

**СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ
ТАЛОН-КАМЗАССКОГО РАЙОНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

Л. В. ПЕШЕХОНОВ

(Представлена профессором А. Г. Сивовым)

Наименее изученными вопросами геологии юго-западной части Кузнецкого Алатау являются вопросы стратиграфии и вещественного состава древних вулканогенных толщ, пользующихся значительным распространением в Талон-Камзасском районе.

Первые сведения об эффузивном магматизме района содержатся в работах А. М. Кузьмина [5, 6], считавшего все вулканогенные отложения района нижнепалеозойскими образованиями. В работах Г. В. Пинус [8], А. Л. Додина [2], И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной, В. В. Хоментовского [3, 4], М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер [1], А. А. Предтеченского, А. П. Щеглова [9] и др. можно найти лишь разрозненные и противоречивые сведения, которые с различной степенью детальности освещают стратиграфическое положение вулканогенных пород и их вещественный состав. Верхние подразделения формации, перекрываемые с размывом карбонатно-терригенными породами адиацкой свиты, описанные впервые К. В. Радугиным [10], в свое время были объединены А. Г. Сивовым в пьянковскую свиту нижнего кембрия [11].

Не касаясь вопроса стратиграфии древних вулканогенных толщ района, сведения по которому содержатся в опубликованной работе автора [7], в данной статье дается структурно-тектонический анализ условий формирования и характеристика вещественного состава вулканогенных пород, относимых нами к спилито-диабазовой формации раннего кембрия.

Породы формации наряду с карбонатными отложениями позднего протерозоя и нижнего кембрия занимают большие площади в описываемой части Кузнецкого Алатау в районе поселков Талон, Камзас, Таймет.

На современной денудационной поверхности породы формации занимают возвышенные участки водораздельной площади рек Пызас, Кондома, Каурчак, Камзас. Чаще всего это разобщенные поля вулканогенных пород протяженностью 7—8 км при ширине 2—3 км. Наиболее обширную площадь эффузивные породы спилито-диабазовой формации занимают в верхнем течении рр. Арык, Камзас, где они слагают полосу меридионального простирания протяженностью до 15 км при ширине 8—9 км.

Анализ собранного нами фактического материала по эффузивным породам, а также работ предыдущих исследователей позволяет судить о том, что начальный этап развития салаирской геосинклинали в нашем районе, как и во многих других частях Кузнецкого Алатау, сопровождался усиленной вулканической деятельностью, последовавшей за формиро-

ваннем мощных карбонатных толщ позднего докембрия. К этому времени проявления значительных дифференциальных движений приурочено формирование в подводных условиях покровов и потоков основных лав базальтового состава. Продукты вулканизма этого времени сохранились в виде ряда петрографических разновидностей альбитизированных порфиритов.

В наиболее полном своем выражении спилито-диабазовая формация представлена в бассейне рек Камзас и Арык, где она изучена нами наиболее детально. Из приведенных разрезов (рис. 1) видно, что в составе формации преобладают лавовые образования, среди которых выделяются следующие разновидности пород: спилиты, альбитизированные базальтовые и гналобазальтовые порфириты, альбитизированные диабазы и диабазовые порфириты.

Спилиты — по внешнему виду однообразные, плотные, зеленовато-серой окраски породы с афировой и микропорфировой структурой. Микроскопически они представляют собой породы с расстеклованным мезостазисом, в который погружены мелкие удлиненные лейсты слабо измененного кислого плагиоклаза. Помимо кислого плагиоклаза (альбит № 3—5) в основной массе в незначительном количестве встречаются мелкие зернышки моноклинного пироксена. Мезостазис основной массы представлен железисто-хлоритовым или хлорит-эпидот-карбонатным агрегатом, чем и обуславливается зеленовато-бурая окраска. Наряду с вторичными продуктами расстеклования в основной массе часто наблюдается мелкая вкрапленность магнетита, ильменита игольчатой формы и землистые скопления лейкоксена. В основной массе часто наблюдаются мелкие миндалины, выполненные кварцем, хлоритом, кальцитом, эпидотом. В микропорфировых разностях спилитов на фоне вышеохарактеризованной основной массы наблюдаются исключительно удлиненные лейсты альбита № 3—6, длина которых достигает 1,0—1,5 мм при ширине всего в 0,05—0,08 мм. Как в микропорфировых выделениях, так и в основной массе альбит водянопрозрачный с небольшим количеством мелких чешуек хлорита и серицита. Афировые и микропорфировые разности спилитов имеют в большинстве случаев спилитовую, реже интерсертальную гналопилитовую и пилотакситовую структуры.

