart and tectonic-stratigraphic columns. In terms of tectonics, the Altai-Sayan folded region is divided into six folded systems different in age, composition, and tectonic nature of structural and compositional complexes, occurrence time, dislocation styles, and prevailing structural trends. There are 11 geological evolution stages, which have been interpreted from the integrated analysis of composition and space-time correlation of structural and compositional complexes.

Keywords: Altai-Sayan folded region, stratigraphy, magmatism, metamorphism, tectonics.

DOI 10.20403/2078-0575-2017-6c-19-37

Алтае-Саянская каледонская складчатая область (АССО) входит в состав Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) подвижного пояса, расположена вблизи юго-западной окраины Сибирского кратона. С северо-востока по Главному Саянскому разлому она граничит с Присаянским краевым выступом кратона, на юго-востоке – с Саяно-Байкальской областью байкалитид. На западе совместно с герцинидами Обь-Зайсанской области перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты. Складчатым структурам АССО отвечают горные сооружения Салаира, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Восточного и Западного Саяна, Тывы, разделенные Кузнецкой, Минусинской и Тувинской межгорными впадинами (рис. 1).

Тектоническое районирование

В строении Алтае-Саянской области преобладают ранне- и позднекаледонские структуры. Их

основание представлено разрозненными блоками ранне- и позднепротерозойских пород. С мощным тектономагматическим импульсом в девоне связано образование наложенных на каледониды прогибов, впадин и грабен. Развитие наиболее крупных из них с преобладанием на поздних этапах осадочных процессов продолжалось до перми включительно. К центральным частям прогибов приурочены юрские впадины, выполненные угленосной молассой. В сводных разрезах АССО выделяются венд-раннеордовикский, позднекембрийско-силурийский, раннедевонско-раннекаменноугольный, раннекаменноугольно-пермский, мезозойский и кайнозойский структурно-вещественные комплексы (СВК), границы которых в большинстве случаев фиксируются поверхностями структурных несогласий и перерывами в осадконакоплении.

Область подразделяется на шесть складчатых систем (СС), различающихся возрастом, веществен-

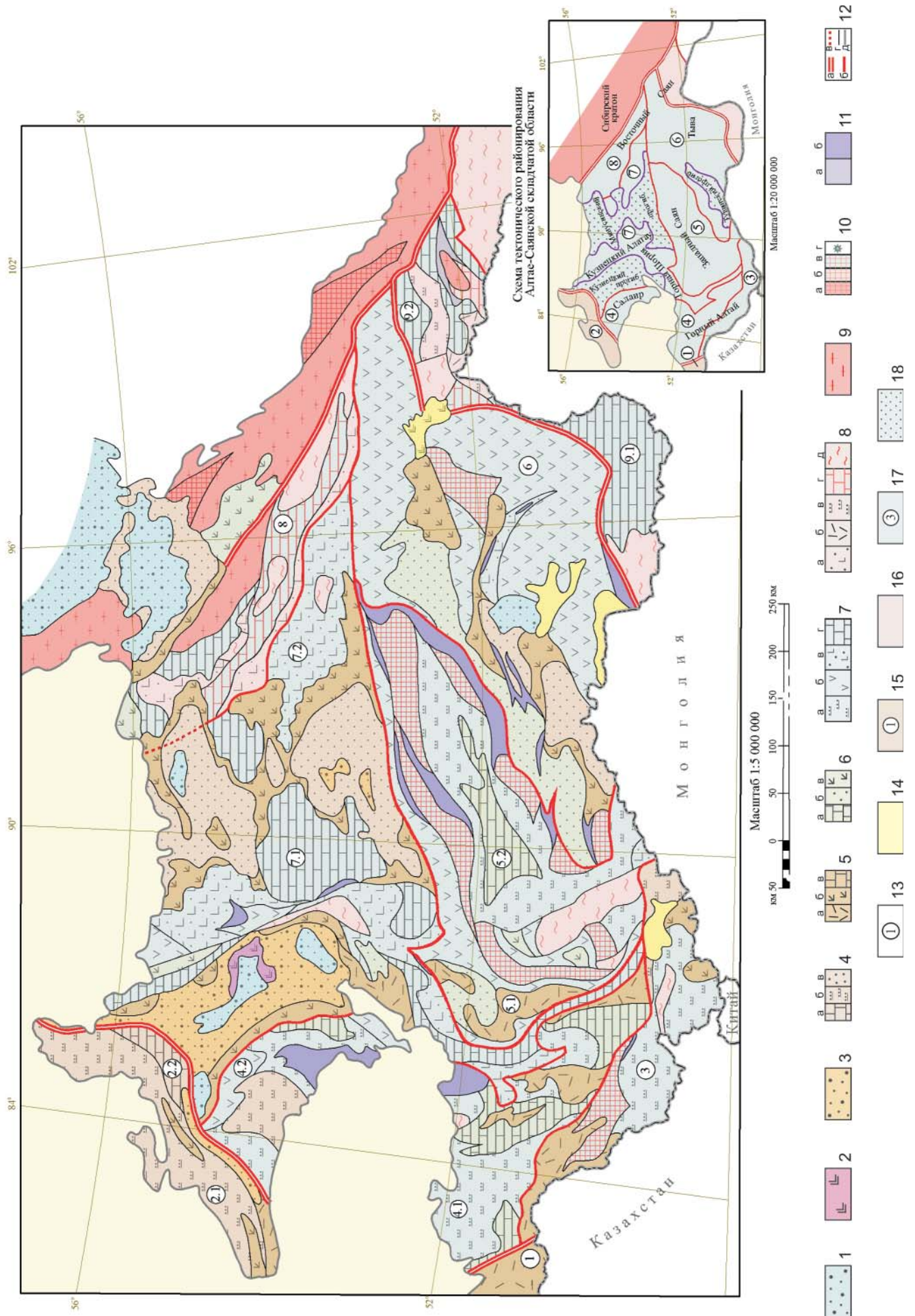


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Алтае-Саянской складчатой области и прилегающих территорий

1 – юрские угленосные молассы; 2 – нижне-среднетриасовые рифтогенные базальты; 3 – нижнекаменноугольно-пермские угленосные молассы; 4 – среднедевонско-нижнекаменноугольные комплексы: а – терригенно-карбонатные шельфов пассивных континентальных окраин, б – турбидитовые континентальных склонов, в – молассы; 5 – девонские комплексы: а–б – вулканические активной континентальной окраины андского типа – базальт-андезит-риолитовые (а) и бимодальные рифтогенные (б), в – терригенно-карбонатные шельфовых фаций; 6 – верхнекембрийско-силурийские комплексы пассивной континентальной окраины: а – терригенно-карбонатные шельфов, б – молассы, в – вулканические бимодальные локальных зон рифтогенеза; 7 – венд-раннеордовикские комплексы: а – турбидитовые островодужных склонов и подножий, б – базальт-плагиориолитовые энсиматических островных дуг, в – MORB и OIB задуговых бассейнов, г – терригенно-карбонатные шельфов пассивных континентальных окраин, шельфов и поднятий задуговых бассейнов; 8 – рифейские комплексы: а – MORB и OIB задуговых бассейнов и океанических поднятий, б – базальт-андезит-риолитовые активной континентальной окраины андского типа, в – турбидитовые континентальных и островодужных склонов, г – метакарбонатные шельфов пассивных континентальных окраин, д – гнейсово-кристаллосланцевые и гнейсово-амфиболитовые; 9 – раннепротерозойские и архейские гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные комплексы; 10 – зеленосланцевые метапелитовые и метабазитовые комплексы с раннепротерозойским (а), рифейским (б) и венд-кембрийским (в) субстратами; немасштабные проявления глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма HP-LT (г); 11 – офиолитовые ассоциации позднерифейские (а) и венд-раннекембрийские (б); 12 – границы: а – складчатых областей, б–в – складчатых систем (б – установленные, в – скрытые под более молодыми образованиями), г – структурно-вещественных комплексов, д – Западно-Сибирской мезозойско-кайнозойской плиты и чехла Сибирского кратона; 13 – складчатые системы: *Обь-Зайсанская складчатая область*: 1 – Рудно-Алтайская, 2.1–2.2 – Колывань-Томская (2.1 – Северо-Западная, 2.2 – Юго-Восточная зоны); *Алтае-Саянская складчатая область*: 3 – Монголо-Алтайская, 4.1–4.2 – Салаиро-Алтайская (4.1 – Горный Алтай, 4.2 – Салаир), 5.1–5.2 – Западно-Саянская (5.1 – Горный Алтай, 5.2 – Западный Саян), 6 – Тувинская; 7.1–7.2 – Кузнецко-Саянская (7.1 – Кузнецкий Алатау, Горная Шория и Горный Алтай, 7.2 – Восточный Саян), 8 – Восточно-Саянская; *Саяно-Байкальская складчатая область*: 9.1–9.2 – Тувино-Монгольская (9.1 – Восточная Тува, 9.2 – Восточный Саян – юго-восточные районы); *на врезке*: 14 – Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская плита; 15 – Обь-Зайсанская герцинская складчатая область (*складчатые системы*: 1 – Рудно-Алтайская; 2 – Колывань-Томская); 16 – Саяно-Байкальская складчатая область байкалид, Тувино-Монгольская складчатая система (микроконтинент); 17–18 – Алтае-Саянская каледонская складчатая область: 17 – *складчатые системы*: 3 – Монголо-Алтайская, 4 – Салаиро-Алтайская, 5 – Западно-Саянская, 6 – Тувинская, 7 – Кузнецко-Саянская, 8 – Восточно-Саянская; 18 – раннедевонско-пермские прогибы

ным составом и тектонической природой доминирующих геологических комплексов, временем проявления и стилем дислокаций, преобладающей ориентировкой структур (см. рис. 1).

Восточно-Саянская система байкалид представлена Дербинским и Канским метаморфическими блоками, Красноярско-Ашкосокской межблоковой складчатой зоной и Манским венд-кембрийским прогибом. Дербинский блок сложен позднерифейскими мраморами с выступами амфиболит-гнейсового кристаллического основания. Канская «глыба» состоит как из ранне-, так и из позднекембрийских метаморфических пород. Красноярско-Ашкосокская зона по периферии Дербинского блока объединяет продукты позднерифейского вулканизма, ассоциирующие с ними подстилающие и перекрывающие терригенно-карбонатные образования, комагматичные габброидные интрузии и альпинотипные гипербазиты. Манский прогиб наложен на рифейские структуры, выполнен карбонатными и терригенными осадками с возрастом от венда до среднего кембрия.

