

М. И. МИТРОШИН, Л. Г. СУХОВ

ШАРОВЫЕ ЛАВЫ И ГИАЛОКЛАСТИТЫ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В пределах западной части Тунгусской синеклизы (бассейн рр. Нижней Тунгуски, Тутончаны, Северной и Курейки) шаровые лавы и связанные с ними гиалокластиты приурочены к нижней части разреза вулканогенной трапповой формации триаса. Шаровые лавы образуют до четырех горизонтов в лангильской (нидымской) и исянской (кочечумской) свитах, а также отмечаются в подошве тымерской (надеждинской) свиты. Наиболее мощными (до 70—100 м) являются пачки шаровых лав в основании лангильской и тымерской свит, в более высоких частях разреза мощность их редко превосходит 10—20 м.

Обычно тела шаровых лав имеют в первом приближении форму плосковыпуклых линз, тяготеющих к центральным частям мульдообразных прогибов длиной 25—30, шириной 15—20 км, разделенных положительными перегибами и образующими полосу, ориентированную в направлении юго-восток—северо-запад. Эта цепь мульд с северо-востока и юго-запада сопрягается с валлообразными поднятиями того же простирания.

Наиболее мощные горизонты шаровых лав подстилаются переотложенными вулканообломочными породами типа туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов зеленовато-серого цвета, нередко с растительными остатками, а иногда с прослоями черных пизолитовых туфов (фиг. 1). В центральных частях мульд разрез подстилающих отложений нередко венчают маломощные прослой аргиллитов, переотложенных углей и бурых известняков. По направлению к бортам мульд эта пачка сменяется более грубым вулканогенным материалом—туфоконгломератами, туфобрекчиями, в которых заметную роль иногда играют обломки углей и обугленной древесины, вплоть до кусков стволов деревьев.

Маломощные горизонты шаровых лав чаще подстилаются пачками пирокластических пород, среди которых преобладают грубообломочные разновидности. Реже в основаниях этих горизонтов отмечаются покровы базальтов небольшой мощности.

Вверх по разрезу шаровые лавы сменяются обычно сериями маломощных покровов преимущественно плагиофировых базальтов со значительными миндалекаменными зонами. Переход между ними большей частью плавный. Подушки шаровых лав в верхней части горизонта становятся пузыристыми и сменяются линзовидной формы телами до 5—7 м в длину, также пронизанными газовыми пузырьками, а затем постепенно переходят в нижнюю миндалекаменную зону покрова субаэральных базальтов. Резкие контакты более редки. В этих случаях верхние подушки шаровых лав, имеющие удлиненную веретенообразную или кишкообразную форму, облекаются покровом базальтов с зоной закалки в нижнем контакте.



Фиг. 1. Крупноподушечные шаровые лавы в подошве лапгильской свиты. Виден контакт с подстилающими вулканогенно-обломочными породами.

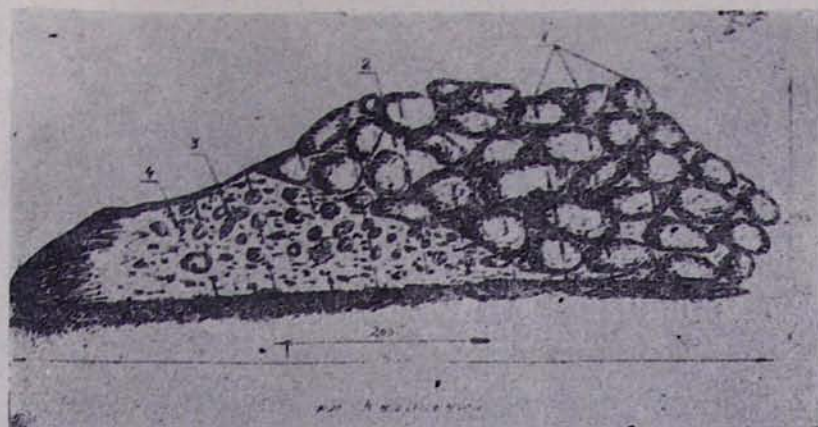
Для пачек базальтовых покровов, перекрывающих тела шаровых лав, характерно утонение и выклинивание по направлению к бортам мульд, вследствие чего верхние из них налегают постепенно на более древние образования, перекрывая местами в сводовых частях валообразных поднятий размытую поверхность верхнепермских угленосных отложений.

