

## ВАРИАНТ ОБРАЗОВАНИЯ КИСЛОЙ МАГМЫ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Царев Д.И.

Геологический институт СО РАН, г.Улан-Удэ, [dmtsarev@mail.ru](mailto:dmtsarev@mail.ru)

Во вскрытых эрозией вулканических каналах выявляется последовательный переход от вулканических пород основного и среднего состава к полосчатым кремнещелочным метасоматитам и к расслоенным кислым магматическим породам. Метасоматиты отличаются от магматических пород тем, что в стекле последних обнаруживаются нитевидные кристаллиты, а в метафазе вместо них имеются адсорбционные оторочки. Полосчатые и линзовидные фазы магматических пород отличаются друг от друга содержанием породообразующих окислов. Те и другие близки по составу минимуму котектики для гранит-щелочногранитной формации при  $P=2$  кбар. Показана миграция элементов в процессе кремнещелочного метасоматоза и магматического полосчатого замещения андезито-базальтовых порфириров. Расслоенные кислые вулканы содержат массу недоплавленных реликтов субстрата. Подобные текстуры, структуры и признаки дифференциации вещества по фазам расслоения обнаруживают кайнозойские игнимбриты Камчатки и Кавказа. Химический состав фьямме и основной массы игнимбритов качественно закономерно отличаются друг от друга на одни и те же компоненты, независимо от региона и также содержат реликты недоплавленного субстрата со следами оплавления. Доказывается, что игнимбриты имеют не пирокластическое, а лавовое происхождение за счет расплавления метасоматически измененных вулканических пород предыдущих извержений. Высокая подвижность игнимбритового расплава создается высокой температурой, флюидонасыщенностью и расслоенностью, обуславливающей разрыв полимерных композиций. Реликты субвулканических пород лишены признаков регионального метаморфизма, что свидетельствует о том, что кислая магма зарождалась в малоглубинных фациях вулканических центров. Стекло игнимбритов насыщено недоплавленными ксеногенными породообразующими минералами. Приведенные примеры игнимбритов и субвулканических пород свидетельствуют о зарождении кислой магмы в субвулканических условиях. Они несут черты метасоматизма и магматического замещения по Д.С. Коржинскому.

## VERSION OF FORMATION ACID MAGMA IN SUBVOLCANIC CONDITIONS

Tsarev D.I.

*Institute of Geology, Siberian Division The Academy of Sciences Russia, Ulan-Ude,*  
[dmtsarev@mail.ru](mailto:dmtsarev@mail.ru)

A sequential transition from the volcanic rocks of a basic and middle composition to the banded silicic-alkaline metasomatites and to the stratiform acid magmatic rocks is recognized in the volcanic vents laid bare by an erosion. The metasomatites are distinguished from the magmatic rocks by that a structure in the latest is glassy with the filiform crystallites. The streaky and lens-shaped phases of the magmatic rocks are distinguished from each other by the content of the rock-forming oxides. Those and others correspond on the composition to a cotectic for a granite-alkaline-granite formation with  $P=2$  kbars. The stratiform acid volcanic rocks contain a mass of the unmelted relics of substratum. The Cenozoic ignimbrites of Kamchatka and the Caucasus discover the similar textures, structures and feature of differentiation of the substance in the foliation phases. The chemical compositions of a fiamme and the glass of the groundmass of the ignimbrites qualitatively regularly are different from each other by ones and the same independently of a region. The ignimbrites contain the relics of the unmelted substratum in the form of the fragments of the rocks of more basic composition, grains of plagioclases and pyroxenes with the traces of melting. Unlike a widespread opinion, that the ignimbrites are caked pyroclast an actual material proves their lava origin at the expense of melting of volcanic rocks of the previous eruptions. A high mobility of the ignimbrite melt is created by the

high temperature, fluid saturation and stratification stipulating a fracture of the polymeric compositions. A presence in the relics of the effusive and subvolcanic rocks depriving of a regional metamorphism evidences about that an acid magma was originating in the subvolcanic facies of a depth of the volcanic centres. The petrographical investigations prove that a melt volume increase was originating at the expense of a supply of it from the depths. Forming laminated melt become more acid by action silicic alkaline transmagmatic fluids. All the process of the acid magma formation in the volcanic centres can be subdivided into three conjugated stages: metasomatism, melting, metamagmatism that corresponds on the whole to the magmatic replacement by D.S. Korzhinskii.