Кузнецко-Саянская СС включает разобщенные девонско-каменноугольным Минусинским прогибом раннекаледонские структуры Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Горной Шории на западе и Восточного Саяна на востоке. В ее строении преобладают венд-кембрийские образования, интенсивно дислоцированные в эпоху раннекаледонской складчатости (средний кембрий – ордовик), присутствуют редкие блоки позднерифейских пород. Широко

распространены кембро-ордовикские гранитоиды. Ордовикские осадки развиты ограниченно, представлены молассами; силурийские – отсутствуют. Средне- и позднепалеозойскими отложениями выполнены наложенные прогибы, наиболее крупными из которых являются Кузнецкий и Минусинский, грабены и вулканотектонические депрессии. Их заложение связывается с раннедевонским рифтогенезом. Разрезы представлены слабдеформированными девонско-раннекаменноугольными вулканогенными и осадочными образованиями, каменноугольно-пермской угленосной молассой.

Монголо-Алтайская, Салаиро-Алтайская и Западно-Саянская СС на западе и юго-западе АССО обладают схожими чертами геологического строения, но отличаются преобладающей ориентировкой структур. Раннекаледонские деформации и орогенез здесь выражены слабо, кембро-ордовикский гранитоидный магматизм не проявился, осадконакопление без значительных перерывов и несогласий продолжалось с венда вплоть до девона и раннего карбона. Эти структуры традиционно классифицируются как поздние каледониды [23].

Вещественную основу складчатых систем составляет мощная толща ритмично-слоистых кембро-ордовикских мелкообломочных турбидитовых фаций. В Салаиро-Алтайской СС они ассоциируют с венд-кембрийской офиолитовой ассоциацией и кембрийско-среднеордовикскими островодужными вулканидами. Монголо-Алтайская СС характеризуется присутствием крупных блоков метамор-

фических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Западно-Саянская СС отличается широким развитием кембрийских островодужных серий и обилием блоков метаморфических пород зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Палеоостроводужные ассоциации располагаются в ее западном и северном обрамлении, образуют протяженный Алтае-Северо-Саянский магматический пояс [1, 22].

Отложения ордовик-силурийского СВК известны во всех трех складчатых системах поздних каледонид, ограничены локальными прогибами, трансгрессивно перекрывают кембро-раннеордовикские образования и представлены карбонатно-терригенными осадками шельфа. Верхняя граница комплекса устанавливается по началу интенсивного девонского вулканизма и имеет диахронный характер. В большинстве случаев она совпадает с подошвой эмса, в Западном Саяне – с границей силура и девона.

Девонско-раннекаменноугольные отложения наследуют ордовик-силурийский структурный план, заполняют ядерные части прогибов, в интервале от лохова до франа сложены вулканогенно-осадочными комплексами, а далее вверх по разрезу сменяются континентальной молассой.

Тувинская СС в юго-восточной части АССО представлена венд(?)-раннекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями, для которых реконструируются условия островных дуг и задуговых бассейнов. Исключительно широко распространены кембро-ордовикские и девонские гранитоиды. К границе с Саяно-Байкальской складчатой областью приурочен Агардагский офиолитовый пояс.

Стратиграфия

Верхний рифей

В Восточном Алтае, Кузнецком Алатау и Горной Шории к верхнему рифею условно отнесены метаморфизованные вулканические и ассоциирующие с ними осадочные породы (рис. 2). Они характеризуются повышенным относительно раннепалеозойских образований метаморфизмом, достигающим зеленосланцевой фации, образуют тектонические пластины в шовных зонах, обнажаются в ядрах антиклинорных структур, где служат основанием мощного венд-кембрийского карбонатного разреза. В большинстве случаев они представлены сланцево-метабазальтовыми ассоциациями с участием базальтов океанических островов и поднятий (OIB), реже базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). С ними сопряжены выходы альпинотипных гипербазитов, иногда габброидов. Взаимоотноше-

ния с подстилающими и перекрывающими образованиями не установлены.

Наиболее широко верхнерифейские отложения развиты в Восточно-Саянской складчатой системе. Дербинский блок сложен одноименной толщей графитистых мраморов и кварцитов. Их возраст обоснован датированием детритовых цирконов (U-Pb, SHRIMP), результаты которого находятся в интервале от раннего протерозоя (2,475 млрд лет) до позднего рифея (от 579±41 до 677±54 млн лет) (неопубликованные данные А. Н. Тимашкова). Мраморы подстилаются плагиогнейсово-кристаллосланцевым комплексом, предположительно, также поздне-рифейского возраста.

Дербинский блок с трех сторон облекается Красноярско-Ашкосокской межблоковой зоной, выполненной метавулканиками, сланцами и терригенно-карбонатными отложениями верхнего рифея. Вулканические породы представлены контрастно дифференцированной серией. Преобладают высокотитанистые базальты толеитовой и субщелочной серий (OIB), формирование которых происходило предположительно в обстановке океанических (задуговых) поднятий. Sm-Nd возраст пород составляет 774,6±5 млн лет [52]. С базальтоидами сопряжены комагматичные габброидные интрузии и альпинотипные гипербазиты.

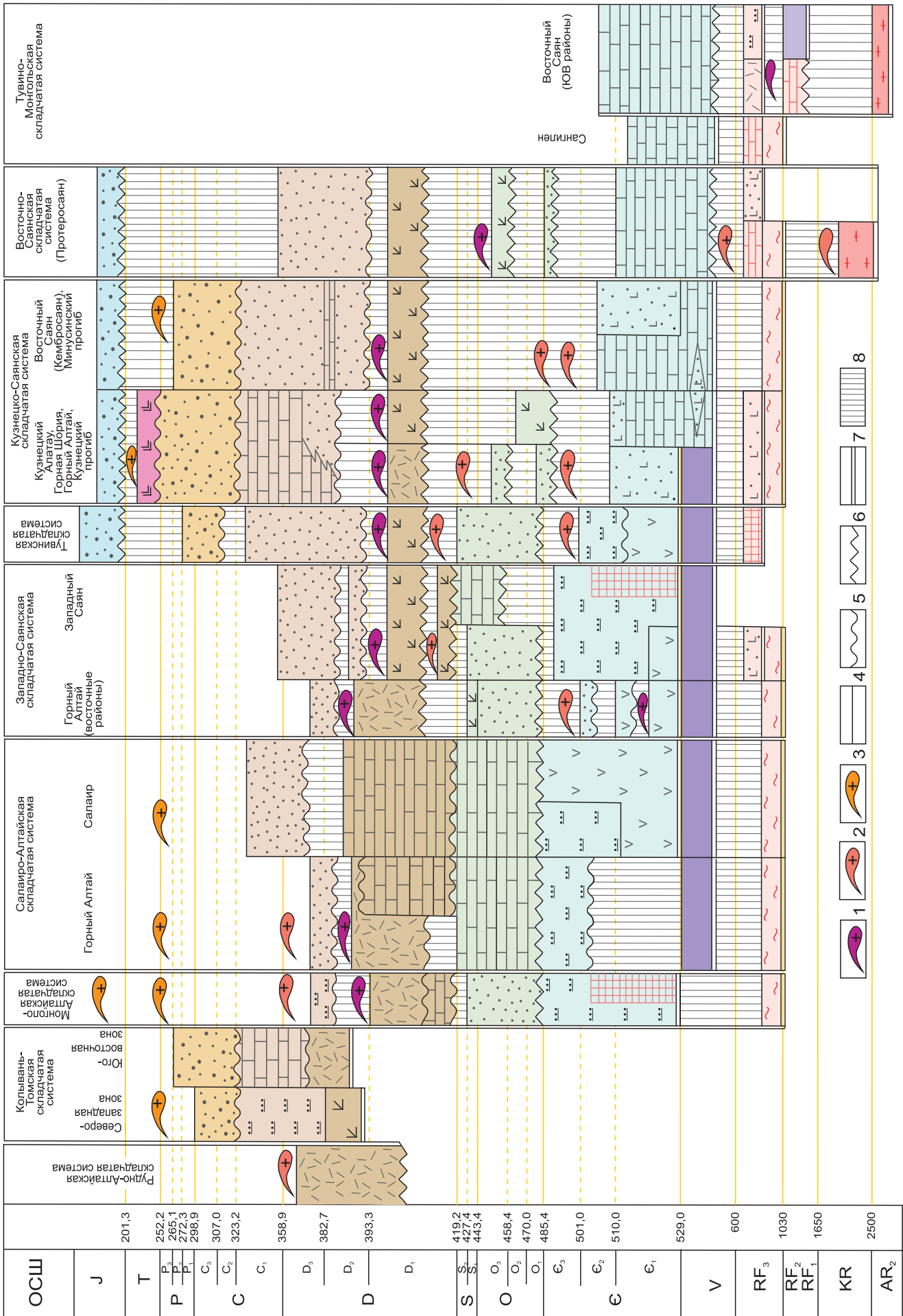
Венд

Венд представлен выдержанным по мощности (3–4 км) и составу карбонатным комплексом, наиболее полным в Кузнецко-Саянской СС, в структурах, которые традиционно рассматриваются как антиклинорные. Единичные тектонические блоки (олистолиты) аналогичных пород известны среди офиолитов на Салаире и в Западном Саяне.

Перекрывается карбонатная толща согласно или с небольшим перерывом сланцево-карбонатными фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. Ее нижняя граница повсеместно тектоническая. В качестве подстилающих образований выступают метавулканические и метаморфические комплексы предположительно позднерифейского возраста. В Кузнецком Алатау (Томский блок) Sm-Nd возраст амфиболитов в основании карбонатного разреза составляет 694±43 млн лет [27].

Почти повсеместно карбонатный комплекс подразделяется на две толщи: нижнюю (темные известняки) и верхнюю (светлые водорослевые доломиты). На юго-востоке Кузнецкого Алатау и в Восточном Саяне к их границе приурочена свита пестроцветных лав и туфов базальтов (OIB) и красноцветных терригенных пород. В западном

Рис. 2. Тектоностратиграфические колонки Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий 1–3 – гранитоидные интрузии: 1 – вулканоплутонических поясов, 2 – коллизионные, 3 – анорогенные; 4–7 – геологические границы: 4–6 – стратиграфические (4 – согласные, 5 – с размывом, 6 – с региональным угловым несогласием), 7 – тектонические; 8 – стратиграфические перерывы. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1





обрамлении Кузнецкого Алатау и Горной Шории, а также в Северо-Восточном Алтае отложения целиком представлены более глубоководными фациями с преобладанием темноокрашенных мраморизованных известняков, глинистых, кремнистых и метатерригенных сланцев.

В верхней доломитовой толще на севере и юго-востоке Кузнецкого Алатау собраны остатки известковых водорослей и мелкоракочной фауны (*Cloudina* sp.) [19]. В нижних известняках известны многочисленные находки невландиевой проблематики и спикул губок.

На востоке Алтае-Саянской области (Восточно-Саянская СС) отложения венда составляют основание разреза Манского прогиба, с перерывом в осадконакоплении, базальными конгломератами и угловым несогласием перекрывают позднерифейские метавулканиды Красноярско-Ашкосокской зоны и метаморфические породы Арзыбейского блока. Наряду с темными плитчатыми известняками здесь широко распространены алевролиты, аргиллиты и песчаники. Нижняя стратиграфическая граница толщи детально изучена и охарактеризована [6].