По разрезу мощные пачки шаровых лав имеют неоднородное строение и распадаются на ряд горизонтов с различными структурно-текстурными особенностями (фиг. 2). Количество горизонтов может быть до 10—15, но морфологически они представлены всего тремя типами: крупноподушечными и мелкоподушечными шаровыми лавами и гиадокластитам. Маломощные пачки обычно слагаются одной разновидностью.

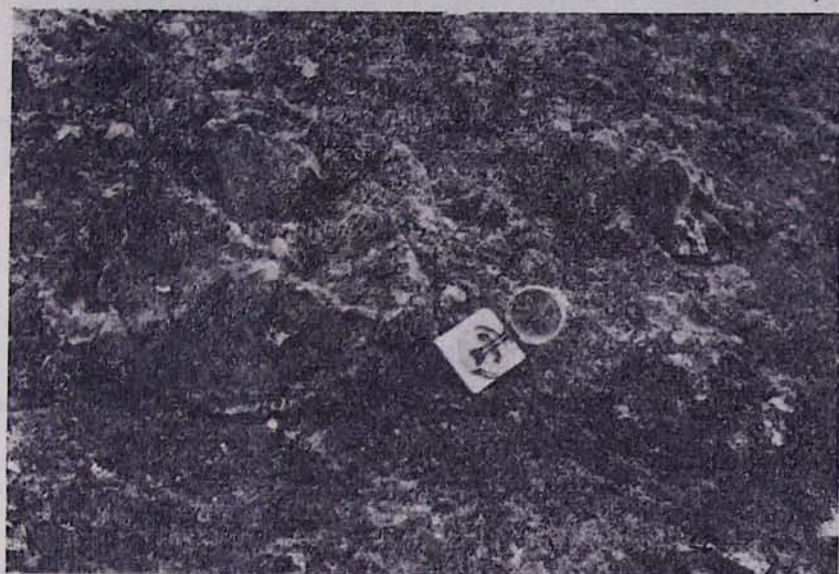
Для крупноподушечных шаровых лав характерна плотная «упаковка» сферондов. Форма сферондов чаще правильная—сферическая или эллипсоидальная, размеры их в поперечнике меняются в пределах 0,5—1,5 м (фиг. 3).

На выклинивании пачек шаровых лав и в их верхних частях происходит некоторое изменение формы сферондов. Наряду со сферической и эллипсоидальной часто встречаются каплевидная, веретенообразная, жгутообразная и другие формы.

Межшаровая порода представлена преимущественно гиадокластитом (Ритман, 1964; Ноппогез, 1961), состоящим из обломков вулканического стекла (фиг. 4). Она заполняет промежутки между сфероидами и по объему не превышает 15—20%. Реже эти промежутки остаются полыми или бывают заполнены туфопесчаниками, иногда с известковистым цементом. Представляют интерес находки частей стволов деревьев и обломков или целых колоний кораллов-фавозитид (по определению М. С. Жижинной силурийского или девонского возраста) в межшаровой породе или вплавленных в подушки.



