

**К СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ  
МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ**

Ю. А. ФОМИН, В. Г. КРЮКОВ

(Представлена профессором доктором А. Г. Сивовым)

В пределах Минусинской котловины и в особенности ее горного обрамления довольно широким распространением, как известно, пользуются девонские вулканогенные образования, которые продолжают вызывать у исследователей определенный научный и практический интерес. Одними из наиболее сложных и одновременно важных вопросов при этом остаются вопросы расчленения эффузивных толщ и их корреляции, так как имеющиеся в литературе сведения по стратиграфии этих пород в значительной мере отрывочны и противоречивы. Часть авторов [2, 3, 8, 5, 6, 12, 18] ограничивается простой констатацией факта существования в пределах Минусинской котловины девонского вулканогенно-осадочного комплекса пород с указанием его положения в разрезе данной системы и примерного состава. Достаточно подробно вулканогенные образования Минусинской котловины расчленяются Г. А. Иванкиным [4], А. А. Моссаковским [11], Г. И. Теодоровичем и Б. Я. Полонской [14], Е. А. Шнейдером и Б. П. Зубкус [17] и особенно И. В. Лучицким [7, 8, 13]. Однако из большого числа разрезов, приведенных указанными авторами, только некоторые [13, 11, 17] частично характеризуют восточную и северо-восточную окраины Северо-Минусинской впадины, где эффузивные образования распространены особенно широко и представлены наиболее многообразно.

В настоящей статье приводятся данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений быскарской серии, северо-восточной окраины Северо-Минусинской впадины (окрестности горы Стог). Строение быскарской серии в указанном районе лучше всего можно выяснить, изучая разрезы по кл. Кукуевскому, по рч. Соболюму и р. Скотский Урман, непосредственно вблизи г. Стог и несколько южнее ее (р. Малтат).

Наиболее полным является разрез по кл. Кукуевскому, характеризующий верхнюю часть серии и представленный следующими породами (снизу вверх):

1. Темно-серые до черных с зеленоватым оттенком олигофировые базальтовые порфириты, перемежающиеся с маломощными горизонтами грубообломочных туфов. Мощность 180—200 м.

2. Несколько покровов темно-серых плагиоклаз-пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов. Покровы отделяются друг от друга шлаковыми образованиями. Мощность 70—80 м.

3. Грубообломочные (псефитовые) лито-кристаллокластические туфы андезито-базальтовых порфиритов. Мощность 100—110 м.

4. Пепельно-серые, вишневые перекристаллизованные витрокластиче-

ческие туфы, агглютинаты, пизолитовые туфы, характеризующиеся тонкой слоистостью. Отмечаются маломощные покровы вишнево-серых олигофиристых фельзофиров. Общая мощность данных образований достигает 300—350 м.

5. Переслаивание серых, зеленовато-серых песчаников, туфопесчаников, алевролитов и мергелей. В основании пачки, залегающей несогласно на витрофириковых туфах, наблюдаются конгломераты с галькой ранее описанных эффузивных образований. Мощность всей терригенно-осадочной пачки 30—50 м.

6. Покровы темно-серых олигофириковых базальтовых порфиритов с грубой шаровой отдельностью. Мощность 50—70 м.

7. Серые с зеленоватым оттенком пористые андезитовые порфириты. Мощность 70—80 м.

8. Вишнево-серые эвтакситовые грубообломочные туфы и туфобрекчии, чередующиеся с лавобрекчиями риолитовых порфиров. Мощность 120—130 м.

9. Лилово-серые и вишнево-красные риолитовые порфиры, образующие, по-видимому, куполообразные тела. Мощность 200—220 м.

10. Гетерогенные грубообломочные литокластические туфы. Мощность 50—70 м.

11. Вишнево-серые, темно-вишневые кварцевые и кварцсодержащие порфиры, фельзофиры, ленточные фельзиты. Мощность 250—280 м.

12. Лилово-серые псефито-псаммитовые лито-кристаллокластические туфы трахитовых порфиров. Мощность 150—200 м.

13. Буровато-красные флюидалные трахитовые порфиры, образующие ряд куполов. Мощность 170—200 м.

На размытой поверхности фельзитов и трахитовых порфиров трансгрессивно с горизонтом конгломератов в основании залегают светло-серые, розовато-серые гравелиты и песчаники, отнесенные к илеморовской свите ( $D_2^2 il$ ).