Нижний кембрий – нижний ордовик

Кембро-ордовикские отложения развиты во всех складчатых системах АССО, представлены вулканогенно-осадочным, терригенно-карбонатным и турбидитовым типами разрезов, а также офиолитовыми ассоциациями, в совокупности характеризующими обстановку активной континентальной окраины западнотихоокеанского типа. Вулканогенно-осадочные разрезы характеризуют обстановки океанических дуг и задуговых бассейнов. Палеоостроводужные ассоциации связаны фаціальными переходами с турбидитовыми, задуговые – с терригенно-карбонатными разрезами.

Палеоостроводужные вулканогенно-осадочные ассоциации распространены в Салаиро-Алтайской и Западно-Саянской складчатых системах. На Салаире они охватывают интервал от нижнего кембрия до нижнего ордовика, представлены нижнекембрийским базальт-плагиориолитовым, средне-верхнекембрийским и верхнекембрийско-нижнеордовикским плагиориодацит-андезит-лейкобазальтовыми вулканическими комплексами. Среди вулканитов преобладают лейкобазальты, андезибазальты и плагиориолитоиды. Андезитов мало; их объем увеличивается вверх по разрезу. Породы принадлежат к известково-щелочной, реже толеитовой (нижнекембрийский комплекс) сериям, характеризуются натриевой специализацией, слабым ростом общей и калиевой щелочности от ранних образований к поздним, интенсивно албитизированы. Широко развиты вулканогенно-осадочные и тефроидные фации; в нижнем кембрии обычны крупные массивы рифогенных известняков. В западном направлении вулканические породы замещаются турбидитовыми фациями.

В Западно-Саянской складчатой системе нижнекембрийские вулканогенно-осадочные комплексы в виде неширокой полосы прослеживаются по западному и северному обрамлению структур из юго-восточной части Горного Алтая через южные районы Горной Шории до восточного окончания Западного Саяна почти на 1000 км и выделены в качестве венд-кембрийского магматического пояса островодужной природы [1, 22].

Разрезы здесь имеют двучленное строение. Первая половина нижнего кембрия сложена осадочно-вулканогенными комплексами с широким развитием базальтовых или плагиориолит-базальтовых толеитовых серий. Базальтоиды отличаются повышенными лейкократовостью, кремнеземистостью, магнезиальностью и глиноземистостью, крайне низкими общей щелочностью, содержаниями калия, титана и фосфора, классифицируются в качестве толеитов энсиматических островных дуг (IAT). Присутствуют андезибазальты и андезиты, иногда близкие по составу к типичным бонинитам, туфы, туффиты, туфопесчаники, граувакки и сланцы. Отложения содержат спикулы губок, неопределимые остатки археоциат и обывествленных водорослей. Их нижняя граница повсеместно тектоническая.

Образования верхней половины нижнего кембрия и низов среднего по объему значительно уступают породам первого этапа, с разрывом и перерывом в осадконакоплении, но без структурного несогласия перекрывают нижележащие отложения, содержат мощные горизонты конгломератов с валунами и гальками подстилающих вулканитов, плагиогранитоидов и габбро. Превалируют вулканокластические фации, вулканогенно-осадочные и терригенные породы. Типичны пестроцветная окраска, фаціальная изменчивость, обилие крупных массивов рифогенных известняков. Вулканизм характеризуется известково-щелочной спецификой, гомодромной эволюцией составов с повышением щелочности снизу вверх по разрезу. Доминируют базальты и андезибазальты, присутствуют андезиты и риолитоиды. Отложения содержат обильные остатки археоциат с возрастом от верхней части атдабанского до тойонского ярусов нижнего кембрия и трилобитов низов амгинского яруса.

Вулканогенно-осадочные разрезы задуговых бассейнов приурочены к Кузнецко-Саянской складчатой системе, тяготеют к ее западным районам, известны в Кузнецком Алатау и Горной Шории, Горном Алтае [18] и Восточном Саяне. Они свойственны зонам активного задугового вулканизма, отличаются фаціалью пестротой, значительными вариациями доли вулканических пород, представлены раннекембрийской и ранне-среднекембрийской ассоциациями.

Раннекембрийская (нижняя половина кембрия) ассоциация – это слабо дифференцированные толеитовые и субщелочные базальты (OIB и MORB), черные кремнистые и глинистые сланцы. Она часто



вмещает тектонизированные протрузии альпино-типных гипербазитов и дифференцированные гипербазит-базитовые интрузии. В западных районах породы, как правило, имеют тектонические ограничения, залегают в виде офиолитовых пластин-сутур между «блоками-антиклинориями» или на границе с палеоостроводужными структурами Западно-Саянской складчатой системы, иногда образуют фрагментированные аллохтоны среди шельфовых отложений задугового бассейна. В восточном направлении количество вулканических пород сокращается, увеличивается доля вулканогенно-осадочных и терригенных фаций, темных плитчатых известняков и сланцев. В сланцах известны спикулы губок, в известняках – остатки археоциат томмотского яруса и нижних горизонтов атдабанского.

Для вулкаников характерны покровный характер излияний, широкое развитие подушечных лав, слабое – интрателлурических фаз, почти полное отсутствие пирокластических фаций. Они сложены базальтами и трахибазальтами, присутствуют оливин-порфиновые пикробазальты и плагиориолитиды. Базальтоиды отличаются слабой дифференцированностью, повышенными меланократовостью и щелочностью, высокими содержаниями оксидов титана (от 1–1,5 до 4–5 %) фосфора, низкой глиноземистостью, близки по составу OIB и MORB окраинно-морских бассейнов.

Нижне-среднекембрийские образования с размывом, но без структурного несогласия перекрывают отложения первой половины нижнего кембрия, охватывают интервал от атдабанского до низов амгинского ярусов нижнего и среднего кембрия. В основании разрезов залегают мощные пачки валунно-галечных конгломератов с обломками синхронных базальтоидов, иногда археоциатовых известняков, еще реже – кремнистых и интрузивных (горнblendиты, тоналиты, плагиограниты, микродиориты) пород.

Комплекс отличается фациальной пестротой, ареальным характером вулканизма, пестроцветным обликом пород, сложен терригенно-тефроидными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, паратуффитами, туфами, реже лавами порфирических базальтов, лейкобазальтов, иногда андезибазальтов, прослоями и рифогенными массивами известняков. Базальтоиды характеризуются умеренными титанистостью, фосфористостью, умеренной и высокой (лейкобазальты) глиноземистостью, принадлежат к известково-щелочной серии, близки к одновозрастным островодужным вулканитам Западно-Саянской складчатой системы.

В Горной Шории среднекембрийские вулканиды отличаются аномально высокими щелочностью и калиевоcтью, выделены в трахит-трахиандезит-трахибазальтовый комплекс, сопровождаются гипабиссальными сиенитовыми интрузиями [9, 22].

Терригенно-карбонатные разрезы развиты в восточных районах Кузнецко-Саянской и в Восточ-

но-Саянской СС, сменяют в восточном направлении вулканогенно-осадочные ассоциации задугового бассейна, согласно, без перерыва наращивают известняково-доломитовый мегакомплекс позднего венда, насыщены органическими остатками, охватывают интервал от конца венда до верхов амгинского яруса среднего кембрия. Мощность отложенный оценивается в 3–4 км. Нижние части разрезов (венд и томмотский ярус) сложены темными плитчатыми известняками, реже доломитами, глинистыми, известково-глинистыми и кремнистыми сланцами, терригенными породами. На участках, прилегающих к зонам активного вулканизма, они содержат пирокластическую примесь, редкие горизонты лав и туфов базальтов, продуктивны в отношении фосфоритов и марганцевых руд. Верхняя половина нижнекембрийских отложений отличается массовым развитием рифовых построек. Среднекембрийский (амгинский ярус) разрез представлен терригенными, редко карбонатно-терригенными образованиями, иногда со слабыми проявлениями вулканических пород.

Турбидитовые разрезы распространены в западных и южных районах АССО (Салаиро-Алтайская, Монголо-Алтайская и Западно-Саянская складчатые системы), отвечают обширной области осадконакопления, сменяющей по латерали палеоостроводужные структуры Салаира и Западного Саяна. Отложения охватывают интервал от нижнего кембрия до нижнего ордовика, синхронны кембрийским палеоостроводужным комплексам, отчасти перекрывают их.

В Горном Алтае они традиционно рассматриваются в составе горноалтайской серии с двучленным строением разрезов. Нижние горизонты характеризуются преобладанием зелено-серых монотонных ритмично-слоистых кварц-плагиоклазовых песчаников и метаалевролитов. Верхние, примыкающие к фаунистически охарактеризованным ранне- и среднеордовикским отложениям «молацсовые» части разрезов представлены более грубозернистыми незрелыми и слабее сортированными пестроцветными граувакковыми осадками с повышенной карбонатностью.

На Салаире аналогичные образования известны как «зелено-фиолетовая серия», залегающая между терригенно-карбонатными осадками нижнего кембрия и песчаниками и алевролитами с остатками аренигских граптолитов [5]. Верхние горизонты серии содержат остатки тремадокских брахиопод [37]. К средней части разреза приурочена толща вулканогенно-осадочных и вулканических пород основного и среднего составов, аналогичных по составу охарактеризованным выше среднекембрийским – нижнеордовикским палеоостроводужным ассоциациям Салаира.

В Западном Саяне устанавливается трехчленное строение турбидитового комплекса. Преобладают ритмично переслаивающиеся метапесчаники



и металевролиты кварц-полевошпатового состава с редкими остатками водорослей и анабаритид позднего венда – нижнего кембрия в нижних горизонтах. Средняя часть разреза, так же как и на Салаире, отличается пестроцветным обликом, широким развитием вулканогенно-осадочных пород и тефроидов. Иногда присутствуют редкие покровы и туфы базальтов. Отложения с размывом перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками среднего и верхнего ордовика.

Офиолитовые ассоциации известны в Кузнецком Алатау [31], на Салаире [21] и Алтае [17], в Западном Саяне и Тыве, где обособляются в качестве Кузнецко-Алатауского, Салаирского, Борусского и других офиолитовых поясов [33]. Их наиболее полные разрезы приурочены к Куртушибинскому поясу (одноименный хребет в Западном Саяне) [15].

Ассоциации объединяют толеитовые и субщелочные базальтоиды, аналогичные OIB, реже MORB. Широко распространены черные глинистые и кремнистые сланцы; реже встречаются терригенные породы, иногда известняки, а также альпинотипные гипербазиты, долеритовые дайковые комплексы и ультрабазит-базитовые интрузии; иногда присутствуют жилы плагиогранитов.

Породы находятся в аллохтонном залегании, образуют тектонические чешуи, пакеты, деформированные и фрагментированные покровы, меланж-олистостромовые комплексы. Уровень метаморфизма варьирует от пренит-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой фаций. Установлены проявления HP-LT-метаморфизма (глаукофановые сланцы, жадеититы, эклогиты, гранатовые амфиболиты), тяготеющие как к metabазальтам, так и сопряженным с ними зеленосланцевым образованиям. По мнению Н. Л. Добрецова [13], они маркируют палеозоны субдукции.