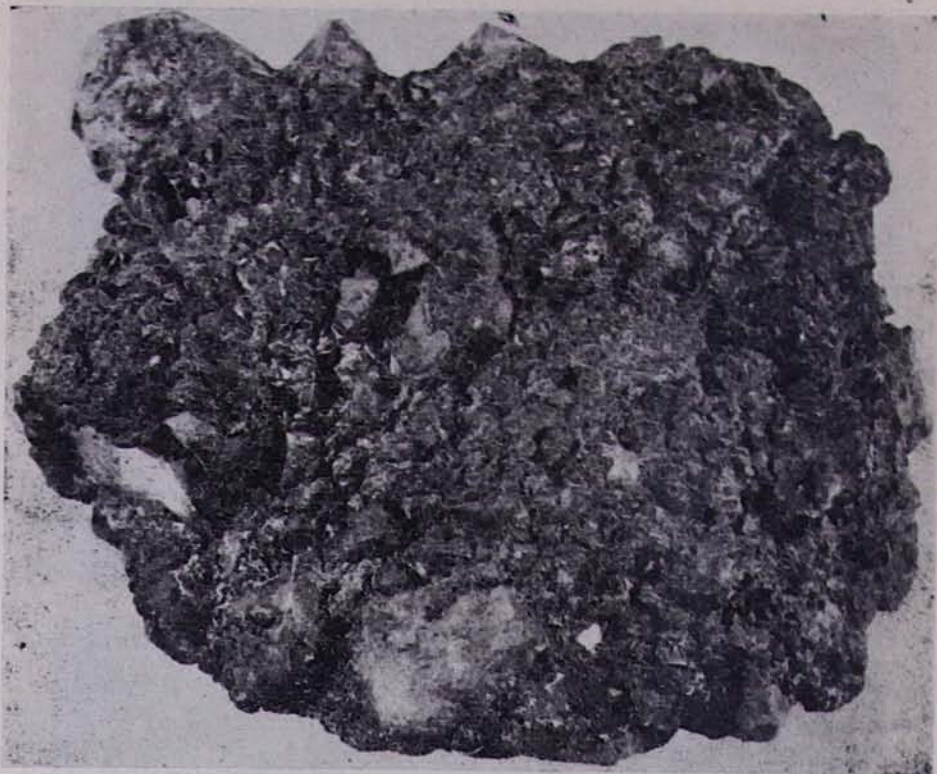
Фиг. 2. Наклонный контакт мелкоподушечных и крупноподушечных шаровых лав.
1—трещины отдельности; 2—вулканомиктовые песчаники; 3—мелкие подушки;
4—обломки вулканического стекла.



Фиг. 3. Крупноподушечные шаровые лавы с гналлокластитом между сфероидами.

Мелкоподушечные шаровые лавы имеют разреженную «упаковку» сфероидов. Последние как бы погружены в гналлокластиты, объем которых достигает 50—60%. Размеры сфероидов в поперечнике находятся в пределах 0,15—0,5 м, форма их большей частью правильная, сферическая.

Гналлокластиты представляют собой кластическую породу, состоящую из обломков вулканического стекла (10—30 мм), кристаллов плагиоклаза и пироксена и базальтов с гналопилитовой и гналиновой структурами (10—250 мм). Обломки сцементированы вулканическим стеклом и



Фиг. 4. Гналокластит. Штуф, натур. величина.

гидротермальными минералами—кальцитом, цеолитами, анальцимом и др.

Чередование описанных морфологических типов по разрезу пачки шаровых лав незакономерное. Мощность отдельных горизонтов меняется от 1 до 10 м. Границы раздела довольно четкие, особенно у горизонтов мелкоподушечных шаровых лав. Для последних типичен морщинистый или «канатный» рисунок верхней коры закаливания, мощность которой не превышает 2—5 см. Нижние коры закаливания у всех горизонтов отсутствуют. Иногда в пачках шаровых лав наблюдается косая «слоистость», падение которой соответствует направлению течения лавовых потоков.

Среди особенностей внутреннего строения пачек шаровых лав следует также отметить наличие жезд в сфероидах, их концентрически-зональное строение и широкое проявление процессов гидротермального минералообразования.

Жеоды, образовавшиеся при выделении газовых пузырей, достигают размера до 0,5 м, хотя преобладают более мелкие (фиг. 5). Крупные жеоды располагаются в центре подушек, остальные—концентрически по радиусам. Они, как правило, заполнены гидротермальными минералами: кварцем, кальцитом, пренитом, апофиллитом, анальцимом, гиоли-том, томсонитом, десмином, датолитом, пектолитом, гейландитом, шабазитом и другими. Подобная же минерализация наблюдается и в гналокластитах как в виде цемента, так и в прожилках и гнездах.

В сфероидах, независимо от их размеров и формы, обычно наблюдаются три зоны: зона закалки, зона мандельштейнов, зона массивных базальтов, слагающих ядро сфероидов.

Зона закалки имеет мощность 0,5—3 см, блестящую гладковолнистую внешнюю поверхность и смоляно-черный цвет. Структура порфировая, гиалопилитовая или гиалиновая. Минеральный состав: плагиоклаз 10—40%, оливин—единичные зерна, вулканическое стекло 60—90%.



Фиг. 5. Крупные подушки с жеодами в центральной части.