Мы видим магму в изливающейся из кратера или трещины вулканической лаве. Но это уже дегазированная в различной мере магма. А насыщенный летучими компонентами расплав в недрах земной коры мы только представляем мысленно. И все вещественные модификации магмы видим во вскрытых эрозионно-денудационными процессами магматических телах, обычно называемых интрузивными, т.е. внедренными. Но признаки внедрения обнаруживаются далеко не всегда, а название интрузии все равно остается за такими телами как-бы по привычке, по инерции.

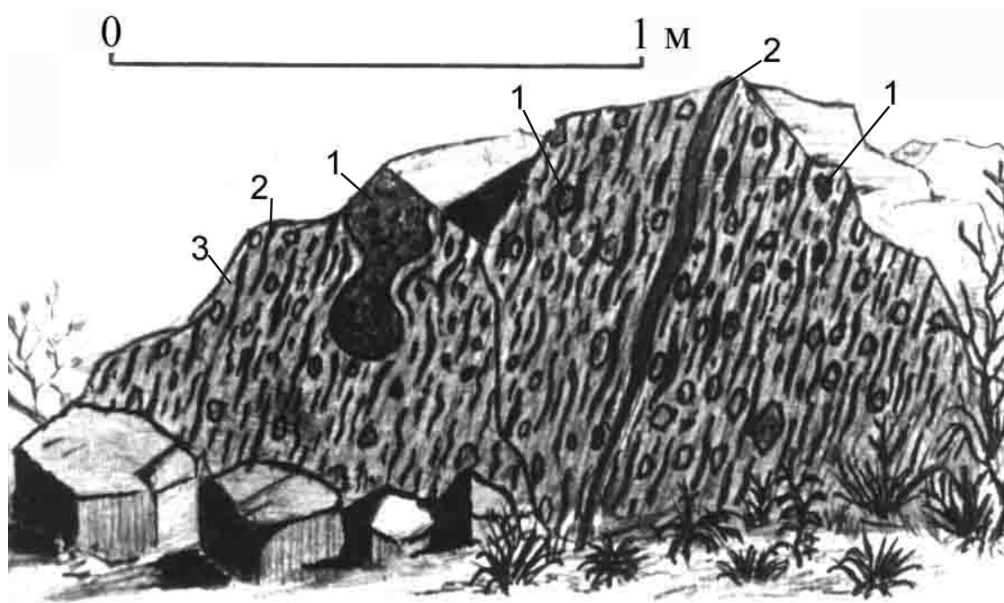
Интрузивные тела различного вещественного и минерального состава обычно считаются дифференциатами какого-то более основного по составу очага магмы (базитового или ультраосновного). За основу дифференциации принимают боуновскую кристаллизационно-гравитационную гипотезу, а также ликвацию. Кислая магма во многих случаях считается наиболее легкоплавкой частью (выплавкой) при частичном расплавлении базитовых или ультрабазитовых тел. Эти понятия основательно укрепились в сознании геологов, что во многих случаях принимаются как постулаты.

Великим прорывом в познании магмы было, как нам кажется, обоснование Д.С. Коржинским магматического замещения. Горная порода подвергается метасоматозу под действием трансмагматических растворов, несущих вещество и тепло, меняет свой минеральный и, естественно, вещественный состав, а затем плавится. Чаще всего при этом возникает кислая магма, так как трансмагматические растворы несут компоненты, в состав которых часто входят щелочи. Очаги такой магмы могут занимать значительные пространства без всяких проблемных магматических камер. Примером тому служат гранитоидные тела [1].

Д.С. Коржинский предложил еще один вариант формирования кислой магмы с позиции метамагматизма. В этом случае кислая магма формируется при раскислении флюидами магмы более высокой основности [2].