Помимо вышеописанных мелких миндалин в основной массе обычно мономинерального выполнения спилиты содержат макроминдалины (до 5 мм) концентрического строения, заполненные несколькими минералами. Чаще всего наблюдаются следующие ассоциации минералов в миндалинах: хлорит + кальцит, хлорит + кварц, хлорит + эпидот или клиноцоизит, кварц + эпидот.

Из вышеприведенных разрезов спилито-диабазовой формации видно, что спилиты в составе формации играют незначительную роль. Они тесно связаны взаимопереходами с альбитизированными базальтовыми порфиритами, отличаясь от последних вещественным составом и в некоторой степени структурными особенностями и приурочены к верхним частям разреза формации. Описанные особенности вещественного состава спилитов позволяют нам рассматривать их как альбитизированные плагиобазальты, формировавшиеся в подводных условиях. О подводных условиях формирования как спилитов, так и других типов пород формации свидетельствует подушечная или шаровая отдельность, межподушечное пространство которой выполнено прослоями и гнездами кремнистых сланцев и яшм.

Прежде чем приступить к характеристике остальных петрографических разновидностей лавовых образований, нужно отметить, что все они могут быть отнесены к группе различной степени альбитизированных

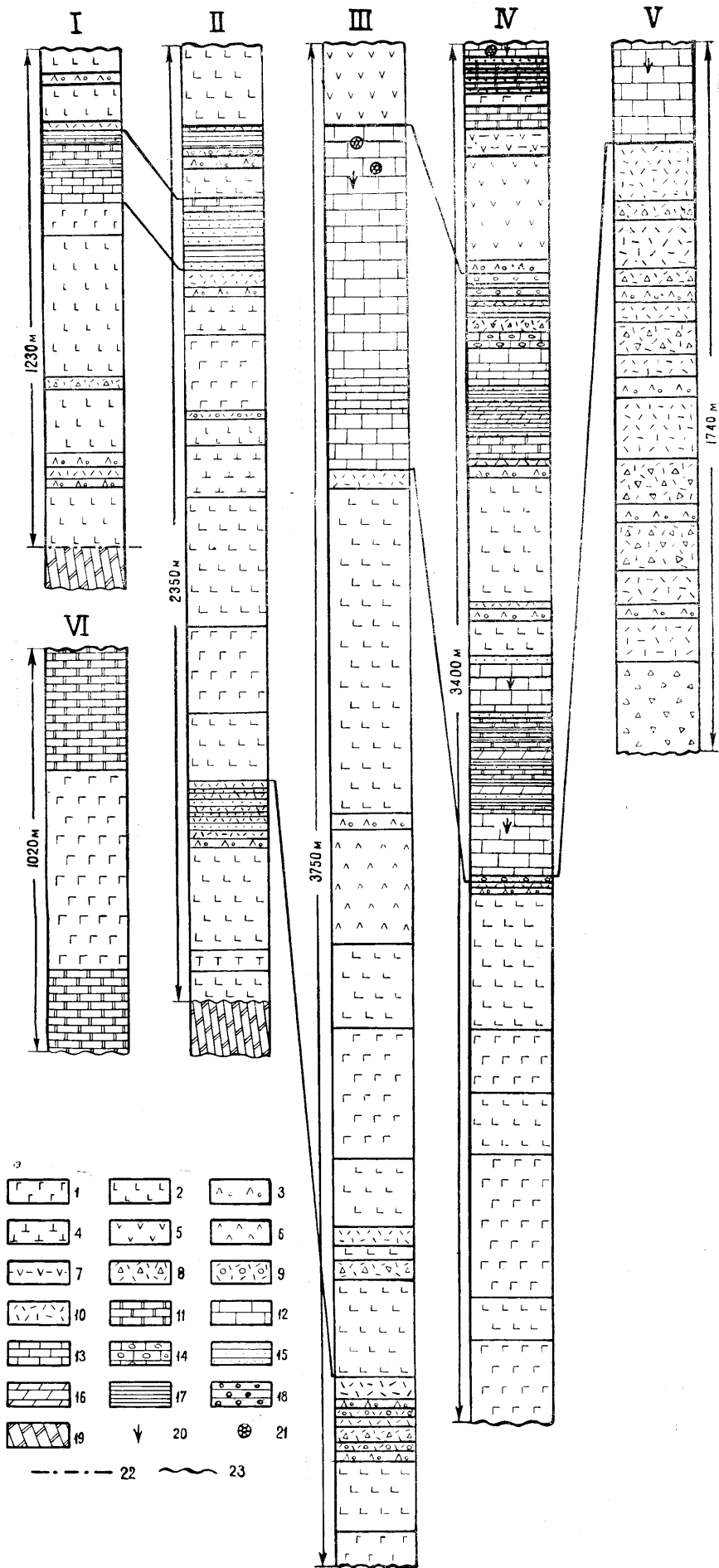


Рис. 1. Строение разрезов спилито-диабазовой формации Талон - Камзаского района: 1—альбитизированные диабазы и диабазовые порфириты; 2—альбитизированные базальтовые порфириты; 3—альбитизированные габробазальтовые порфириты; 4—диабазовые порфириты; 5—альбитизированные паллиобазальты; 6—спилиты; 7—спилиты с линзами и гнездами яшм в межпудушечном пространстве; 8—туфобрекчия основного состава; 9—лавобрекчия основного состава; 10—туфы; 11—лиданы и яшмы; 