Плагиоклаз образует порфировидные выделения в форме таблиц или короткостолбчатых зерен, а также микролиты в стекле. Таблицы имеют полизональное строение (Ap_{80-93}), правильные кристаллографические очертания и размеры в поперечнике до 3—4 мм. Кристаллы короткостолбчатого облика (Ap_{62-68}) имеют в длину 0,2—0,3 мм, при отношении длины к ширине 3—5:1. Иногда зерна корродированы и раздроблены. Микролиты вместе с пироксеновым веществом образуют волокнистую массу в вулканическом стекле. Наблюдается «метельчатое» расщепление лейст плагиоклаза, характерное для спилитов.

Оливин представлен идиоморфными зернами до 0,2 мм в поперечнике, нацело замещенными чешуйчатым агрегатом боулингита.

Вулканическое стекло слабо раскристаллизовано, цвет бурый или буровато-зеленый. Наибольшее количество микролитов в нем наблюдается в непосредственной близости к порфировым выделениям, а в удалении от последних—участки чистого изотропного стекла с розоватым оттенком.

Зона мандельштейнов темно-серого или бурого цвета, мощностью 5—20 см; миндалины выполнены кальцитом и халцедоном, по периферии—каемки хлорита и боулингита. Иногда содержат минералы-заполнители. Количество миндалин достигает 30—50% объема мандельштейнов, размеры в поперечнике 0,5—10 мм. Структура пород этой зоны порфировидная, интерсертальная. Минеральный состав: плагиоклаз 50—60%, моноклинный пироксен 30—50%, вулканическое стекло 5—15%.

Плагноклаз встречается в виде таблитчатых зерен и лейст. Таблицы имеют полигональные очертания, тонкозональное строение и размеры в поперечнике 1—1,5 мм. Центральные части зерен замещены соссюритом. Лейсты основной массы достигают в длину 0,3 мм при ширине 0,02—0,05 мм. Многие из них изогнуты. Близ вкрапленников лейсты имеют одинаковую ориентировку, что придает породе флюидалный облик. По составу плагноклаз относится к лабрадору (Ap_{68-70}); таблитчатые вкрапленники сложены битовнитом (Ap_{80-83}).

Моноклинный пироксен ($En_{32-36} Wo_{40} Fs_{24-28}$) образует мелкие (0,02—0,06 мм в поперечнике) изометричные зерна, приуроченные к промежуткам между лейстами плагноклаза. Реже наблюдаются скопления по 3—10 и более зерен в форме цепочек длиной до 0,2 мм. Есть и более крупные зерна, размером до 0,2 мм в поперечнике, характеризующиеся волнистым погасанием.

Вулканическое стекло наблюдается в интерстициях. Размеры выделений 0,05—0,2 мм. Стекло зеленовато-бурого цвета, замещено агрегатом хлорита и пылевидного магнетита.

В редких миндалинах (одна—две на шлиф) округлой формы, размером до 1 мм в поперечнике, отмечены радиально-лучистые или скорлуповатые агрегаты кальцита.

Зона массивных базальтов располагается в ядре сферондов. Порода равномернозернистая, мелкокристаллическая, голубовато-серого цвета, иногда с буроватым оттенком. Структура порфировая, пойкилофито-интерсертальная или интерсертальная. Минеральный состав: плагноклаз 50—60%, моноклинный пироксен 35%, оливин—единичные зерна, вулканическое стекло 5—10%. Формы выделения и размер зерен породообразующих минералов в массивных и миндалекаменных базальтах одинаковы. Первые отличаются лишь количеством вулканического стекла и появлением редких зерен оливина (0,2 мм в поперечнике), нацело замещенных боулингом. Состав плагноклаза Ap_{55-67} (вкрапленники— Ap_{88-89}), пироксена— $En_{38-45} Wo_{34-46} Fs_{22-23}$.

Гиадокластит при микроскопическом изучении обнаруживает кластическую структуру. Обломочный материал представлен преимущественно стеклом, причем устанавливаются две его разновидности: а) слабо просвечивающее измененное изотропное стекло желто-зеленоватого цвета ($n=1,596$); б) прозрачное изотропное стекло розового цвета более кислого состава ($n=1,512$). Кроме того, среди обломков встречаются кристаллы пироксена и плагноклаза и базальты с гналопилитовой, гналиновой и иногда интерсертальной структурами. Цемент представлен вулканическим стеклом (фиг. 6) или упоминавшимися выше гидротермальными минералами. Тип цемента базальтовый, во втором случае—крустификационный или выполнения. По стеклу обломков и цемента на границе с последним развивается листовато-чешуйчатый агрегат слабо-двупреломляющего зеленоватого цвета минерала (хлорофент?).