В западном обрамлении Минусинской впадины во вскрытых эрозией девонских

вулканических каналах сверху вниз в обнажениях выявляется последовательный переход от вулканических пород основного и среднего состава к полосчатым кремнещелочным метасоматитам и к расслоенным кислым магматическим породам (рис.1). Полосчатые метасоматиты отличаются от полосчатых (расслоенных) магматических пород, тем, что структура в последних – стекловатая с нитевидными кристаллитами в одной фазе и фельзитовая или сферолитовая - в другой (рис 2). В метафазе (линзах, лентах) отмечаются срединные адсорбционные полосы (встреча диффузионных фронтов), которые при её плавлении исчезают (рис. 3). В полосчатых метасоматитах стекловатая структура и кристаллиты не образуются.

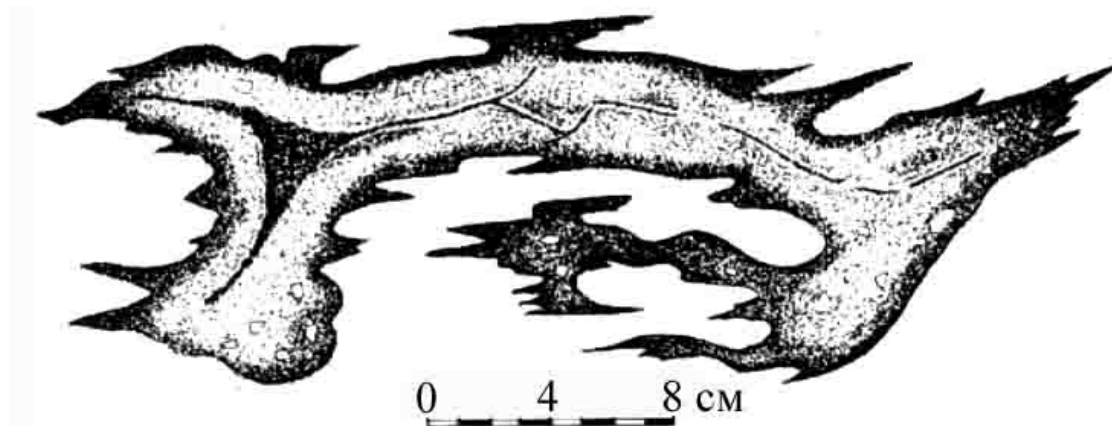


**Рис.1.** Обнажение расслоенных кислых субвулканических горных пород с реликтами недоплавленного субстрата андезито-базальтовых порфиритов (1); темные линзы и полосы (2) – диффузионно обогащенная калием фаза; серая основная масса, обогащенная натрием (3) – инфильтрационная фаза. (Палеозойский вулкан западного обрамления Минусинской впадины).



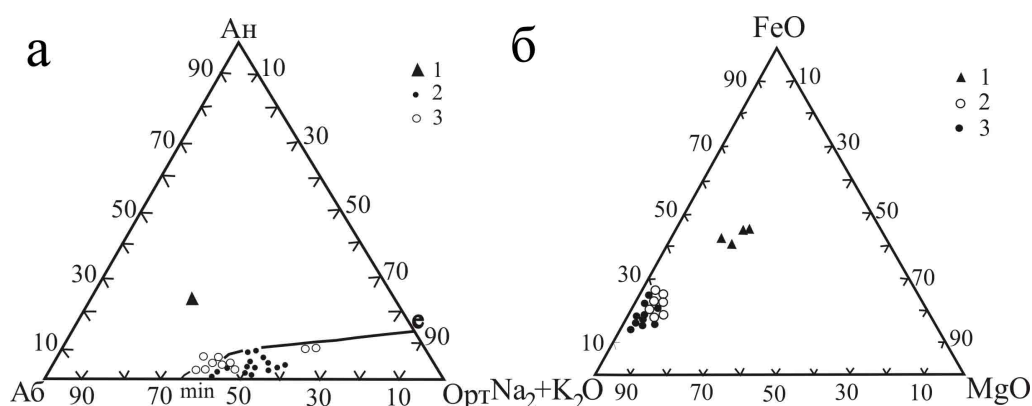
**Рис. 2.** Расслоенная магматическая порода, возникшая в результате плавления полосчатого кремнещелочного метасоматита палеозойского вулкана (см.рис. 1).