Венд-раннекембрийский возраст офиолитов в Кузнецком Алатау, на Салаире и в Горном Алтае обоснован их сонахождением с археоциатовыми известняками и наличием разрезов, переходных от сланцево-базальтовых комплексов к фаунистически охарактеризованным терригенно-карбонатным фациям шельфа задуговых бассейнов. В Западном Саяне они содержат спикюлы губок, скудные остатки обывествленных водорослей, скелетной фауны венд-нижнекембрийского возраста [10]. На продолжении Западно-Саянского офиолитового пояса в Озерной зоне Монголии датированы (U-Pb, Sm-Nd) габброиды и плагиограниты офиолитовой ассоциации, изотопный возраст которых варьирует от 573 ± 6 до 527 ± 43 млн лет [8, 26, 48]. В Тыве (Агардагская зона) U-Pb-возраст плагиогранитов, рвущих гипербазиты расслоенной серии, составляет 570 млн лет [50].

Ордовик – силура

Для ордовика и силуры реконструируются два типа областей осадконакопления.

Западные районы АССО (Салаиро-Алтайская и Монголо-Алтайская складчатые системы) и Западный Саян (одноименная складчатая система) отличаются наиболее устойчивыми режимами седиментации. Отложения здесь представлены мощной карбонатно-терригенной толщей, трансгрессивно перекрывающей кембрийско-нижнеордовикские турбидиты. Комплекс осадков соответствует единому тектоническому и седиментационному событию, которое определяется эволюцией ордовик-силурийского палеобассейна [32]. Режим осадконакопления отвечает условиям шельфа пассивной континентальной окраины. Породы представлены серыми и пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами в различной степени известковистыми, глинистыми сланцами, мергелями и известняками, горизонтами конгломератов и гравелитов. Интервал от верхнего ордовика до нижнего девона является вторым по значимости (после венд-нижнекембрийского) уровнем карбонатного осадконакопления в АССО.

Разрезы Салаира и Алтая наиболее полные. Перерывы в осадконакоплении здесь незначительны, структурные несогласия устанавливаются редко, выражены слабо; наиболее крупные из них приурочены к основаниям ордовика и девона. Верхнему ордовика – силуру соответствует серия крупных разновозрастных органогенных сооружений – карбонатных платформ с унаследованным характером развития [32]. Мощность осадков оценивается в 3,5–4,5 км.

В Западном Саяне карбонатно-терригенные отложения ордовика и силура приурочены к осевой части крупного раннепалеозойского прогиба, имеют мощность 10–12 км и отвечают менее устойчивым условиям седиментации. В разрезах фиксируются частые внутриформационные размывы, выпадения отдельных интервалов, обусловленные осцилляцией границ палеобассейна. Нижнему и среднему ордовика соответствует перерыв в осадконакоплении. Для верхнеордовикских отложений характерны мелководный облик, существенно терригенный состав, присутствие единичных покровов низкотитанистых базальтоидов и олистостромовых горизонтов.

В восточных районах АССО (Кузнецко-Саянская, Восточно-Саянская, Тувинская складчатые системы), претерпевших интенсивные тектонические деформации и массовую гранитизацию в среднем кембрии – начале ордовика, ордовик-силурийские отложения распространены ограниченно. Их выходы тяготеют к восточному обрамлению охарактеризованной выше области устойчивого осадконакопления, известны в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Восточном Алтае и на северо-западе Тывы, где они выполняют серию небольших прогибов, впадин и грабенов, наложенных на раннекаледонские структуры. Разрезы редуцированы, расчленены серией структурных несогласий, сопряженных с длительными перерывами в осадконакоплении, наиболее значимое из которых приурочено к ос-



нованию комплекса. Силурийские образования, за редким исключением, отсутствуют.

Наиболее полно ордовик-силурийские отложения представлены в Хемчикско-Систигхемском прогибе (Тыва) и в обрамлении Уймено-Лебедского (восточная часть Алтая). В последнем случае их мощность оценивается в 7–8 км, быстро сокращается в северо-восточном направлении, достигая 2,5 км вблизи южной границы Кузбасса. Основу отложений составляет морская моласса. Преобладают серые, реже пестроцветные терригенные породы с широким участием грубообломочных фаций. Доля карбонатных осадков незначительна. Нижняя граница моласс диахронная, в некоторых районах Алтая и Горной Шории опускается до уровня верхних горизонтов среднего кембрия.

На севере Кузнецкого Алатау, в Восточном Алтае и северо-западной части Восточного Саяна к локальным тектоническим структурам приурочены проявления бимодальных вулканических комплексов повышенной щелочности (трахибазальты, трахиандезиты, трахириолиты, трахиты). Их возраст в Кузнецком Алатау и Восточном Алтае обоснован сборами нижнеордовикского и нижнесилурийского комплексов фауны соответственно, в Восточном Саяне – датированием прорывающих покровные фации комагматических гранитоидов с изотопным возрастом 450–427 млн лет.

Нижний – средний девон

Нижне-среднедевонский период отвечает этапу интенсивного субаэрального вулканизма в условиях активной континентальной окраины, представлен мощным комплексом вулканогенно-осадочных отложений, которыми выполнены наложенные на раннекаледонские структуры, а также в той или иной степени унаследованные от поздних каледонид прогибы, впадины, вулканотектонические депрессии и грабены. В Кузнецко-Саянской, Восточно- и Западно-Саянской СС среднедевонские отложения после крупного перерыва в осадконакоплении со структурным несогласием перекрывают дислоцированные комплексы раннего палеозоя. На Салаире и в Горном Алтае они с размывом, в некоторых районах Алтая с перерывом, но без углового несогласия залегают на разных горизонтах силура.

Нижняя и верхняя границы комплекса диахронны. Наиболее ранние проявления вулканических пород (ложков) фиксируются в Западном Саяне, массовый вулканизм приурочен к началу эмса. В некоторых районах Северо-Западного Алтая вулканы отсутствуют и карбонатно-терригенное осадконакопление без признаков вулканической деятельности и почти без перерыва продолжалось с силура вплоть до эйфеля, а на Салаире – до верхнего девона.

Отложения представлены вулканическими и вулканогенно-осадочными субаэральными фация-

ми, терригенными породами, редкими горизонтами известняков. К основанию разреза приурочена толща красноцветных терригенных, часто грубообломочных осадков с быстро варьирующей мощностью в интервале от 0 до 1000 м и более.

Вулканизм носит ареальный характер. Изменение составов пород отражает тектоническую зональность активной континентальной окраины андского типа со сменой надсубдукционного магматизма обстановками тылового рифтогенеза в направлении с запада на восток. В Горном Алтае (Салаиро-Алтайская, Монголо-Алтайская складчатые системы) преобладают дифференцированные дацитриолитовые, базальт-андезит-риолитовые и другие вулканические комплексы повышенной и нормальной щелочности, аналогичные современным образованиям окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. К востоку, в Кузнецко-Саянской и Западно-Саянской системах они сменяются бимодальными ассоциациями повышенной щелочности и щелочными, которыми выполнены обрамление Кузнецкого, Минусинского и Тувинского прогибов, многочисленные мелкие вулканотектонические структуры в их обрамлении.

Щелочность пород повышается в восточном направлении, достигая максимума на восточном крыле и в северной части Минусинского прогиба, где широко распространены нефелиновые породы в составе трахит-тефрит-трахибазальтового и трахириодацит-трахит-трахибазальтового (с фонолитами) комплексов [43]. В Горной Шории проявлена ультракалиевая трахибазальт-эпилейцит-фонолитовая ассоциация.

Средний девон – нижний карбон

В Восточно-Саянской, Тувинской, Кузнецко-Саянской системах и основной части Западно-Саянской интенсивный вулканизм завершился к концу эмса, в Горном Алтае (Монголо-Алтайская, Салаиро-Алтайская системы) – в эйфеле – живете. Нижне-среднедевонские вулканогенно-осадочные комплексы после небольшого перерыва в осадконакоплении с размывом и стратиграфическим несогласием перекрываются толщей терригенных и терригенно-карбонатных моласс, накопление которых происходило в условиях межгорных прогибов. Разрезы охватывают интервал от живета до нижнего карбона (визе), в ограниченных объемах включают вулканические породы, отличаются значительной литологической неоднородностью. В направлении с запада на восток наблюдается смена прибрежно-морских фаций континентальными.

В западных районах (Салаиро-Алтайская складчатая система, обрамление Кузнецкого прогиба) среди девонских отложений преобладают сероцветные, реже пестро- и красноцветные карбонатно-терригенные мелководно-морские осадки, незначительно (живет, фран) развиты эффузивные, пирокластические и осадочно-пирокластические

фации. Мощность девонских отложений на Алтае оценивается в 1400–2000 м.

На Салаире и в обрамлении Кузнецкого прогиба девонский разрез наращивается нижнекаменноугольной (турне и визе) толщей (300–600 м) темных битуминозных органогенно-детритовых, редко оолитовых известняков, глинистых известняков и туфоизвестняков с обильной примесью вулканического пепла кислого состава. Общая мощность среднедевонско-нижнекаменноугольных осадков здесь составляет 700–1300 м, сокращаясь на Салаире до 500–700 м за счет редукции средне- и верхнедевонской частей разреза.

В юго-восточной части Горного Алтая (Монголо-Алтайская система) северная часть Делюно-Юстыдского прогиба выполнена мощным (до 3100 м) комплексом относительно глубоководных флишеподобных осадков среднего – верхнего девона. В крупном живетско-франском седиментационном цикле регрессивной направленности наблюдается смена снизу вверх по разрезу типично морских фаций прибрежно-континентальными.

В восточных районах АССО (Минусинский и Тувинский прогибы) прибрежно-морские отложения сменяются пестро- и красноцветными лагунно-континентальными и прибрежно-континентальными фациями. Преобладают терригенные осадки с редкими маломощными горизонтами известняков. К верхнему живету приурочена обширная морская трансгрессия, которой в Минусинском прогибе соответствует толща серых органогенных известняков мощностью около 300 м.

Нижний карбон представлен лагунно-континентальным осадочно-пирокластическим комплексом (1000–1200 м) с повышенной относительно верхнедевонских пород «мористостью» разрезов. Наряду с субаэральными пестроцветными отложениями здесь заметную роль играют серо-зеленые фации аллювиально-озерного, лагунного и морского генезиса. Широко распространяются пепловые туфы, туффиты кислого состава, туфопесчаники и туфоалевролиты.

Нижний карбон – пермь

Период с серпуховского века до верхней перми – время накопления мощных угленосных моласс, которыми выполнен основной объем Кузнецкого прогиба и центральные части Минусинского и Тувинского. Угленосный комплекс с размывом, конгломератами в основании согласно (в Тувинском прогибе – с перерывом) залегает на визейских отложениях, представлен полимиктовыми песчаниками и алевролитами, в меньшей степени аргиллитами и пластами каменных углей. Конгломераты и гравелиты тяготеют к базальным горизонтам крупных седиментационных циклов (серий, подсерий). Встречаются монтмориллонитовые прослои. Угли составляют 1–6% от общего объема разрезов, в некоторых свитах Кузнецкого прогиба их доля возрастает до 20–25%.