Разрез вулканогенной серии по рч. Соболюму и р. Скотский Урман (примерно 15 км восточнее кл. Кукуевского) характеризует ее нижнюю часть, залегающую с резким угловым несогласием на образованиях древнего фундамента, представленных протерозойскими кристаллическими сланцами и мраморами, прорванными гранитоидами нижнего палеозоя.

Разрез представлен следующими породами (снизу вверх):

1. Конгломераты с галькой мраморов, кристаллических сланцев и гранитоидов Ольховского комплекса. Мощность 10—20 м.

2. Мощная серия покровов темно-зеленовато-серых диабазовых порфиритов и афиритов, реже базальтовых порфиритов, разделенных шлаковыми корками. Мощность 500—600 м.

3. Красноцветные туфопесчаники, переслаивающиеся с вишнево-серыми туфами и туффитами. Указанные образования залегают на размытой поверхности диабазовых порфиритов, имея в основании отдельные линзы гравелитов. Мощность 20—100 м.

4. Серые, темно-серые или почти черные базальтовые, плагиобазальтовые и андезитовые порфириты, представляющие собой серию потоков. В подошве и кровле отдельных потоков отмечаются лавокластические образования. Общая мощность пород 600—700 м.

5. Вишнево-красные перекристаллизованные кристалло-витрокластические туфы, чередующиеся с покровами лилово-серых кварцсодержащих порфиров, красновато-бурых дацитовых порфиров и ортофириков. Мощность 180—200 м.

6. Зеленовато-серые конгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники, залегающие с несогласием на витрокластических туфах. Мощность 30—50 м.

7. Зеленовато-серые андезитовые порфириты. Мощность 40—50 м.

Непосредственно в районе г. Стог разрез вулканогенной серии представлен следующими образованиями (снизу вверх):

1. Темно-серые почти черные с зеленоватым оттенком олигофировые базальтовые порфириты. Мощность до 100 м.

2. Серые, темно-серые андезито-базальтовые и плагиобазальтовые порфириты, образующие несколько покровных тел. В кровельных частях тел обнаруживаются миндалекаменные разности пород. Мощность 120—150 м.

3. Существенно витрокластические с небольшой примесью кристаллокластов туфы, чередующиеся с маломощными покровами тонкофлюидальных фельзитов, трахидацитовых и кварцсодержащих порфиров. Окраска и излившихся, и пирокластических разностей пород характеризуется проявлением вишневых, красновато-бурых или лиловых тонов. Мощность 140—160 м.

4. Переслаивание серых, зеленовато-серых туфогравелитов, туфопесчаников и алевролитов, лежащих несогласно с конгломератами в основании на эродированной поверхности витрокластических туфов. В составе гальки конгломератов отмечаются практически все разности нижележащих пород. Приблизительно к средней части разреза данной пачки относится несколько покровов или, может быть, силлов андезито-базальтовых порфиритов общей мощностью 50—70 м. Мощность описанных образований 200 м.

5. Вишнево-серые витрокластические (пепловые) с примесью лито- и кристаллокластов туфы. Мощность 60—70 м.

6. Зеленовато-серые андезитовые порфириты, содержащие мелкие бомбы пород основного состава. Мощность 50—80 м.

7. Темно-вишневые псефитовые литокластические гетерогенные туфы. Мощность 40—50 м.

8. Темно-вишневые кластолавы риолитовых порфиров. Снизу вверх количество литокластов убывает. Мощность 30—40 м.

9. Серые, красновато-серые и буровато-красные риолитовые порфиры, образующие куполообразные тела. Мощность 150—170 м.

10. Тонкофлюидальные лавы и лавобрекчии фельзитов, нередко имеющие сферолитовое строение. Мощность 80—100 м.

11. Крупноглыбовые лавоконгломераты базальтовых порфиритов, несогласно лежащие на неровной поверхности риолитовых порфиров и других нижележащих эффузивов. Мощность 20—30 м.

12. Черные оливинсодержащие базальтовые порфириты. Образуют покровы, почти горизонтально залегающие на возвышенных участках. Имеют в основании лавоконгломераты. Мощность 60—80 м.

Северо-западнее г. Стог вулканогенные отложения быкарской серии несогласно перекрываются серыми известняками бейской свиты ( $D_2^{bs}$ ).

Рассмотренный разрез сходен с разрезом эффузивов, прослеженным в районе р. Малтат (10 км южнее г. Стог), где отмечаются следующие разновидности пород (снизу вверх):

1. Темно-зеленовато-серые базальтовые порфириты, образующие многочисленные покровы общей мощностью свыше 200 м.