12—светло-серые рифовые известняки; 13—черные плитчатые известняки; 14—известняковые осадочные брекчии; 15—песчаники, туфопесчаники; 16—мергели; 17—углисто-глинистые, песчано-глинистые сланцы; 18—конгломераты; 19—доломиты западно-сибирской свиты позднего докембрия; 20—водоросли; 21—археозойские сланцы; 22—дизъюнктивный контакт; 23—граница перерывов. I—правый борт среднего течения рч. Арык; II—правый борт верхнего течения рч. Арык; III—бассейн рч. Коммуна; IV—бассейн рч. Камзас (севернее поселка Камзас), правый борт рч. Малый Хайрюз; V—водораздел рч. Коммуна и Бол. Хайрюз; VI—левый борт верхнего течения рч. Кичик-Су

пород (табл. 1). В альбитизированных породах плагиоклаз характеризуется наличием реликтов декальцитизированного основного плагиоклаза.

Наиболее широко распространенными являются альбитизированные базальтовые порфириты. В результате интенсивной альбитизации часто встречаются разности базальтовых порфиритов, у которых плагиоклаз представлен альбитом без реликтов первичного плагиоклаза и с незначительным развитием по нему вторичных минералов.

Альбитизированные базальтовые порфириты являются преобладающими эффузивами в разрезах по рч. Арык, Камзас и Мал. Хайрюза. В отличие от спилитов порфиновые выделения в базальтовых порфиритах в количественном отношении приобретают более существенную роль. Значительные изменения в базальтовых порфиритах наблюдаются и в количественном соотношении плагиоклаза и пироксена. Количество последнего увеличивается как в порфириновых выделениях, так и в основной массе и достигает 25—40%. Реже встречаются разности базальтовых порфиритов, в которых пироксен преобладает над плагиоклазом. В связи с этим выделяются пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые альбитизированные базальтовые порфириты.