В Кузнецком бассейне угленосные отложения расчленены (снизу вверх) на балахонскую (нижний карбон – нижняя пермь) и кольчугинскую (средняя – верхняя пермь) серии, представляющие собой крупные ритмы осадко- и угленакопления.

Максимальная мощность отложений в наиболее полных, тяготеющих к осевой и западной частям Кузнецкого прогиба, разрезах приближается к 7000–8000 м, в Минусинском прогибе составляет 1120 м, Тувинском – 600 м.

Нижний – средний триас

Отложения известны только в Кузнецком прогибе, где представлены трахибазальтовой трапповой формацией. Они образуют вулканотектоническую депрессию в центральной части прогиба, согласно залегают на угленосных отложениях верхней перми, с размывом и структурным несогласием перекрываются осадками нижней юры, представлены чередованием осадочных, вулканогенно-осадочных пород и двумя пачками базальтовых покровов, сопровождаются силлами и дайками долеритов. Максимальная мощность отложений достигает 1475 м, суммарная мощность эффузивных фаций – 1000 м [24].

Среди лав преобладают афировые и мелкопорфировые высококремнистые ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}54\%$), высокожелезистые базальты, переходные от толеитовой серии к субщелочной. Менее развиты трахибазальты и оливин-нормативные базальты. Все они характеризуются невысокой глиноземистостью (около 15% Al_2O_3), повышенной титанистостью (в среднем около 1,9% TiO_2), высоким содержанием фосфора (0,4–1,77% P_2O_5), преобладанием натрия над калием. По составу породы наиболее близки к инициальным базальтам Норильского района Сибирской платформы и ранне-среднетриасовым базальтоидам фундамента Западно-Сибирской плиты [7].

Юра

Представлена угленосной молассой, которой выполнены отдельные впадины в Кузнецком, Минусинском и Тувинском прогибах, а также мелкие приразломные грабены. Отложения охватывают интервал от нижней до верхней юры и нижнего мела, с перерывом и структурным несогласием перекрывают разновозрастные доюрские образования, представлены ритмичным чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, пластами каменных и бурых углей. Осадки характеризуются фациальной изменчивостью, высокой зрелостью кластического материала, низкой и средней угленосностью, в отдельных интервалах – до очень высокой (0,7–38%). Пласты угля вместе с вмещающими породами образуют пачки мощностью 5–100 м.

Промышленной угленосностью отличается Улуг-Хемская впадина в центральных районах Тывы, выполненная угленосной лимнической формацией мощностью более 3500 м. Угли при-



урочены к нижнеюрской толще (1500 м), которая содержит восемь рабочих пластов суммарной мощностью 20 м. Основной пласт «Улуг» мощностью 2,0–19,0 м прослежен на дневной поверхности более чем на 70 км.

Мел – палеоген

Проявления этих образований в АССО скудны, представлены фрагментами меловых, мел-палеогеновых кор выветривания и продуктами их переотложения, сохранившимися на древних поверхностях выравнивания в виде разрозненных выходов в западинах древнего рельефа. На севере Кузнецкого Алатау, вблизи границы с Западно-Сибирской плитой с ними связаны проявления гидраргиллитовых бокситов, лимонитовых руд, красителей и огнеупорных глин.

Кайнозой

Представлен континентальными терригенными образованиями. В Горном Алтае, Тыве и юго-восточной части Восточного Саяна распространены ледниковые и водно-ледниковые отложения четвертичных вулканических пород.

Выделяются три крупных этапа кайнозойского вулканизма: позднеолигоцен-раннемиоценовый (28–23 млн лет), среднемиоценовый (18–14 млн лет) и голоценовый (2,1 млн лет и менее) [3, 41]. Самые ранние проявления представлены тефритами Уюкского вулканического поля (150 км северней г. Кызыла), К-Аг возраст которых составляет 28 млн лет. Наиболее масштабные вулканические события фиксируются в интервале от 14–18 млн лет до 50 тыс. лет и приурочены к Восточно-Тувинскому ареалу (лавовому плато). Преобладают лавы трахибазальтов, тефритов, реже базанитов; пирокластические породы редки, присутствуют гиалокластиты, указывающие на внутриледниковые излияния.

Состав базальтоидов свидетельствует о внутриплитном рифтогенном характере магматизма, обусловленном деятельностью кайнозойского мантийного плюма. В. В. Ярмолюк обосновал принадлежность Восточно-Тувинского ареала к Южно-Байкальской вулканической области [25].

Метаморфизм

Метаморфические комплексы в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) представлены многочисленными тектоническими блоками, большей частью приуроченными к крупным тектоническим швам. Кроме того, в Восточном Саяне ими сложены Канский кристаллический массив и основание Дербинского блока. Уровень преобразования пород изменяется от амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций до зеленосланцевой умеренных и повышенных давлений. Возраст метаморфизма оценивается в интервале от раннего протерозоя до среднего палеозоя.

Самые древние, раннедокембрийские породы приурочены к *Восточно-Саянской СС*, где участвуют в строении Канского гетерогенного кристаллического массива. По результатам геолого-геохимических и изотопных исследований [16, 28, 39], в его составе выделяются Канский (Центральный) и Идарский раннепротерозойские зеленокаменные пояса (ЗКП) и Шумихинский палеовулканический пояс позднерифейского возраста.

Идарский ЗКП на северо-востоке массива сложен амфиболитами и гранатовыми амфиболитами с горизонтами тремолит-серпентинитовых пород, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, которые по составу отвечают коматиит-базальтовой, лейкобазальт-андезитбазальтовой ассоциациям и грауваккам основного состава. Их сочетание предполагает образование протолитов в океанической обстановке. Метакоматиит-базальтовая ассоциация сопровождается гипербазитами и расслоенными интрузиями кингашского комплекса с изотопным (SHRIMP-II) возрастом 1952 ± 16 млн лет, несущими сульфидное медно-никелевое оруденение.

Канский (Центральный) ЗКП, занимает центральную и юго-восточную части кристаллического массива, представлен амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с возрастом субстрата 2226 ± 69 млн лет [39]. Составы амфиболитов близки высокомагнезиальным толеитам океанических островов (OIT) и базальтам срединно-океанических хребтов (MORB), гнейсов – андезит-дацит-риодацитовой ассоциации и грауваккам энсиалических островных дуг.

Шумихинский палеовулканический пояс (террейн) на северо-западе Канского кристаллического массива представлен плагиогнейсово-амфиболитовым комплексом эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений. Субстратом пород служили островодужно-толеитовая серия и океанические толеиты задугового бассейна с возрастом 680–700 млн лет [28]. Время главного метаморфического события для всего Канского массива оценивается в 555–550 млн лет.

В Дербинском блоке плагиогнейсово-кристаллосланцевый комплекс составляет основание вендских мраморов. Рифейский возраст протолита метаморфических пород принимается условно с учетом их структурного положения. Возраст метаморфизма по данным Ar-Ag исследований оценивается в 508–484 млн лет.

В *Кузнецко-Саянской СС* блоки метаморфических пород эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой фаций известны в Кузнецком Алатау, где они приурочены к шовной зоне Кузнецко-Алтайского разлома и представлены метабазитовыми ассоциациями. Их состав отвечает MORB и OIB, реже островодужным базальтоидам – толеитовым (IAT) и низкокалийевым известково-щелочным (LK-CAB). Sm-Nd-изохронный возраст метаморфизма и субстрата амфиболитов

Томского блока на юге Кузнецкого Алатау составляет 694 ± 43 млн лет [27].

На *Салаире* субстратом амфиболитов и гранатовых амфиболитов (Ангурепский и Бехтемирский блоки на юге кряжа) служили островодужно-толеитовая и низкокалиевая известково-щелочная серия, а также MORB и OIB. Для них установлены неопротерозойский (около 700 млн лет) эклогитовый и раннепалеозойский (485 млн лет) амфиболитовый этапы метаморфизма (неопубликованные данные С. А. Каргополова).

На *Алтае* и в *Западном Саяне* (Салаиро-Алтайская, Монголо-Алтайская и Западно-Саянская складчатые системы) преобладают метабазит-метапелитовые, реже метабазитовые комплексы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций умеренных и повышенных давлений.

Амфиболитовые и эпидот-амфиболитовые комплексы повышенных давлений включают амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты, кианитовые и глаукофановые сланцы, мраморы. На юго-востоке Горного Алтая они тесно ассоциируют с позднедокембрийскими гипербазитами и метабазальтоидами, совместно с которыми входят в состав меланжевого комплекса. Ar-Ar-возраст эклогитового метаморфизма составляет 627–636 млн лет.

Метаморфические комплексы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений представлены гнейсово-кристаллосланцевыми метапелитовыми ассоциациями, сложены гнейсами и кристаллосланцами при участии амфиболитов, слюдястых и железистых кварцитов, мигматитов и гранитогнейсов. Субстратом служат аркозы, субграувакки, глины, зеленосланцевые метаморфические и флишоидные комплексы, преимущественно позднего докембрия – кембрия.

Как правило, устанавливается полиметаморфическая природа комплексов. Первый этап преобразований фиксируется по реликтам пород дистен-силлиманитовой серии, условно датируется поздним рифеем, так как продукты разрушения метаморфитов попадают в терригенные и карбонатные породы с возрастом от венда до нижнего кембрия.

Второй этап представлен андалузит-силлиманитовой серией с широким участием мигматитов, тоналито- и гранитогнейсов. В Восточном Алтае и Западном Саяне проявлен высокоградиентный термально-купольный метаморфизм, наложенный на венд-кембрийские турбидитовые, вулканогенно-осадочные и зеленосланцевые образования. Устанавливается тесная связь метаморфических преобразований с высокоглиноземистыми раннедевонскими гранитоидами. Граниты и метаморфические породы образуют разнопорядковые гранитогнейсовые обрамленные купола.

Тектонотермальная история наиболее полно изучена для южночуйского амфиболит-гнейсово-кристаллосланцевого полиметаморфического комплекса одноименного блока на юге Алтая [29, 40].

Здесь для кианит-силлиманитового метаморфизма первого этапа установлен возраст 555 ± 6 млн лет, андалузит-силлиманитового – от 380 ± 19 до 387 ± 51 млн лет. В качестве возраста субстрата принимается усредненный возраст детритовых цирконов, который составляет 1684 ± 210 млн лет, что согласуется с модельным Nd-возрастом пород 1300–1500 млн лет.