2. Псефитовые литокластические туфы андезитовых порфиритов. Мощность 100—110 м.

3. Псаммитовые кристаллокластические туфы андезитовых порфиритов. Мощность 200—250 м.

4. Серые до темно-серых андезитовые порфириты (несколько покровов). Мощность 130 м.

5. Серые с вишневым оттенком витрокластические (пепловые) туфы с лапиллями. Мощность 90 м.

6. Серые, темно-серые гравелиты, песчаники, туфопесчаники, алевро-

ролиты, чередующиеся между собой и содержащие отдельные горизонты витрокластических (пепловых) туфов. Указанные отложения залегают несогласно на пепловых туфах и других ранее описанных породах. Мощность 200—210 м.

7. Лиловые или темно-вишневые псефитовые литокластические туфы риолитовых порфиров. Мощность 80 м.

8. Красновато-серые риолитовые порфиры. Мощность порядка 300 м.

9. Черные базальтовые порфириты с оливином, образующие покровные тела, очень полого лежащие на размытой поверхности риолитовых порфиров и других образований быскарской серии. В основании наблюдаются лаво- и туфо-конгломераты. Мощность базальтовых порфиритов 30—40 м.

Сопоставление данной группы разрезов (рис. 1) позволяет установить некоторые особенности строения вулканогенной серии в изученном

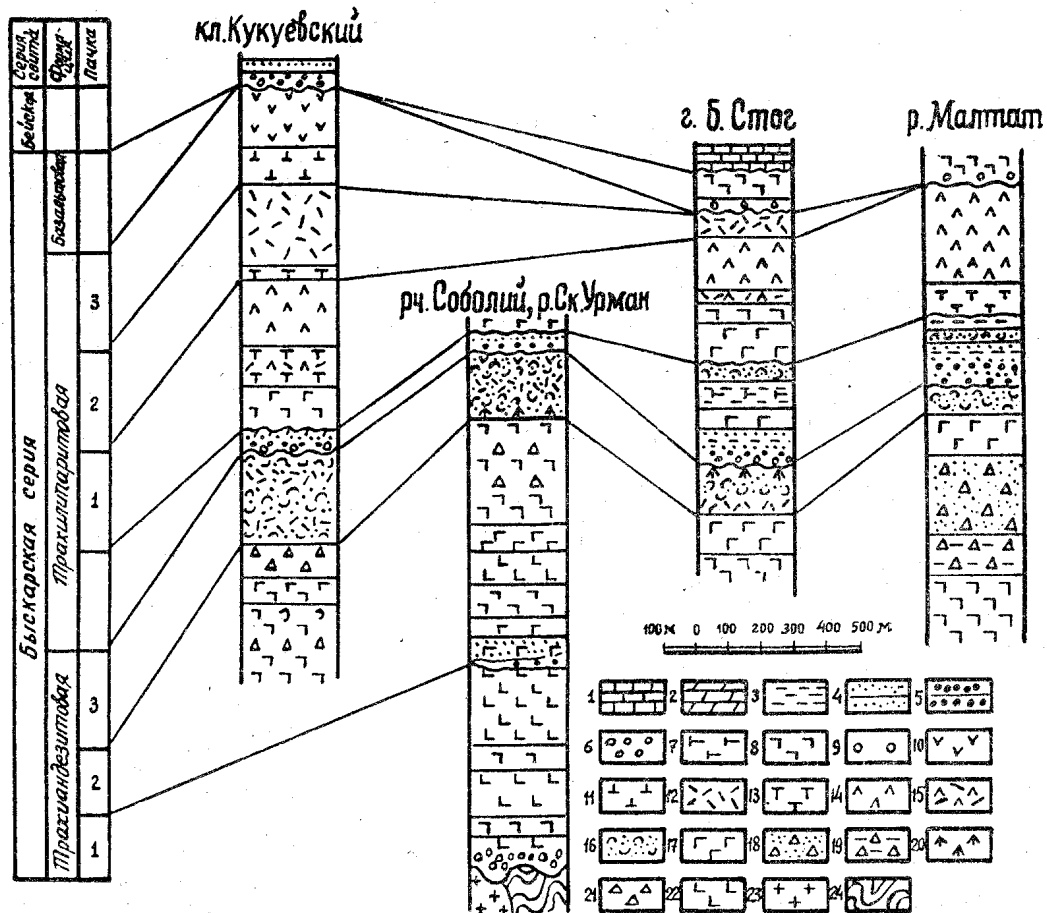


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов вулканогенных образований быскарской серии северо-восточной окраины Минусинской котловины:

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — алевролиты; 4 — песчаники, туфопесчаники; 5 — гравелиты, туфогравелиты; 6 — конгломераты; 7 — туффиты; 8 — базальтовые порфириты, плагиобазальты, андезитобазальты; 9 — лавоконгломераты базальтовых порфиритов; 10 — ортофиры, трахитовые порфиры; 11 — литокристаллокластические туфы трахитовых порфиров; 12 — кварцевые порфиры, фельзофиры, фельзиты, криптокварцевые порфиры; 13 — литокластические туфы кварцевых и кварисодержащих порфиров; 14 — риолитовые порфиры; 15 — кластолавы риолитовых порфиров; 16 — существенно витрокластические (пепловые) туфы; 17 — андезитовые порфириты; 18 — псаммитовые кристаллокластические туфы андезитовых порфиров; 19 — псефитовые литокластические туфы андезитовых порфиритов; 20 — трахидацитовые порфиры; 21 — туфобрекчии, конгломератовидные туфы основного состава; 22 — днабазовые порфириты; 23 — гранитоиды; 24 — кристаллические сланцы и мраморы.

районе и прежде всего расчленить ее на три самостоятельные формации (снизу вверх): трахиандезитовую, трахилипаритовую и базальтовую, характерные для орогенных, главным образом геантиклинальных подвижных зон [6.]. Такое деление проведено не только путем петрографического изучения разрезов, но и в первую очередь на основании целого ряда общегеологических наблюдений, позволяющих делать выводы об условиях залегания эффузивных образований каждой формации, а также о присущем ей характере вулканизма. Важнейший критерий для выделения формаций заключается в проявлении на данной территории двух достаточно крупных перерывов в девонской вулканической деятельности. Состав формаций хотя и отражается их названием, тем не менее отличается, как правило, обилием входящих в них петрографических разновидностей пород, что послужило основанием для выделения внутри формаций эффузивных пачек. Отдельные пачки характеризуются наличием собственно эффузивных и пирокластических пород определенного состава и нередко отделяются одна от другой слабовыраженными перерывами местного значения.

Трахиандезитовая формация, имеющая в основании базальные конгломераты, залегает с резким угловым несогласием на дислоцированных образованиях фундамента и включает в себя следующие эффузивные пачки (снизу вверх):

1. Пачка диабазовых порфиритов и афиритов с подчиненным развитием базальтовых порфиритов. Мощность 500—600 м.

2. Пачка базальтовых, плагиобазальтовых, андезитобазальтовых, андезитовых порфиритов, чередующихся с горизонтами, иногда значительной мощности конгломератовидных туфов, туфобрекчий и псефитопсаммитовых туфов аналогичного состава. Отмечающиеся в основании красноцветные туфогенно-осадочные образования свидетельствуют о временном перерыве вулканической деятельности, имеющем, по-видимому, местный характер. Общая мощность описанных отложений достигает 700—800 м.

3. Пачка существенно пепловых накоплений, представленных витрокластическими с незначительной примесью лито- и кристаллокластов туфами, чередующимися с маломощными собственно эффузивными телами фельзофиров, кварцсодержащих порфиров, трахидацитовых порфиров, реже ортофиров. Мощность данных образований меняется от 90 до 300—350 м.

В целом для двух нижних пачек, представляющих собой излияния основного состава, характерны большие мощности тел и выдержанность их на значительных площадях, а также подчиненное количество пирокластического материала в продуктах вулканизма. Субвулканические фации представлены исключительно дайками, имеющими, как и покровы, северо-западное простирание. В некоторых случаях удается наблюдать непосредственный переход даек к покровным телам.

Существенно кислым эффузивно-пирокластическим образованиям третьей пачки присуще более локальное проявление с резким увеличением мощности вблизи установленных или предполагаемых древних центров извержения.

Отложения трахиандезитовой формации в значительной мере дислоцированы с образованием довольно напряженных складчатых структур сложного типа с крутыми углами падения крыльев.