Пироксен в порфириновых выделениях состава $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_{17}$ (определено по диаграмме Хесса); $\text{Ng} = 1,711$; $\text{Nr} = 1,681$; $2\text{V} = +46-49^\circ$; $\text{CNg} = 38-40^\circ$; $\text{Ng}-\text{Nr} = 0,028-0,030$.

Вторичные минералы из группы хлорита и актинолита развиваются в пироксенах преимущественно по тонким трещинам.

Плагиоклаз в порфириновых выделениях представлен как чистым альбитом № 4—8 ($\text{Ng} = 1,537-1,541$; $\text{Nr} = 1,527-1,531$; $\text{Ng}-\text{Nr} = 0,010$), так и альбитом с реликтами известковистого плагиоклаза (№ 40—60). Базальтовые порфириты, подвергшиеся слабой степени альбитизации, характеризуются широким развитием среди вторичных продуктов мелкочешуйчатого хлорита, соссюрита, эпидота и карбонатов. Плагиоклаз как в порфириновых выделениях, так и в микролитах основной массы образует удлиненные, коротко-призматические, таблитчатые формы кристаллов.

Структура основной массы в большинстве случаев интерсервальная. Промежутки между беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза выполнены пироксеном, магнетитом, реже, игольчатым ильменитом и землистым лейкоксеном, а также расстеклованным мезостазином. По внешнему виду альбитизированные базальтовые порфириты плотные серовато-серой окраски с афировой, порфириновой, реже гломеро-порфириновой структурой.

Альбитизированные гиалобазальтовые порфириты встречаются часто совместно с альбитизированными базальтовыми порфиритами, слагая верхние части и основание потоков этого состава. Они представляют собой темно-зеленые миндалекаменные породы, состоящие из бурого стекла. Среди разложенного стекла, содержащего небольшое количество мельчайших микролитов кислого плагиоклаза, наблюдаются редкие порфириновые выделения прозрачного альбита № 2—5 и моноклинного пироксена. Общее количество первичной кристаллической фазы не превышает 5—20%. В многочисленных миндалинах содержатся эпидот, кварц, хлорит из группы делессит-диабантита. Описанные альбитизированные гиалобазальтовые порфириты обычно характеризуют быстро застывающие нижние части потока. Верхние части потока обычно характеризуются рядом отличительных признаков. Как правило, они представляют собой девитрифицированную стекловатую бурую растрескавшуюся корку, которая при движении магмы постоянно разламывалась и увлеклась новой порцией магмы. При застывании образовывались гиалобазальтовые порфириты, которые состоят из массы закаленных обломков различной формы, напоминающих обломки миндалин, сцемен-

Таблица 1

Химический состав пород спилито-диабазовой формации Талон-Камзасского района
(в процентах)

Название породы	Полная альбитизация										Неполная альбитизация										Кол. ана-лиз	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
Спилиты	53,12	1,69	14,30	3,64	8,79	0,12	4,43	6,18	4,32	0,18												2
Альбитизированные базальтовые порфириты	51,18	1,25	14,62	3,38	8,98	0,13	4,40	7,30	4,04	0,90	50,75	1,91	14,81	2,61	2,33	0,18	3,63	6,05	3,05	0,48		4-1
Альбитизированные гялобазальтовые порфириты	50,69	1,43	14,25	2,53	8,96	0,14	5,24	10,15	2,36	0,22												3
Альбитизированные диабазы и диабазовые порфириты	51,41	1,47	15,56	3,58	9,83	0,15	4,43	6,46	3,82	0,41	50,56	1,05	15,25	3,19	7,95	9,12	4,63	11,33	2,16	0,48		4-3

тированных пузыристой бурой основной массой, содержащей редкие идиоморфные кристаллы свежего моноклинного пироксена состава $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_{14}$ (определено по диаграмме Хесса); $\text{Ng—Nr} = 0,030$; $2V = +54—56^\circ$; $\text{CNg} = 41—43^\circ$.