Зеленосланцевые и глаукофан-зеленосланцевые комплексы образуют серию тектонических блоков и выступов, тяготеющих к региональным разломам (Чарышско-Терехтинскому, Телецкому, Северо-Саянскому и др.), представлены сложно дислоцированными плейчатными метапелит-метабазитовыми, метабазит-метапелитовыми и метапелитовыми ассоциациями. Большей частью они имеют тектонические ограничения, в Западном Саяне на некоторых участках согласно перекрыты флишоидными терригенными осадками кембрия.

Преобладают метатерригенные (апопсаммитовые, апоалевритовые) и метакарбонатно-терригенные разновидности с прослоями и линзами мраморов и кварцитов. Породы отличаются слабым и неравномерным метаморфизмом пренит-пумпеллитовой фации, широким распространением реликтовых бластообломочных структур и ритмично-слоистых текстур, монотонностью состава.

Метабазитовые сланцы (апоэффузивные и апотуфогенные) и тесно ассоциирующие с ними метасилициты распространены неравномерно, на некоторых участках преобладают, местами полностью замещаются метатерригенными фациями, тяготеют к средней и верхней частям разрезов, по составу близки MORB и OIB. Породы отличаются однородным метаморфизмом биотитовой субфации; реликтовые офитовые структуры улавливаются лишь в единичных случаях.

С метабазитами в Горном Алтае и Западном Саяне связаны проявления высокобарного метаморфизма с образованием глаукофановых и актинолитовых сланцев с винцитом и кросситом. В результате датирования фенгита и глаукофана из глаукофановых сланцев Горного Алтая получен возраст 493–483 млн лет, совпадающий с временем аккреционно-коллизии событий в АССО на рубеже кембрия и ордовика [2].

Наиболее распространенная точка зрения предполагает образование зеленосланцевых комплексов за счет метаморфизма турбидитовых и вулканогенно-осадочных комплексов венда – кембрия. Она обосновывается узнаваемостью в зеленосланцевых разрезах характерных элементов строения и состава турбидитовых осадков (циклическое строение, текстурные особенности), схожестью петрогеохимических характеристик метабазитовых сланцев и пространственно сопряженных с ними базальтоидных комплексов неопротерозоя – раннего кембрия. Среди зеленых сланцев собраны остатки анабаритид, водорослей, микрофоссилий



неопротерозоя – нижнего кембрия. Для отдельных зеленосланцевых блоков на востоке Горного Алтая, отличающихся наиболее интенсивным (биотитовая субфация) и однородным метаморфизмом, не исключается более древний возраст.

Ассоциация с турбидитовыми и офиолитовыми комплексами, присутствие метабазитов с характеристиками OIB, MORB и проявлений высокобарного метаморфизма позволяют рассматривать зеленосланцевые комплексы в качестве аккреционно-субдукционных образований.

Интрузивный магматизм

В Алтае-Саянской складчатой области интрузивный магматизм охватывает интервал от раннего протерозоя до юры, связан с заложением и эволюцией вулканоплутонических поясов, аккреционно-коллизийными событиями и анорогенными обстановками. Преобладают гранитоидные ассоциации. При этом раннепалеозойские интрузии приурочены к восточным районам АССО (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Восточный Саян и Тыва), а основной объем среднепалеозойских и мезозойских гранитоидов приходится на Горный Алтай и Западный Саян.

Наиболее ранние, карельские диорит-плагиогранитные интрузии, образование которых связывается с коллизийной обстановкой, приурочены к Канскому блоку, расположены среди метаморфических пород Центрального террейна с изотопным возрастом 1866 ± 17 млн лет [16]. Раннепротерозойский возраст плагиогранитов подтвержден U-Pb датированием и составляет около 1,7 млрд лет [42].

Среди раннепалеозойских интрузий выделяются нижнекембрийские габброплагиогранитные серии, комагматичные вулканитам первого этапа эволюции раннепалеозойских палеоостроводужных структур. Они включают перидотит-пироксенит-габброноритовые и плагиогранитные комплексы, наиболее широко представленные и хорошо изученные в Западном Саяне [34]. Нижнекембрийский возраст пород обоснован изотопным датированием плагиогранитов [9, 38].

Наиболее масштабные проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма приурочены к восточным районам АССО (Кузнецко-Саянская и Тувинская складчатые системы), охватывают интервал от среднего кембрия до ордовика, связываются с аккрецией палеоостроводужных и окраинно-морских структур к краю Сибирского кратона.

Гранитоиды слагают крупные удлиненные в плане син- и послескладчатые ареал-плутоны, распределение которых носит отчетливый поясовый характер. Интрузивный пояс прослеживается из северной части Кузнецкого Алатау через Восточный Саян и Северо-Восточную Тыву в ее южные районы, ограничивая с востока область позднекембрийско-силурийской седиментации, подразделяется на Кузнецко-Алатауский, Восточно-Саянский и Тувинский сегменты.

Преобладают известково-щелочные гранитоиды повышенной основности и меланократовости с реликтами глубоко преобразованных пород рамы; типичны диорит-тоналитовые, диорит-тоналит-гранодиоритовые, диорит-гранодиоритовые ассоциации [11, 36, 46]. Их внедрение предваряется небольшими объемами лейкобазитов. В наиболее изученных районах Кузнецкого Алатау и Горной Шории [4, 30] намечается зональное строение гранитоидного пояса с увеличением интенсивности, щелочности и длительности магматизма в направлении с запада на восток. По данным изотопного датирования, становление ареал-плутонов носит многоимпульсный характер в интервале 505–430 млн лет.

Наиболее ранние (лохков) проявления среднепалеозойских гранитов приурочены к Западному Саяну и восточным районам Горного Алтая. Подавляющее большинство массивов расположено в пределах Главного гранитоидного пояса Западного Саяна протяженностью 700–750 км при ширине 50–65 км. Выделяются два этапа внедрения интрузий с повышением лейкократовости ассоциаций от габбродиорит-гранодиоритовой до гранодиорит-гранит-лейкогранитовой. Они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения силура и вулканиты лохкова, присутствуют в гальках базальных конгломератов пражского яруса. Данные изотопного датирования (U-Pb) гранитов укладываются в интервал от $417,5 \pm 8,6$ до $417,5 \pm 1,5$ млн лет [45].

Становление интрузий сопровождается высокоградиентным термальным купольным метаморфизмом. Петрогеохимические характеристики свидетельствуют о принадлежности пород к S-гранитам коллизийных обстановок.

Более поздние ранне- и среднедевонские малоглубинные интрузии сформированы в рамках вулканоплутонических поясов на завершающих этапах эмс-эйфельского и живетского вулканизма. Особенности их составов согласуются с составами сопряженных вулканитов.

В Горном Алтае дифференцированные вулканические ассоциации с преобладанием риолитоидов завершаются становлением габбро-диорит-гранодиоритовых и граносиенит(гранодиорит)-гранит-лейкогранитовых комплексов нормального и субщелочного рядов раннего – среднего и среднего – верхнего девона [47]. Их полнота и уровень щелочности варьируют от ареала к ареалу. Наиболее поздние фазы в некоторых случаях сложены щелочными гранитами. Породы близки I- и A-, реже S-гранитам. Их возраст обоснован изотопным датированием, результаты которого для ранне-среднедевонских ассоциаций укладываются в интервал от 369 ± 10 до $398 \pm 6,1$ млн лет, средне-позднедевонских – от $340,6 \pm 2,5$ до $398 \pm 6,1$ млн лет [22, 30, 45, 49].

В восточных районах АССО (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Минусинский прогиб, Восточный Саян) раннедевонский субщелочной и щелочной

вулканизм сопровождается внедрением габбро-сиенитовых, щелочно-гранитовых и щелочно-сиенитовых интрузий гипабиссальной фации. К северным частям Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба приурочены интрузии щелочных габброидов с ийолитами, уртитам и нефелиновыми сиенитами [44]. Раннедевонский возраст пород обосновывается коматматичностью с щелочными вулканитами нижнего девона, подтвержден U-Pb датированием цирконов и бадделеита из щелочных сиенитов и ийолитов, возраст которых составляет от 392,7±4,8 до 412,0±2,8 млн лет, достигая 384±5,1 млн лет [9, 20].

Завершается среднепалеозойский магматизм в АССО позднедевонско-раннекаменноугольными интрузиями Горного Алтая, представленными габбро-диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой сериями [6]. Породы близки S-, I-, реже A-гранитам, в некоторых случаях приближаются к плюмазитовым редкометалльным гранитоидам. Их образование связывается с коллизионными процессами на западной границе Алтае-Саянской области. Многочисленные определения изотопного (U-Pb) возраста укладываются в интервал от 372,1±1,7 до 362±4 млн лет [22, 30, 45].

Позднепалеозойско-мезозойские интрузии представлены гранитоидами, которые наиболее широко распространены в Горном Алтае, присутствуют на Салаире и в Кузнецком Алатау. Незначительные проявления мантийного магматизма фиксируются на севере Минусинского прогиба и в Тыве.

В Горном Алтае граниты приурочены к позднепалеозойско-раннемезозойскому и юрскому этапам. С первым из них связано формирование батолитов известково-щелочных, реже субщелочных гранитоидов и небольших массивов сиенит-граносиенит-лейкогранитового состава. Они образуют серию очаговых ареалов в Западном, Центральном, Северном и Восточном Алтае, несут Sn-W-Ta-Li оруденение. Часть из них по геохимическим особенностям близка к редкометалльно-плюмазитовым разновидностям. Изотопный возраст пород составляет от 249±5,7 до 232±4,7 млн лет [22, 35, 45].

К ранней юре приурочено становление редкометалльных плюмазитовых гранитоидов. Ими сложено более десятка небольших массивов на юге Горного Алтая, основной объем (90%) которых составляют биотитовые и двуслюдяные граниты. Поздняя фаза представлена литий-фтористыми ультраредкометалльными разновидностями (эльваны, онгонитоподобные микрогранит-порфиры (калгутиты), сподуменовые аплиты и гранит-порфиры). Изотопный возраст пород варьирует от 204±7,8 до 182,9 млн лет [30, 35, 45].

К другим проявлениям позднепалеозойско-мезозойского магматизма относятся проявления гранитов и лейкогранитов с мантийными изотопными характеристиками на юге Кузнецкого Алатау [27], возраст которых составляет 246 млн лет. На северо-западной окраине Минусинского прогиба установ-

лены щелочно-базальтовые трубки взрыва и дайки с возрастом 79–45 млн лет на [51]. В Тыве известны карбонатитовые интрузии, Rb-Sr возраст которых варьирует в интервале 121–90 млн лет.

История геологического развития

В истории развития региона выделяется 11 этапов, в ходе которых сформированы современная структура и земная кора Алтае-Саянской области.

Ранний протерозой. Для него по фрагментам метаморфических комплексов Восточно-Саянской складчатой системы реконструируются условия энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов, эволюция которых завершается коллизией с Сибирским кратоном и внедрением диорит-плагиогранитных интрузий на рубеже карелия и рифея (1,7 млрд лет).