Обогащенная калием темная диффузионная фаза имеет поперечные трещинки разрыва на стадии плавления – застеклования. Светлая часть – обогащенная натрием инфильтрационная фаза.



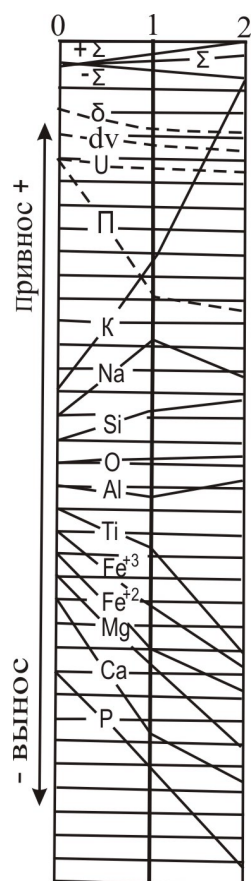
**Рис.3.** Метасоматическая сложная линза типа фьямме, диффузионно обогащенная калием, зафиксированная в предсолидусной стадии. По периферии и в центре линзы адсорбционные полосы из оксидов железа. Срединная адсорбционная полоска возникла в связи со встречей диффузионных фронтов.

Полосчатые и линзовидные фазы магматических пород отличаются друг от друга содержанием породообразующих окислов. Те и другие близки по составу котектике для гранит-щелочногранитоидной формации при давлении воды 2 кбар (**рис.4**) [3].

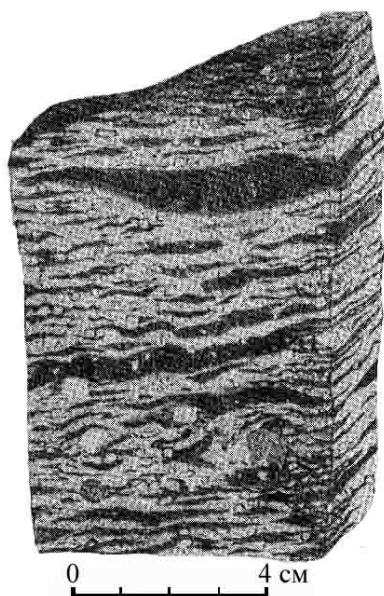


**Рис. 4.** Диаграмма вещественного состава расслоенных магматических пород в вулканическом канале палеозойского вулкана в западном обрамлении Минусинской впадины: а – соотношение состава сопряженных фаз в расслоенных породах магматического замещения в системе Аб-Орт-Ан при давлении воды 2 кбар для гранит-щелочногранитоидной формации (по В.С. Соболеву): 1- исходные адезит-базальтовые порфиристы; 2 – диффузионная (темная) фаза; 3 – инфильтрационная (светлая) фаза; e-min – линия котектики. б – бимодальное положение фигуративных точек субстрата (порфиристов) и расслоенных магматических пород: 1 – исходный субстрат (андезито-базальтовые порфиристы); 2 – инфильтрационная (светлая) фаза; 3 – диффузионная фаза (темные линзы и полосы).

На **рис. 5** показана миграция элементов в процессе кремнещелочного метасоматоза и магматического полосчатого замещения андезит-базальтовых порфиристов. Расслоенные кислые вулканы содержат массу недоплавленных реликтов субстрата. Подобные текстуры, структуры и дифференциацию вещества по фазам расслоения обнаруживают кайнозойские игнимбриты Камчатки (**рис.6**) и Кавказа (**табл 1**).



**Рис. 5.** Миграция элементов в процессе кремнещелочного метасоматоза и магматического замещения при формировании расслоенных горных пород палеозойского вулкана (1 деление = 10 %): 0 – исходные андезит-базальтовые порфиры; 1 – светлая фаза (инфильтрационная); 2 – темная фаза (диффузионная); П – пористость; dv – объемный вес;  $\delta$  – удельный вес; U – внутренняя энергия;  $+\Sigma$  – общий привнос;  $-\Sigma$  – общий вынос;  $\Sigma$  – баланс привноса-выноса.