Альбитизированные диабазы и диабазовые порфириды в главной своей массе образуют потоки в северной части Талон-Камзасского района, где они почти нацело слагают высоты: Кубез, Пазын и др. В указанных пунктах диабазы и диабазовые порфириды являются преобладающими по сравнению с распространением других эффузивных пород. В местах преобладающего развития альбитизированных базальтовых порфиритов диабазы и диабазовые порфириды слагают центральные части потоков. Причем отчетливо намечается постепенный переход от альбитизированных базальтовых порфиритов через диабазы с гиалоофитовой структурой к полнокристаллическим диабазовым разностям в направлении от подошвы и кровли к центральной части потока. Они заметно отличаются от вышеохарактеризованных эффузивов рядом признаков. Обычно это зеленовато-серые плотные массивные породы с хорошо заметным мелко- и среднезернистым сложением. Под микроскопом устанавливается следующий минералогический состав: плагиоклаз (40—55%), моноклинный пироксен (35—40%), сульфиды, ильменит, магнетит (3—5%), кварц и апатит (2—1%), вторичные: эпидот, хлорит, актинолит, лейкоксен, кальцит, кварц (5—15%). По вещественному составу альбитизированные диабазы и диабазовые порфириды, таким образом, весьма близки к альбитизированным базальтовым порфиридам, отличаясь от них лишь характером структуры, которая обычно диабазовая, долеритовая, реже гиалоофитовая и толеитовая. Плагиоклаз и пироксен аналогичны этим минералам, описанным в альбитизированных базальтовых порфиридах. В порфировых выделениях диабазовых порфиритов обычно присутствует только альбит в виде единичных кристаллов или гломеропорфировых сростков с реликтами первичного основного плагиоклаза (№ 35—60).

Пирокластические образования в составе формации имеют меньшее распространение. В значительном количестве обломочные породы вулканогенного происхождения наблюдаются на водоразделе рч. Хайрюза и Коммунза. По своему составу они отвечают вышеохарактеризованным излившимся образованиям, а по способу образования могут быть подразделены на туфы, туфобрекчии и лавобрекчии.

Туфы (особенно кристаллокластические) макроскопически трудно отличимы от эффузивных образований. Под микроскопом в туфах устанавливается псаммитовая литокристаллокластическая, витрокристаллокластическая структуры. Обломочный материал составляет 50—80% от общей массы породы при размерах не крупнее 2 мм. В составе обломков принимает участие плагиоклаз, пироксен, обломки порфиритов и бурого слабополярризующего стекла. Цемент туфов нацело хлоритизирован, интенсивно пропитан гидроокислами железа и тончайшими иглочками актинолита и эпидота.

Туфобрекчии распознаются макроскопически значительно проще по наличию обломков в цементирующей массе. Размер обломков колеблется в широких пределах от долей сантиметра до 3—5 см. Под микроскопом устанавливается порфиритовый состав обломков. Базальный цемент состоит из более мелких остроугольных обломков порфиритов, разложенного стекла, плагиоклаза, пироксена и напоминает вышеохарактеризованные туфы.

Лавобрекчии состоят из обломков спилитов, альбитизированных базальтовых порфиритов, диабазов. Размер обломков аналогичен указанным для туфобрекчий. Форма обломков чаще всего неправильная

с заметными следами оплавления. Цементирующая масса по составу и структуре соответствует гялобазальтовым порфиритам кровли потоков.

Одновременно с вулканической деятельностью в подводных условиях на удалении от очагов вулканизма осаждались кремнистые породы: лидиты, яшмы.

Лидиты по существу являются синхронными образованиями с эффузивами и обычно сменяют лавы по простиранию. Это черные плотные слоистые или массивные кремнистые сланцы, состоящие из криптокристаллического кремнезема с примесью тонкораспыленного рудного и углистого вещества. Слоистые кремнистые сланцы представляют собой ритмичное чередование бурых, темно-серых, зеленовато-серых и черных прослоев кремнезема мощностью 1—4 см. Окраска такого типа кремнистых образований зависит от количественного соотношения лимонита, хлорита и углистого вещества.