По химическому составу шаровые лавы запада Тунгусской синеклизы близки к среднему составу сибирских траппов (табл. 1). Для суждения о различиях между отдельными зонами сферондов материала явно недостаточно. Однако наличие в гиадокластитах вулканических стекол, резко отличающихся по оптическим свойствам, свидетельствует о необходимости целенаправленных исследований этого вопроса.

Еще более ограничены сведения о физических свойствах шаровых лав. Для центральной части сферонда (обр. 617-1 в табл. 1) плотность равна 2,899 г/см³, влажность—1,24%, магнитная восприимчивость $300 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Содержание воды, определенное методом термографии



Фиг. 6. Стекловатый цемент в гиадокластите. Шл. 1155д, увел. 20, инк. X.

(Кузнецов и др., 1965), составляет в центральной части подушки 3,3%, а в стекловатой внешней корке—1,3%, при соотношении низкотемпературной и высокотемпературной воды соответственно 4,5 и 5,5. Температура образования внешней корки сфероидов, установленная по методу Баддингтона (1955), равна 960° (Кузнецов, 1966).

* * *

Самая распространенная и наиболее хорошо аргументированная гипотеза объясняет возможность образования шаровых лав и гиадокластитов, как и их геосинклинальных аналогов—спилитов, только лишь при наличии водной среды (Ритман, 1964; Ширинян, 1963; Нонпозег, 1961 и др.).

Наши наблюдения за шаровыми лавами западной части Сибирской платформы не противоречат этой точке зрения на их генезис. Напротив, другим способом вряд ли можно было бы объяснить многие явления и особенности, связанные с этими образованиями.

О существовании в раннетриасовую эпоху в пределах брахисинклиналей водных бассейнов, где происходило формирование шаровых лав, свидетельствуют состав и характер отложений, выполняющих ядра мультитовых прогибов. Туфопесчаники, преобладающие среди этих отложений, имеют слоистую текстуру, хорошую сортировку и окатанность кластического материала, а также содержат прослои алевролитов, аргиллитов и известняков. Фауна пелеципод указывает на пресноводность бассейнов. Глубина бассейнов может быть оценена примерно в 100 м, исходя из максимальной мощности шаровых лав и незначительной роли компенсированного прогибания в период их формирования.

Источник магматического расплава обычно находился за пределами бассейна. На примере Верхне-Ерачимской мульды видно, что заполнение существовавшего на ее месте обводненного прогиба происходило с запада. Об этом свидетельствуют наклон отдельных горизонтов шаровых

Таблица 1

Химический состав шаровых лав и гналокластитов

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ппп	Сумма	CO ₂	a	c	b	s	i'	m'	c'	Q	$\frac{a}{c}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
185	47,24	1,12	15,40	7,50	5,10	0,16	8,04	6,58	1,99	0,70	0,14	6,89	6,27	100,86	0,57	5,5	8,0	25,9	60,6	46,3	45,0	8,5	+2,2	0,69
554—2	50,68	0,96	13,52	4,69	2,59	0,22	14,16	4,20	1,82	0,25	0,12	3,01	6,85	100,06	6,86	4,5	7,4	22,1	65,8	32,1	34,4	33,4	+15,4	0,61
554—1	48,19	1,23	16,01	5,47	7,07	0,29	12,03	5,51	2,08	0,19	0,14	2,68	2,07	100,28	0,48	4,7	8,1	29,1	58,1	40,9	31,1	27,9	-1,3	0,57
617—1	48,68	1,28	14,78	2,51	9,71	0,21	11,67	6,37	2,17	0,25	0,21	—	2,27	100,11	—	5,3	7,4	29,8	57,5	39,6	36,8	23,8	-3,0	0,72
4878*	48,09	1,34	14,90	2,78	9,81	0,20	11,45	7,44	2,09	0,33	0,13	0,70	1,72	100,28	—	5,1	7,5	31,1	56,3	38,3	40,6	21,1	-5,1	0,68
816	47,85	1,26	15,04	1,23	11,49	0,23	11,51	6,70	2,14	0,55	0,17	0,50	2,32	100,49	—	5,6	7,4	29,7	56,3	40,0	37,8	22,2	-5,0	0,76

1—гналокластит (с примесью хлорита, карбонатов, цеолитов); 2—миндалекаменная зона сферонда (с карбонатами в миндалинах);

3—5—центральная часть сферондов; 6—вулканическое стекло из гналокластита.