**Рис. 6.** Игнимбриты руч. Зеленого (Узон, Камчатка).



**Рис. 7.** Оплавленное зерно плагиоклаза в игнимбрите. Черное – стекло.

Таблица 1 Химический состав фьямме и основной массы кайнозойских игнимбритов

| Оксид                          | Фьямм | Осно<br>вная<br>масс | Фьям<br>ме без<br>вкрап<br>ленно<br>сти | Осно<br>вная<br>масса<br>без<br>вкрап<br>ленни<br>ков | Фьям<br>ме без<br>вкрап<br>ленни<br>ков | Осно<br>вная<br>масса<br>без<br>вкрап<br>ленни<br>ков | Фьям<br>ме | Осно<br>вная<br>масса | Обло<br>мки<br>пород<br>ы | Фьям<br>ме | Осно<br>вная<br>масса | Фьям<br>ме | Осно<br>вная<br>масса | Фьям<br>ме | Осно<br>вная<br>масса | Фьям<br>ме | Осно<br>вная<br>масса | Осно<br>вная<br>масса | Фьям<br>ме | Осно<br>вная<br>масса |
|--------------------------------|-------|----------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------------------|------------|-----------------------|---------------------------|------------|-----------------------|------------|-----------------------|------------|-----------------------|------------|-----------------------|-----------------------|------------|-----------------------|
|                                | 1     | 1а                   | 2                                       | 2а                                                    | 3                                       | 3а                                                    | 5          | 5а                    | 5б                        | 28а        | 28б                   | 900б       | 900а                  | 4          | 4а                    | 7          | 7а                    | 8                     | 8а         |                       |
| SiO <sub>2</sub>               | 69,64 | 68,66                | 70,97                                   | 68,48                                                 | 69,92                                   | 68,10                                                 | 63,86      | 62,74                 | 59,72                     | 69,98      | 66,56                 | 64,40      | 64,60                 | 64,76      | 64,08                 | 62,86      | 64,02                 | 62,88                 | 61,50      |                       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,61  | 0,66                 | 0,53                                    | 0,65                                                  | 0,53                                    | 0,60                                                  | 0,88       | 0,88                  | 0,92                      | 0,44       | 0,36                  | 0,96       | 1,67                  | 0,63       | 0,86                  | 0,75       | 0,68                  | 0,74                  | 0,64       |                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,40 | 14,61                | 14,24                                   | 15,09                                                 | 14,11                                   | 15,00                                                 | 15,02      | 15,70                 | 15,97                     | 14,14      | 16,25                 | 14,62      | 13,96                 | 15,77      | 16,75                 | 15,72      | 15,72                 | 16,41                 | 16,45      |                       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,59  | 1,92                 | 1,16                                    | 1,84                                                  | 1,17                                    | 2,26                                                  | 2,71       | 3,83                  | 4,58                      | 1,16       | 1,68                  | 2,59       | 6,91                  | 2,69       | 3,28                  | 2,55       | 3,27                  | 2,47                  | 4,38       |                       |
| FeO                            | 1,80  | 1,94                 | 1,58                                    | 2,01                                                  | 1,72                                    | 1,94                                                  | 3,31       | 2,66                  | 4,53                      | 1,98       | 2,06                  | 4,56       | 0,68                  | 1,44       | 1,01                  | 3,45       | 1,65                  | 1,60                  | 4,48       |                       |
| MnO                            | 0,11  | 0,09                 | 0,09                                    | 0,12                                                  | 0,10                                    | 0,11                                                  | 0,18       | 0,16                  | 0,18                      | 0,08       | 0,09                  | 0,49       | 0,49                  | 0,06       | 0,08                  | 0,09       | 0,07                  | 0,04                  | 0,07       |                       |
| MgO                            | 1,28  | 1,23                 | 1,09                                    | 1,71                                                  | 1,75                                    | 1,85                                                  | 1,21       | 2,54                  | 2,21                      | 1,48       | 1,30                  | 1,88       | 1,74                  | 0,37       | 1,72                  | 1,54       | 1,78                  | 1,76                  | 1,35       |                       |