Яшмы отмечаются непосредственно в полосе развития вулканогенных пород. Накопление их происходило в моменты перерыва излияния эффузивов. Поэтому в разрезах они встречаются совместно с терригенными и карбонатными породами, обычно залегая в основании пачек осадочных пород. Такое сочетание пород доступно наблюдению в верхней части бассейна рч. Коммунза. Яшмы сложены в основном криптокристаллическим халцедоном, представляют собой плотные породы с раковистым изломом и полосчатой текстурой. Цвет яшм характеризуется темно-серыми, светло-серыми, лиловыми и малиново-красными тонами.

Выводы

Таким образом, вышеохарактеризованные типы пород спилито-диабазовой формации отражают довольно пестрый ее состав. В составе формации наряду с эффузивами развиты кремнистые, терригенные и карбонатные отложения, которые по отношению к лавовым и туфогенным образованиям в определенных участках имели значительное развитие.

Кремнистые сланцы часто сменяют лавы по простиранию. Среди вулканогенных образований резко преобладают альбитизированные, базальтовые, диабазовые порфириты и их туфы. Значительно реже отмечаются спилиты, приуроченные к верхним частям разрезов формации. Набор пород, характер их сочетания в разрезах позволяют в пределах формации выделять три зоны, сменяющие друг друга по простиранию: северную, центральную и южную. Главными членами северной зоны являются кремнистые сланцы и альбитизированные диабазовые порфириты. Обилие углеродистого вещества в кремнистых сланцах свидетельствует о том, что образование их шло в морских условиях на глубинах, обеспечивающих восстановительную или слабо окислительную среду.

В центральной зоне в низах разрезов формации преобладают эффузивы, представленные альбитизированными базальтовыми и диабазовыми порфиритами, реже спилитами и туфогенно-осадочными образованиями. В низах верхней половины разрезов преобладают яшмы, кремнисто-глинистые сланцы и известняки. Завершаются разрезы обычно толщей спилитов и альбитизированных диабазов с подушным типом текстуры. Накопление пород нижней половины разрезов этой зоны шло, вероятно, также в морских условиях на глубинах, подобных глубинам, господствовавшим в северной зоне формации. С большей уверенностью можно говорить, что формирование пород верхней половины разрезов центральной зоны формации происходило в условиях незначительных глубин. Об этом свидетельствует присутствие в этой части разрезов рифовых известняков с археоциатами и водорослями и грубообломочных терригенных пород.

Южная зона характеризуется значительным развитием обломочных пород вулканогенного происхождения, являющихся в главной своей массе продуктами извержения стратовулканов.

Постоянно меняющееся сочетание пород формации в горизонтальном и вертикальном направлении может быть объяснено неоднородностью внутренней структуры частных прогибов нижнекембрийской геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по региональной геологии Сибири. Госгеолтехиздат, 1962.
 2. А. Л. Додин. Геологическое строение и основные черты металлогении железа Горной Шории и Кузнецкого Алатау. В сб. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, кн. 2, Москва, 1959.
 3. И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский. Нижнекембрийские горизонты Горной Шории. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
 4. И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский. Схема расчленения нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. Геология и геофизика. Сиб. отд. АН СССР, 1962.
 5. А. М. Кузьмин. Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Лебеди, правого притока р. Бии. Известия СО отделения Геол. ком., т. III, вып. 4, 1924.
 6. А. М. Кузьмин. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. геол. ком. т. VII, вып. 2, 1928.
 7. Л. В. Пешехонов. К стратиграфии докембрия юго-западной части Кузнецкого Алатау. Известия ТПИ, т. 167, Томск, 1967.
 8. Г. В. Пинус. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. Известия СО АН СССР, Геология и геофизика, вып. 1, 1958.
 9. А. А. Предтеченский, А. П. Щеглов. Биостратиграфическая схема нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Мат. по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС, Госгеолтехиздат, 1962.
 10. К. В. Радугин. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края ЗСГРТ, 1936.
 11. А. Г. Сивов. Об узловых вопросах стратиграфии кембрия Западного Саяна. Известия ТПИ, т. 127, 1965.
-