Поздний рифей. Для данного этапа устанавливаются обстановки срединно-океанических хребтов, океанических поднятий и островных дуг, отражающие эволюцию Палеоазиатского океана в интервале 700–800 млн лет. К границе рифея и венда приурочена байкальская складчатость: скучивание и метаморфизм геологических комплексов, формирование составных террейнов, объединяющих метаморфизованные ассоциации MORB, океанических поднятий и островных дуг. Блоки гнейсово-кристаллосланцевых метapelитовых комплексов Горного Алтая и Западного Саяна могут рассматриваться в качестве метаморфизованных осадков позднерифейского палеобассейна либо фрагментов Алтае-Монгольского докембрийского микроконтинента.

Венд. Его началу отвечает перерыв в осадконакоплении, после которого на территории АССО вновь реконструируются океанические обстановки, включающие систему активных и пассивных океанических поднятий, разделенных абиссальными котловинами. Океанические обстановки фиксируются по офиолитовым ассоциациям Салаира, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, возраст которых устанавливается в интервале от венда до раннего кембрия. Состав базальтов офиолитовых разрезов аналогичен современным MORB и OIB. Пассивные океанические поднятия представляют собой фрагменты составных террейнов позднебайкальской, возможно, более ранней консолидации. На их вершинах формируются карбонатные платформы.

Ранний – средний кембрий. К границе венда и раннего кембрия приурочено заложение Алтае-Саянской палеоостроводужной системы, включающей энсиматические вулканические островные дуги и задуговые (междуговые) бассейны. Палеоостроводужные комплексы картируются на Салаире, в южной части Горной Шории, Западном Саяне и Тыве, где выделены в качестве Салаирского, Алтае-Северо-Саянского и Тувинского магматических поясов [1, 22]. Активная вулканическая деятельность фиксируется на протяжении раннего и среднего кембрия,



на Салаире она продолжалась до раннего ордовика. К середине нижнего кембрия приурочена структурная перестройка палеоостроводужных структур со сменой активного толеитового вулканизма на вяло текущий известково-щелочной и субщелочной, подводных эффузивных и пирокластических фаций – на пестроцветные субаэральные пирокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные ассоциации с обилием рифогенных массивов. Перестройка сопровождается перерывом в осадконакоплении, широким развитием грубообломочных пород, включая валунные конгломераты с гальками и валунами подстилающих вулканитов, габброидов и плагиогранитов первого этапа. Возможной причиной этих событий стало частичное или полное закрытие задуговых бассейнов.

К западу от зоны активного островодужного вулканизма располагается обширная область (палеобассейн) кембрийско-раннеордовикского турбидитного осадконакопления. Его фрагменты, интенсивно деформированные и метаморфизованные обычно в пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фациях, распространены на территории Горного Алтая, Западного Саяна и Салаира. С востока палеобассейн ограничен раннепалеозойскими палеовулканическими структурами Салаира, Западного Саяна и Тывы, с запада – дизъюнктивами Северо-Восточной зоны смятия. Особенности строения и состава турбидитовых отложений позволяют идентифицировать их в качестве фаций склона островной дуги и глубоководного желоба.

К востоку и северу от Салаирской и Алтае-Северо-Саянской палеоостроводужных структур располагается область задугового бассейна (Кузнецко-Саянская складчатая система), в строении которого выделяются зоны спрединговых впадин с активным магматизмом и амагматичные области терригенно-карбонатного осадконакопления в условиях шельфа. Первые приурочены к западной части складчатой системы, характеризуются вулканогенно-осадочными разрезами, широким развитием базальтов (OIT, OIAB и MORB) и черных сланцев, присутствием гипербазитов и ультрабазит-базитовых интрузий, в совокупности образующим офиолитовые ассоциации Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Горного Алтая. Область терригенно-карбонатного осадконакопления располагается восточнее, отличается преобладанием карбонатных фаций, широким развитием рифогенных известняков, присутствием варьирующих по объему терригенных пород и сланцев.

Средний кембрий – ранний ордовик и ордовик – силур. К интервалу от майского века до начала ордовика приурочены интенсивные деформации геологических комплексов и палеоструктур, связанные с амальгамацией и поэтапным привлечением островодужных террейнов к Сибирскому палеоконтиненту, их коллизией с докембрийскими микроконтинентами. В ходе этих процессов сфор-

мирована раннепалеозойская аккреционная окраина Сибири.

К этому времени относится заложение структурного плана Алтае-Саянской области, окончательное закрытие задуговых бассейнов, формирование надвигов, офиолитовых аллохтонов и сутур Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Салаира. Оформляются основные морфоструктурные черты каледонских складчатых систем, ансамбль антиклинориев и синклинориев, намечается разломная сетка. Деформации сопровождаются синскладчатым метаморфизмом зеленосланцевой фации турбидитовых комплексов Западного Саяна и Салаира.

При этом возникают области двух типов, различие в тектонической эволюции которых обусловлено более высокой концентрацией докембрийских микроконтинентов в восточной части АССО. Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Тыва в кембро-ордовикское время были охвачены массовой гранитизацией, следствием чего явились консолидация земной коры, воздымание территории, оформление горно-складчатого сооружения, полное прекращение седиментации к позднему кембрию – ордовик. Образовавшиеся структуры относят к ранним каледонидам (салаиридам). Гранитоиды образуют интрузивный пояс, ограничивающий с востока область поздних каледонид [1].

Западные районы – Салаир, Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян – полностью амагматичны, составляют обширную область седиментации. Складчатость проявлена слабее. До позднего кембрия – раннего ордовика здесь продолжалось формирование турбидитовой толщи, которое после небольшого перерыва сменилось осадконакоплением в условиях шельфа пассивной континентальной окраины, длившимся вплоть до раннего, в некоторых районах Алтая – среднего, на Салаире – позднего девона. В направлении с запада на восток намечается смена рифовых фаций прибрежно-лагунными. В целом эти структуры традиционно рассматриваются в качестве поздних каледонид.

К концу силура – началу девона приурочены коллизионные события вблизи юго-западного обрамления аккреционной окраины Сибирского палеоконтинента – в Обь-Джунгарской ветви Палеоазиатского океана: коллизия Чингиз-Тарбагатайской ордовик-силурийской островодужной системы и террейна Тангбалэ с более ранними аккреционными комплексами, обособление Казахстана в качестве составного микроконтинента, реорганизация системы субдукционных зон [14]. Наиболее интенсивными тектоническими деформациями в этой связи на границе прагиена и эмса охвачены районы Горного Алтая и Западного Саяна. Они сопровождаются мощными правосдвиговыми дислокациями вдоль Северо-Саянской зоны разломов, становлением габбро-диорит-гранодиоритовых и гранит-лейкогранитовых интрузий в Восточном Алтае и Западном Саяне, рудоносных (железо) гранитоидов



повышенной меланократовости и щелочности в Кузнецком Алатау и Горной Шории.

Тектоническая перестройка повлекла смену условий шельфового осадконакопления на режим активной континентальной окраины.

Ранний – средний девон. Определяющими для девонского этапа являются заложение и эволюция вулканоплутонического пояса, размещение и строение которого автономны по отношению к раннепалеозойским структурам. Состав вулканоплутонических ассоциаций отражает тектоническую зональность активной континентальной окраины андского типа. Ее западные районы (Салаиро-Алтайская, Монголо-Алтайская складчатые системы, Восточный Алтай) характеризуются проявлением последовательно дифференцированных вулканических серий и коагматичных гипабиссальных гранитоидных интрузий, формирование которых связано с субдукционными процессами. Восточные районы АССО (Кузнецкий Алатау, Минусинский прогиб, Западный и Восточный Саян) с бимодальными вулканоплутоническими ассоциациями отвечают зонам тылового рифтогенеза.

С внедрением гранитоидных интрузий, завершающих ранне-среднедевонский этап тектономагматической активности, связан перерыв в осадконакоплении, прослеживающийся в основании перекрывающего вулканические структуры осадочного мегакомплекса среднего девона – раннего карбона на всей территории Алтае-Саянской области.

Средний девон – ранний карбон. В живете после небольшого перерыва активный наземный вулканизм сменяется периодом карбонатно-терригенного осадконакопления, продолжавшимся в унаследованных и наложенных прогибах вплоть до раннего карбона. При этом относительно глубоководные турбидитовые комплексы континентального склона (Монголо-Алтайская складчатая система, запад Салаира) и карбонатно-терригенные отложения Горного Алтая в восточном направлении сменяются терригенно-карбонатными фациями шельфа (север Салаира и Кузнецкий прогиб) и далее (Минусинский прогиб) – красноцветными лагунно-континентальными и озерно-аллювиальными мелкообломочными туфогенно-терригенными образованиями.

В разрезах выделяются средне-, позднедевонский и раннекаменноугольный тектоноседиментационные циклы, связанные с периодическими расширениями морского бассейна в восточном направлении. Максимальная трансгрессия приурочена к позднему живету, когда море через пролив между горно-складчатыми сооружениями Западного Саяна и Горной Шории проникало в Минусинский прогиб [9]. С раннекаменноугольным циклом совпадает усиление вулканической деятельности на сопредельных с запада и северо-запада территориях. «Туфогенно-терригенные» породы с вулканическим пеплом кислого и среднего составов широко

распространены среди нижнекаменноугольных отложений Кузнецкого, Минусинского и Тувинского прогибов.

Ранний карбон – поздняя пермь. К концу раннего карбона приурочены закрытие Обь-Джунгарской ветви Палеоазиатского океана, коллизия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, деформации расположенных между ними островодужных и окраинно-морских комплексов Обь-Зайсанской складчатой области.

Интенсивных деформаций в связи с коллизионными событиями на территории АССО не установлено. Преобладают вертикальные блоковые перемещения. Фиксируются общее воздымание территории, перерыв осадконакопления в начале серпуховского века и установление континентального режима. Седиментация ограничена локальными унаследованными наиболее развитыми прогибами (Кузнецкий, Минусинский, Тувинский) и мелкими приразломными впадинами, где в условиях умеренной тектонической активности накапливаются угленосные молассы. В угле- и осадконакоплении выделяются раннекаменноугольно-раннепермская и средне-позднепермская фазы.

В Горном Алтае отражением коллизионных событий явилась мощная вспышка позднедевонско-раннекарбонного гранитоидного магматизма.

Поздняя пермь – мезозой. К этому периоду приурочены окончательное закрытие Палеоазиатского океана (его Уральской ветви), второй этап коллизии Сибирского, Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов, интенсивные складчато-надвиговые дислокации по Салаиро-Кузнецкой и Кольвань-Томской взбросо-надвиговым системам на границе с герцинидами Обь-Зайсанской области и деформации позднепалеозойского угленосного комплекса. Дальнейшее развитие Алтае-Саянской области характеризуется угнетенным континентальным осадконакоплением в локальных структурах и внутриплитным магматизмом.