| CaO                            | 3,18  | 3,41                 | 2,90                                    | 3,08                                                  | 3,11                                    | 2,82                                                  | 5,09       | 4,69                  | 5,44                      | 2,99       | 4,13                  | 5,21       | 5,26                  | 2,77       | 3,51                  | 4,36       | 4,85                  | 3,02                  | 3,00       |                       |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,79  | 3,87                 | 3,89                                    | 4,16                                                  | 3,88                                    | 4,29                                                  | 3,67       | 4,40                  | 4,07                      | 3,81       | 4,29                  | 4,20       | 4,16                  | 4,08       | 4,88                  | 3,52       | 4,07                  | 3,06                  | 3,52       |                       |
| K <sub>2</sub> O               | 2,41  | 2,22                 | 2,79                                    | 1,67                                                  | 2,77                                    | 1,75                                                  | 2,75       | 1,43                  | 1,33                      | 2,45       | 1,66                  | 0,75       | 0,63                  | 4,69       | 3,43                  | 2,50       | 2,41                  | 3,43                  | 3,26       |                       |
| H <sub>2</sub> O               | 0,12  | 0,14                 | 0,06                                    | 0,14                                                  | 0,10                                    | 0,12                                                  | 0,22       | 0,22                  | 0,24                      | 0,11       | 0,10                  | 0,05       | 0,14                  | He<br>обн. | 0,20                  | 0,06       | 0,06                  | -                     | -          |                       |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | -     | -                    | -                                       | -                                                     | -                                       | -                                                     | -          | -                     | -                         | 0,81       | 1,10                  | 0,14       | 0,15                  | -          | -                     | -          | -                     | 0,42                  | 0,20       |                       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,17  | 0,19                 | 0,14                                    | 0,19                                                  | 0,14                                    | 0,23                                                  | 0,32       | 0,31                  | 0,33                      | Сл.        | Сл.                   | 0,10       | 0,10                  | 0,02       | 0,03                  | 0,36       | 0,64                  | -                     | -          |                       |
| SO <sub>3</sub>                | 0,05  | 0,03                 | 0,04                                    | 0,06                                                  | 0,07                                    | 0,12                                                  | 0,19       | 0,21                  | 0,19                      | 0,08       | 0,09                  | -          | -                     | 0,14       | 0,12                  | 0,13       | 0,09                  | -                     | -          |                       |
| CO <sub>2</sub>                | -     | -                    | -                                       | -                                                     | -                                       | -                                                     | н.о.       | 0,32                  | 0,28                      | -          | -                     | -          | -                     | -          | -                     | He<br>обн. | 0,64                  | -                     | -          |                       |
| П.п.п.                         | 0,40  | 0,58                 | 0,26                                    | 0,48                                                  | 0,20                                    | 0,46                                                  | 0,52       | He<br>обн.            | He<br>обн.                | -          | -                     | -          | -                     | 2,18       | 1,58                  | He<br>обн. | н.о.                  | 3,46                  | 6,08       |                       |
| Сумма                          | 99,55 | 99,55                | 99,74                                   | 99,68                                                 | 99,57                                   | 99,65                                                 | 99,93      | 100,09                | 99,95                     | 99,51      | 99,67                 | 99,95      | 100,49                | 99,60      | 99,53                 | 99,89      | 99,95                 | 99,29                 | 100,93     |                       |