Трахилипаритовая формация. Отложения ее повсеместно залегают с угловым несогласием на размытых породах трахиандезитовой формации, имея в основании терригенно-осадочную с примесью туфогенного материала пачку мощностью от 30—50 до 260—270 м. Небезынтересно отметить наличие в составе пачки отдельных горизонтов витрокластических (пепловых) туфов. Кроме существенно терригенно-осадоч-

ных отложений, трахилипаритовая формация включает в себя следующие эффузивные пачки (снизу вверх):

1. Пачка риолитовых порфиров. Последние переслаиваются в нижней своей части с туфолавами и класталавами аналогичного состава. Повсеместно в основании пачки отмечается выдержанный горизонт псефитовых литокластических туфов. Иногда эти туфы подстилаются андезитовыми и базальтовыми порфиритами. Мощность пачки непостоянна — от первой сотни метров до 220—260 м.

2. Пачка кислых эффузивов, представленных кварцевыми, кварцсодержащими порфирами, фельзофирами и ленточными фельзитами. В районе кл. Кукуевского, где они наиболее широко развиты, в основании пачки собственно эффузивных тел залегает маломощный горизонт гетерогенных конгломератовидных туфов. Мощность кислых эффузивов варьирует в широких пределах, участками повышаясь до 300—350 м или понижаясь до 80—100 м и даже совершенно выклиниваясь.

3. Пачка субщелочных эффузивов. В основании наблюдается литокристаллокластические туфы трахитовых порфиров, выше по разрезу сменяющиеся собственно эффузивными их аналогами. Мощность данных образований достигает 300—400 м.

В целом для трахилипаритовой формации характерно относительно локальное проявление, куполообразные формы быстро выклинивающихся тел собственно эффузивов, обилие пирокластического материала в продуктах извержения и сравнительно небольшие мощности. Однако вблизи центров извержения мощности отложений формации резко увеличиваются. Такие участки поражают обилием и разнообразием субвулканических фаций, представленных некками, силлами, лакколитами и дайками пород кислого и субщелочного состава.

По условиям залегания отложения трахилипаритовой формации резко отличаются от образований нижележащей формации. Им свойственна слабая дислоцированность с образованием нечетко выраженных брахиформных структур с пологими углами падения крыльев.

Базальтовая формация в данном районе распространена незначительно, обнажаясь на возвышенных участках, характеризующихся слабым эрозионным срезом. Залегает она почти горизонтально на размытой поверхности пород обеих нижних формаций, имея, как правило, в основании горизонты лавоконгломератов и туфов мощностью 20—30 м. Представлена покровными телами базальтовых порфиритов общей мощностью до 100 м. Субвулканические фации представлены главным образом дайками и силлами. На участках, подверженных значительной эрозии, проявлены только субвулканические фации данной формации, причем иногда весьма обильно. Это дает основание предполагать более широкое распространение покровов базальтовой формации непосредственно во впадинах Минусинской котловины.

Возраст вулканических формаций данного района может быть определен на основе сопоставления приведенных выше разрезов с ранее известными, палеонтологически охарактеризованными разрезами эффузивно-осадочных отложений Минусинской котловины и главным образом Северо-Минусинской впадины (рис. 2).

Следует сразу же оговориться, что среди исследователей до сих пор нет единого мнения относительно времени начала и окончания девонской вулканической деятельности в Минусинской котловине. По поводу нижней возрастной границы быскарской серии, фактически определяемой ее трансгрессивным налеганием на нижнепалеозойские образования фундамента, имеется несколько мнений. Я. С. Эдельштейн [19] относил первые проявления вулканизма в Минусинской котловине условно к верхнему силуру. Большинство исследователей [12, 15, 5, 8, 17, 11, 3] считают их нижнедевонскими. Н. Г. Чочиа и др. [16] конкретно датируют нижнюю

границу серии кобленцом. В. С. Мелешенко [9] относит начало вулканизма в Северо-Минусинской впадине к эйфельскому времени. Касаясь верхней возрастной границы вулканогенной серии, определяемой по смене вулканогенно-осадочных образований терригенно-осадочными, одни авторы [12, 3, 5] относят ее к эйфельскому ярусу, тогда как другие [9, 16] полагают, что вулканизм продолжался и в живетское время.