* По данным Л. М. Герасимова (1962).

лав, канатный рисунок их верхних поверхностей и направление выклинивания. Судя по мощности отдельных горизонтов (не более 10 м) и корам закалывания на их контактах, лава вливалась в бассейн сравнительно небольшими порциями через промежутки времени, достаточные для ее частичного затвердевания.

Мощности лавовых потоков, по-видимому, несколько превышали мощности соответствующих горизонтов шаровых лав, что может быть объяснено механизмом образования шаровых текстур. Попадая в воду, лавовый поток разделялся на «кишкообразные» струи, приобретающие четковидную форму благодаря образующимся в них пережимам. Впоследствии по этим пережимам происходило распадение потока на ряд частей, которые приобретали сферическую или эллипсоидальную формы. Из-за быстрого охлаждения в водной среде эти сфероиды и эллипсоиды с поверхности покрывались стекловатой коркой. Заключенная в этой хрупкой и маломощной оболочке жидкая лава при продолжающемся движении и воздействии вновь поступающих сфероидов прорывалась наружу, образуя более мелкие тела, а раздробленная стекловатая корка давала материал для гиалокластитов. Этот процесс мог повторяться неоднократно, пока не наступала стабилизация, а сфероиды не достигали таких размеров, чтобы могла образоваться достаточно прочная внешняя стекловатая оболочка. С этого момента началась кристаллизация заключенного в ней расплава. Последовательные порции лавы, высвобождавшиеся при неоднократном дроблении стекловатой корки, цементировали обломки последней, образуя характерную структуру гиалокластита—обломки вулканического стекла в стекловатом цементе. Быстрое застывание лавы в подушках создавало внутренние напряжения, которые обусловили две системы трещин контракции—радиальную и концентрическую.

Морфология, текстурные особенности подушек, а также вещественный состав породы, заполняющей промежутки между ними, зависят от глубины формирования того или иного горизонта. Кроме того, на размер подушек, вещественный состав межшаровой породы и объемные соотношения подушек с межшаровой породой влияют и мощности лавовых потоков, которые дали начало тому или иному горизонту шаровых лав.

Если застывание лавового потока происходило в сравнительно глубоких частях бассейна, а мощность потока была достаточно большой, в образовавшемся из этого потока горизонте шаровых лав подушки отличаются крупными размерами, формой, близкой к сферической, и наличием в их центральных частях крупных газовых пустот при отсутствии миндалекаменных зон. Межшаровая порода составляет незначительную часть общего объема горизонта и состоит из обломков вулканического стекла, образовавшихся за счет разрушения первоначальной стекловатой оболочки, с примесью туфопесчаников, известняков и т. д.

При одинаковой с указанной выше глубиной, но меньшей мощности потока происходит формирование породы, состоящей главным образом из обломков вулканического стекла—гиалокластитов. Небольшие по размерам подушки встречаются в гиалокластитах изредка, а порой практически отсутствуют.

Интенсивная дезинтеграция маломощных лавовых потоков происходила, по-видимому, в силу того, что этот процесс происходил быстрее, чем прогрессивное охлаждение лавы, вызывающее повышение ее вязкости. В этом случае маломощный лавовый поток, в отличие от более мощного, успевал полностью «израсходоваться» на формирование гиалокластитов до достижения предела вязкости лавы, а отдельные мелкие

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов А. А., Иванова В. П., Касатов Б. К. О применении термографии для исследования траппов северо-запада Сибирской платформы. ДАН АН СССР, т. 163, № 2, 1965.
- Кузнецов А. А. Некоторые вопросы петрологии эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 7, 1966.
- Ширинян К. Г. Гиалокластиты и условия их образования. Тр. Лаб. палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.
- Buddington A. E., Fahey J., Veisides A. Titaniferous magnetite as a geologic thermometer. Amer. J. Sci., v. 253, № 9, 1955.
- Honnorez J. Sur l'origine des hyaloclastites. Bull. Soc. Belge geol., paléontol. e hydrol., 7, № 3, 1961 (1962).