Примечание: 1, 1а, 2, 2а, 3, 3а – игнимбриты руч. Зеленого (Камчатка); 5, 5а, 5б – игнимбриты Семячической группы близ пос. Жупаново (Камчатка); 28а, 28б – игнимбриты юга Камчатки, пос. Озерная (Малеев, 1961); 900б, 900а – игнимбриты кальдеры Заварицкого, о. Симушир (Горшков, 1961а); 4, 4а – игнимбриты вулкана Арагац (Армения); 7, 7а – игнимбриты (дуфлавы) Эльбурса; 8, 8а – игнимбриты шамран-бюракского типа в Армении (Ширинян, 1961).

Химический состав фьямме и основной массы игнимбритов качественно закономерно отличаются друг от друга на одни и те же компоненты, независимо от региона (см. табл.1), что отвергает их происхождение как спекшейся пирокластики. Игнимбриты тоже содержат реликты недоплавленного субстрата в виде обломков пород более основного состава, зерен плагиоклазов (рис.7) и пироксенов, неравновесных по составу с кислым расплавом, со следами оплавления (табл.2). В

**Таблица 2** Характеристика реликтовых (ксеногенных) плагиоклазов игнимбритов

| Место<br>взятия           | Номера образцов плагиоклазов |                    |                  |           |                | 2V      | Двойни-<br>кование                                      | Количество<br>заме-ров | Нормативный<br>состав |
|---------------------------|------------------------------|--------------------|------------------|-----------|----------------|---------|---------------------------------------------------------|------------------------|-----------------------|
|                           | Опла-<br>вленные             | Неопла-<br>вленные | Обломки<br>пород | Зональные |                |         |                                                         |                        |                       |
|                           |                              |                    |                  | ядро      | пере-<br>ферия |         |                                                         |                        |                       |
| Руч.<br>Зелены<br>й, Узон | 45-49                        | 40-68              | 51-85            | 65-84     | 50-<br>55      | +82—+84 | Альбитовый,<br>карлсбадский                             | 32                     | 25                    |
| Жупано<br>во              | 45-52                        | 45-52              | 45-52            | -         | -              | +82—+83 | Альбитовый,<br>карлсбадский,<br>альбит-<br>карлсбадский | 9                      | 30                    |
| Вулкан<br>Горелы<br>й     | 40-45                        | 40-47              | -                | -         | -              | -       | Карлсбадский,<br>альбит-<br>карлсбадский                | 6                      | -                     |
| Вулкан<br>Арагац          | 43-50                        | 49-52              | 49-55            | -         | -              | +83—+88 | Альбитовый,<br>карлсбадский,<br>альбит-<br>эстерельский | 17                     | 27                    |
| Эльбру<br>с               | 49-58                        | 57-59              | -                | -         | -              | -       | Альбитовый,<br>карлсбадский                             | 8                      | 29                    |

Примечание: Средний состав плагиоклазов игнимбритов руч. Зеленого - по двум мономинеральным фракциям - 56.

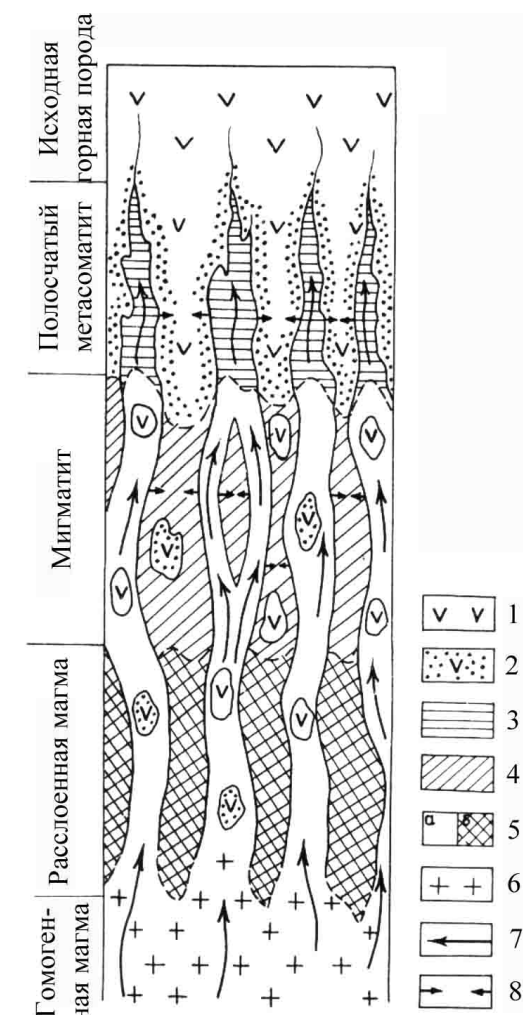
отличие от широко распространенного мнения, что игнимбриты являются спекшейся пирокластикой, фактический материал доказывает их лавовое происхождение за счет расплавления вулканических пород предыдущих извержений [4]. Высокая подвижность игнимбритового расплава создается высокой температурой, флюидонасыщенностью и расслоенностью, обуславливающей разрыв полимерных композиций [4]. Наличие в нем реликтов субвулканических пород, лишенных регионального метаморфизма, свидетельствует о том, что кислая магма зарождалась в субвулканических фациях глубинности вулканических центров. Петрографические исследования доказывают насыщенность стекла игнимбритов ксеногенными пороодообразующими минералами [3,4] – значит, увеличение объема расплава