Сопоставление различных разрезов вулканогенной серии Минусинской котловины возможно благодаря наличию в данном районе среди эффузивов существенно терригенно-осадочных отложений, содержащих псилофитовую флору нижнего девона [1] и свидетельствующих о перерыве в вулканической деятельности в это время. Такой перерыв нашел отражение в построениях всех авторов. В частности, в схеме А. Г. Сивова [12] этот перерыв выражен имекской и толочковской свитами таштыпской формации. В окрестностях г. Стог таштыпской формации отвечает туфогенно-осадочная пачка, лежащая в основании трахилипаритовой формации. Соответственно с хараджульской формацией ( $D_2^1$ ) А. Г. Сивова [12] сопоставляются отложения трахиандезитовой формации, а с печиновской ( $D_2^1$ ) — эффузивные пачки трахилипаритовой и базальтовой формаций. В отношении последней отметим, что аналогами ее, по-видимому, можно считать описанные Г. А. Иванкиным [4] оливин-авгитовые порфириды, лежащие на шунетской свите в окрестностях оз. Иткуль, а также базальты в районе оз. Шунет и Матарак и возле ст. Шира в верхних частях разрезов И. В. Лучицкого [8].

На эффузивных формациях несогласно после перерыва, имеющего, как показали работы Я. С. Эдельштейна [18], А. Г. Сивова [12] и А. А. Моссаковского [10], региональное значение для всей Минусинской котловины, залегают фаунистически охарактеризованные терригенно-осадочные отложения илеморовской и бейской свит бейской формации живетского яруса [12]. Н. Г. Чочиа и др. [16] отмечают также для прибортовых частей Минусинской котловины перекрытие быскарской серии аскизской свитой, относящейся к самым низам живета. На основании всего вышесказанного возраст эффузивных образований данного района следует считать доживетским, но, по-видимому, не древнее жединского.

### Выводы

1. Приведенные в статье разрезы эффузивно-осадочных отложений быскарской серии, находящиеся на значительных друг от друга расстояниях, весьма специфичны, отмечаются разнообразием состава пород и свидетельствуют об их фациальной изменчивости. Тем не менее эти разрезы сопоставимы между собой, что является основой для составления сводного разреза серии в данном районе.

2. Вулканогенные образования серий в окрестностях г. Большой Стог уверенно расчленяются на три самостоятельные формации — трахиандезитовую, трахилипаритовую и базальтовую, отличающиеся одна от другой петрографическим составом, характером залегания и условиями формирования.

3. Возраст выделенных формаций определяется на основании сопоставления их разрезов с ранее известными палеонтологически охарактеризованными разрезами эффузивно-осадочных отложений Минусинской котловины в пределах жединского-эйфельского ярусов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. А. Р. Ананьев. Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской горной области. Изд-во ТГУ, Томск, 1959.
2. А. И. Анатольева. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии де-

вона Минусинского межгорного прогиба. Труды Инст. геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 2, 1960.

3. А. И. Анатольева. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области. В кн.: «Проблемы палеовулканологии», Труды лаб. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

4. Г. А. Иванкин. Стратиграфия девона западной окраины Минусинской котловины. Труды ТГУ, т. 146, сер. геол., Томск, 1960.

5. Я. Г. Кац, Б. Н. Красильников и др. Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления. Труды ВАГТа, вып. 4, 1958.

6. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.

7. И. В. Лучицкий. О девонской вулканогенно-красноцветной серии Минусинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, 116, № 2, 1957.

8. И. В. Лучицкий. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.

9. В. С. Мелешенко. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. Сб. «Палеонтология и стратиграфия». Госгеолтехиздат, 1953.

10. А. А. Моссаковский. О предживетском перерыве и угловом несогласии в девоне Минусинских впадин. Докл. АН СССР, т. 132, № 6, 1960.

11. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.

12. А. Г. Сивов. Элементы стратиграфии и тектоники девонских отложений Минусинской котловины. Труды ТГУ, т. 132, сер. геол., Томск, 1954.

13. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. СО АН СССР, «Наука», 1966.

14. Г. И. Теодорович, Б. Я. Полонская. Стратиграфия, петрография и фации девона Минусинских и Назаровских впадин. АН СССР, 1958.

15. Г. И. Теодорович. Стратиграфия и унификация разрезов девона Минусинских и Назаровской впадин. Труды Инст. нефти АН СССР, т. 9, 1958.

16. Н. Г. Чочиа, Е. Е. Белякова и др. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности. Труды Всес. научн.-иссл. нефт. геологоразв. ин-та, вып. 120, 1958.

17. Е. А. Шнейдер, Б. П. Зубкус. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдоербинской впадин. Материалы по геол. Красноярского края, вып. 3, 1962.

18. Я. С. Эдельштейн. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геологии Сибири, Изд-во АН СССР, 1932.

19. Я. С. Эдельштейн. Краткое геологическое описание части Хакасской автономной области, расположенный на левой стороне Енисея к западу и северо-западу от с. Батени. ОНТИ, НКТИ, 1936.