Магматизм отличается каркасным распределением, контролируется ремобилизованными «древними» и вновь образованными разломами восточно-северо-восточного и северо-северо-западного простирания, разнообразен по составу (от базальтов и карбонатитов до щелочных и литий-фтористых гранитов), выделяется уникальной редкометальной специализацией (REE, Zr, Nb, Li, F, Rb, Ba, Sr). Особенности его проявления и состава определяются существованием под Северной Азией долгоживущего (300 млн лет) Азиатского горячего поля мантии и характером его взаимодействия с литосферой.

В поздней перми – раннем триасе в Горном Алтае формируются гранитоидные батолиты. К раннему – среднему триасу в Кузнецком прогибе приурочено образование «кузбасских траппов», событийно увязывающееся с континентальным рифтогенезом в Сибири и эволюцией Сибирского суперплюма [12,



14]. Конец триаса характеризуется тектоническим затишьем, развитием кор выветривания.

С ранней юрой связано усиление тектономагматических процессов. В условиях озерно-аллювиальной равнины идет накопление угленосных моласс, фиксирующих завершающий этап эволюции Центрально-Азиатского орогена. Осадконакопление ограничено приразломными грабенами и унаследованными с позднего палеозоя надрифтовыми бассейнами (Кузнецкий, Минусинский и Тувинский прогибы). На юге Горного Алтая внедряются редкометалльные гранит-лейкогранитовые интрузии.

Интервал от поздней юры до эоцена – период покоя с эпизодами тектонической активности. Формируются пенеплены и коры химического выветривания, идет их денудация, переотложение и снос в сторону Западно-Сибирской плиты. С этапами активизации связаны воздымание территории, аккумулятивное грубого аллювия, деформация мезозойских отложений, подновление и образование новых надвигов в районах Колывань-Томской зоны и Кузнецко-Алтайского сдвига [9].

Кайнозой. Олигоцен – начало гималайской коллизии и неотектонического этапа. Мощный тектонический импульс стал причиной расчленения пенеплена и оформления современного рельефа. Квартер – время активизации неотектонических процессов, эпох покровных и горно-долинных оледенений в Горном Алтае, Кузнецком Алатау, Восточном Саяне и Тыве. С внутриплитной мантийной активностью на протяжении от позднего олигоцена – раннего миоцена до голоцена связано образование Восточно-Тувинского лавового плато.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бабин Г. А., Крук Н. Н.** Петротипы каечакского базальтового, садринского плагиодацит-андезит-базальтового и атлинского андезибазальт-базальтового комплексов раннего кембрия (Горная Шория, северо-восточная часть Горного Алтая). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. – 80 с.

2. **Волкова Н. И., Травин А. В., Юдин Д. С.** Ордовикский глаукофансланцевый метаморфизм в Горном Алтае и проблемы его геодинамической интерпретации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск, 2003. – С. 46–50.

3. **Восточно-Тувинский** ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической деятельности / В. В. Ярмолюк, В. И. Лебедев, А. М. Сугоракова и др. // Вулканология и сейсмология. – 2001 – № 3. – С. 3–32.

4. **Габбро-гранитные** интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций / А. Г. Владимиров, А. Э. Изох, Г. В. Поляков и др. // Петрология. – 2013. – Т. 21, № 2. – С. 177–201.

5. **Геологическое** строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. I. Геологическое строе-

ние / В. Г. Свиридов, В. И. Краснов, В. С. Сурков и др.; науч. ред. А. В. Каныгин, В. Г. Свиридов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 228 с.

6. **Геологическое** строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах» / В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, А. С. Гибшер и др. – Новосибирск: Наука, 1978. – 224 с.

7. **Геохимия** и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса / Н. Н. Крук, А. В. Плотников, А. Г. Владимиров, В. А. Кутюлин // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 6. – С. 812–815.

8. **Гибшер А. С., Хаин Е. В., Котов А. Б.** Поздненвендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1179–1185.

9. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45-Новокузнецк. Объяснительная записка / Г. А. Бабин, Н. И. Гусев, А. А. Юрьев и др.; гл. науч. ред. Г. А. Бабин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 665 с. +10 вкл.

10. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46-Абакан. Объяснительная записка / В. В. Беззубцев, М. Л. Махлаев, В. Т. Кириченко и др.; гл. науч. ред. Е. П. Миронюк; ред. Ю. С. Глухов, А. К. Мкртычян. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 341 с.+5 вкл.

11. **Дистанова А. Н.** Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеогеодинамических реконструкциях // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 9. – С. 1244–1257.

12. **Добрецов Н. Л.** Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 354, № 2. – С. 220–223.

13. **Добрецов Н. Л.** Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 4. – С. 430–459.

14. **Добрецов Н. Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 5–27.

15. **Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.** Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). – Новосибирск, Наука, 1977. – С. 128–156.

16. **Докембрийские** террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий / О. М. Туркина, А. Д. Ножкин, Т. Б. Баянова, Н. В. Дмитриева // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 80–92.



17. **Зыбин В. А.** Петротип каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. – 116 с.

18. **Зыбин В. А.** Эталон манжерокского базальт-трахибазальтового комплекса (Горный Алтай). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. – 163 с.

19. **Известковые** водоросли и нижняя граница кембрия в западной части Алтае-Саянской складчатой области / А. А. Терлеев, В. А. Лучинина, О. В. Соосновская, Г. Н. Багмет // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 4. – С. 485–491.

20. **Изотопная** (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, Г. Гутиеррес-Алонсо и др. // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 11. – С. 1598–1614.

21. **Казаков П. Е.** Ультраосновные и основные магматические формации Салаира и северной части Горного Алтая // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Наука, 1971. – С. 5.

22. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров и др.; гл. ред. А. Ф. Морозов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.

23. **Кузнецов В. А.** Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. Т. I. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 202–227.

24. **Кутюлин В. А.** Трапповая формация Кузбасса. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. – 117 с.

25. **Магматизм** и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований / В. В. Ярмолук, В. Г. Иванов, В. И. Коваленко, Б. Г. Покровский // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 3–34.

26. **Магматические** породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) / В. И. Коваленко, В. В. Ярмолук, И. С. Пухтель и др. // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 5. – С. 453–495.

27. **Неопротерозойский** возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования / А. Г. Владимиров, А. П. Пономарева, С. А. Каргополов и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999 – Т. 7, № 5. – С. 28–42.

28. **Новые** данные о возрасте Шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы / М. Ю. Румянцев, О. М. Туркина, А. Д. Ножкин и др. // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 12. – С. 1790–1797.

29. **О возрасте** метаморфизма кианит-силлиманитового типа южно-чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного ис-

следования цирконов / А. В. Плотников, Е. В. Бибилова, А. В. Титов и др. // Геохимия. – 2002. – № 6. – С. 579–589.

30. **Основные** возрастные рубежи гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) / А. Г. Владимиров, М. С. Козлов, С. П. Шокальский и др. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1157–1178.

31. **Офиолитовая** ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / А. И. Гончаренко, П. П. Кузнецов, В. А. Симонов, А. И. Чернышев. – Новосибирск: Наука, 1982. – 105 с.

32. **Палеогеографические** реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация / Е. А. Елкин, Н. В. Сенников, М. М. Буслов и др. // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 118–144.

33. **Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 295 с.

34. **Платиноносность** ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / В. И. Богнибов, А. П. Кривенко, А. Э. Изох и др. // Тр. ОИГГиМ СО РАН. – 1995. – Вып. 829. – 151 с.

35. **Позднепалеозойский-раннемезозойский** гранитоидный магматизм Алтая / А. Г. Владимиров, А. П. Пономарева, С. П. Шокальский и др. // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 4. – С. 715–729.

36. **Раннепалеозойская** гранитоидная формация Кузнецкого Алатау / Ю. А. Кузнецов, В. И. Богнибов, А. Н. Дистанова, Е. С. Сергеева // Тр. ИГиГ СО АН СССР. – 1971. – Вып. – 115. – 352 с.

37. **Розова А. В., Розов С. Н., Дубатолова Ю. А.** Стратиграфия и фауна ордовика Северо-Западного Салаира. – М.: Наука, 1985. – 157 с. – (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 637).

38. **Руднев С. Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / отв. ред. Г. В. Поляков. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. – 300 с.

39. **Состав,** строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присаянье) / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, Е. В. Бибилова, В. А. Пономарчук // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 7. – С. 1058–1078.

40. **Среднепалеозойский** возраст метаморфизма в Южно-Чуйском комплексе Горного Алтая / А. В. Плотников, А. В. Титов, Н. Н. Крук и др. // Геология и геофизика. – 2001. – № 9. – С. 1333–1347.

41. **Сугоракова А. М., Ярмолук В. В., Лебедев В. И.** Кайнозойский вулканизм Тувы / отв. ред. А. Э. Изох. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. – 92 с.

42. **Схемы** межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа /



отв. ред. В. Л. Хомичев. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. – 178 с.

43. **Уваров А. Н., Уварова Н. М.** Петротип базальто-ащпанского трахит-тефрит-трахибазальтового комплекса / ред. Г. А. Бабин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 180 с.

44. **Уваров А. Н., Уварова Н. М.** Петротип горячего щелочно-габброидного комплекса (Кузнецкий Алатау). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. – 191 с.

45. **Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И.** и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка, карты / гл. ред. С. П. Шокальский. – СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2011. – 567 с.

46. **Федосеев Г. С.** Петрология Шиндинского гранитоидного плутона (Восточный Саян). – М.: Наука, 1969. – 91 с.

47. **Шокальский С. П.** Петрохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1990. – 19 с.

48. **Этапы** и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb

и Sm-Nd изотопных исследований / И. К. Козаков, Е. Б. Сальникова, Е. В. Хаин и др. // Геотектоника. – 2002. – № 2. – С. 80–92.

49. **Этапы** формирования и источники континентальной коры западной части Алтае-Саянской складчатой области (по данным изотопно-геохимических исследований) / Н. Н. Крук, С. Н. Руднев, Д. З. Журавлев и др. // Актуальные вопросы геологии и минерализации юга Сибири. – Новосибирск: Изд-во Ин-та гидродинамики СО РАН, 2001. – С. 222–230.

50. **Age** and geochemical evolution of Early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, Central Asia / J. Pfander, K. Jochum, I. Kroner, et al. // International Ophiolite Symposium and field excursion Espoo. – Finland: Geological Survey of Finland, 1998. – P. 42.

51. **Argon-argon** dating of basanites from volcanic pipe of the Minusa region SW of the Siberian craton / V. G. Malkovets, A. V. Travin, V. N. Reutsky, et al. // J. Conf. Abs. 10th Ann. Goldschmidt Conference, Oxford. – 2000. – Vol. 5, № 2. – 664 p.

52. **Kuvai** Group volcanic rocks (Riphean) in the Beret area Sayan Mountains, SW Siberia – A study of the Paleo-Asian Ocean / T. Watanabe, A. A. Postnikov, O. Tsutomu, et al. // Special Reports on the Regional Studies of North-East Eurasia and North Pacific in Hokkaido University, 1999. – P. 103–112.

© Г. А. Бабин, С. П. Шокальский, 2017