происходило за счет расплавления измененного субстрата, а не за счет привноса его из глубины. Широкое распространение игнимбритов свидетельствует о том, что рождение кислой магмы в субвулканических условиях – явление не экзотическое. Метасоматическое замещение и плавление вулканического субстрата происходит под действием продувки через него высокотемпературных флюидов. При этом магматические горные породы вначале становятся полосчатыми метасоматитами, затем начинается плавление насыщенных флюидами полос. Смежные с инфильтрационными потоками участки субстрата, подверженные диффузионному кремнещелочному метасоматозу, расплавляются несколько позднее. Образующийся расслоенный расплав продолжает раскисляться кремнещелочными флюидами. Весь процесс образования кислой магмы в вулканических центрах можно подразделить на четыре сопряженные последовательные стадии: метасоматоз, плавление, магматизм и метамагматизм, что в целом соответствует представлениям Д.С. Коржинского [1,2].

Излияние магмы на поверхность или ее внедрение происходит, естественно, после расплавления метасоматически измененного субстрата (более основных вулканических пород предыдущих извержений). Этим объясняется бимодальность составов вулканических серий пород. Предложенный механизм наиболее реально объясняет формирование бимодальных вулканических серий.

В закристаллизованных расплавах вулканических каналов трансмагматические флюиды нередко фильтруются по зонам разуплотнения в виде разобщенных струй, производя инфильтрационное метасоматическое замещение в виде лент. Смежные с лентами участки горных пород подвергаются диффузионному метасоматозу, в котором участвуют наиболее подвижные компоненты. Обычно этими наиболее подвижными компонентами являются щелочи, особенно К, которые для системы диффузионного замещения становятся вполне подвижными, задаваемым и извне фильтрующимся раствором (рис. 8).

В результате в лентах инфильтрационных метасоматитов с подъемом изотерм и раскислением субстрата происходит плавление и формируются кислые и кали-натровые расплавы. Смежные с ними диффузионные метасоматиты, ввиду меньшей насыщенности флюидами, плавятся с запаздыванием при достижении более высокой температуры, формируя расплав калиевой специализации. Таким путем образуется расслоенная магма с реликтами недоплавленного субстрата в виде ксенолитов пород и минералов (см. рис.8).



**Рис. 8.** Схема формирования расслоенной субвулканической интрузии кислой (субщелочной) магмы на склоне высоты 808,5 м в Батеневском кряже (Западное обрамление Минусинской впадины).

1 – андезито-базальтовые порфиристы; 2 – метасоматически измененные андезито-базальтовые порфиристы; 3 – кремнещелочные (кали-натровые) метасоматиты; 5 – расслоенная магма: а – магматические инъекции (стекло с кристаллитами), б – фельзитовые линзы и ленты, возникшие в результате диффузионного метасоматоза и магматического замещения; 6 – однородные субщелочные лейкократовые граниты; 7 – направление фильтрации растворов; 8 – направление диффузии компонентов.

В метаморфических породах (сланцах и амфиболитах) линзовидные участки диффузионного замещения (с застойными поровыми растворами) при достижении состава гранитной эвтектики или котектики плавятся. Так формируются бескорневые магматические линзы мигматитов. Инфильтрационно-диффузионная дифференциация вещества при метасоматозе [5] и магматическом замещении имеет широкое распространение и является одним из важнейших факторов образования расслоенных магм, часто принимаемых за иные образования: мигматиты, пегматиты и автохтонные гранитоидные тела.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. С.144-153
2. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 12. С. 3-6
3. Царев Д.И. Проявление магматического замещения в субвулканических условиях // Докл. АН СССР, 1974, т.214, №5. С. 1163-1166
4. Царев Д.И. Магматические и метасоматические процессы в формировании игнимбритов. Новосибирск: Наука СО, 1980, 89 с.
5. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002, 319 с.