

## ПАЛЕОГЕНСКИ АКРЕЦИОННИ ЛАПИЛИЕВИ ТУФИ ОТ МЕСТЕНСКИЯ ГРАБЕН (ЮГОЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ)

Милорад Вацев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, България

### РЕЗЮМЕ

Акреционни лап依лиевы туфы бяха установени в четири находища сред палеогенските дацит-риодацитовы туфы от Местенския грабен. Акреционните лап依ли са със сферойдна форма и размери от 3 до 12 mm, изградени са от вулканокластични материали, предимно от вулканско стъкло. Лап依лите имат ядро и обвивка. Ядрата са пепелни, първично центрирани със сложен строеж и каменни. Диаметърът на ядрото е винаги по-голям от половината на общия диаметър. Обвивката се състои от фина пепел и има зонален строеж. Акреционните лап依лиевы туфы и асоцииращите с тях туфы са формирани в субаерални условия при вулкански ерупции. Те асоциират с отложения от пирокластични потоци, пирокластични турбулентни потоци и пеплопади.

### ВЪВЕДЕНИЕ

Палеогенските вулкански и вулканогенно-седиментни скали имат характерно развитие в Местенския грабен и съставляват преобладаващата част от скалите на Местенската седиментно-вулканогенна група (Вацев, 1978). Най-широко и с максимална дебелина те са развити в горната част на Брезнишката и Купенската свити (Вацев, 1978). По петроложки състав вулканитите са дацит-риодацитова серия (Вацев, Недялкова, 1984). Туфите са широко развити и сред тях са установени и акреционни лап依лиевы туфы (Вацев, 1979).

Целта на настоящата работа е да се направи характеристика на акреционните лап依лиевы туфы. Акреционните лап依лиевы или пизолитовы туфы – тези интересни скали в българската литература са характеризирани в много малко работи (Янев, 1965).

В Местенския грабен при нашите изследвания (Вацев, 1979) бяха установени четири находища на акреционни лап依лиевы туфы: 1) в долината на р. Гостунска, югозападно от с. Гостун, 2) в местността Могила, североизточно от с. Буково, 3) в долината на р. Туфча, западно от с. Баничан, 4) при с. Осиково.

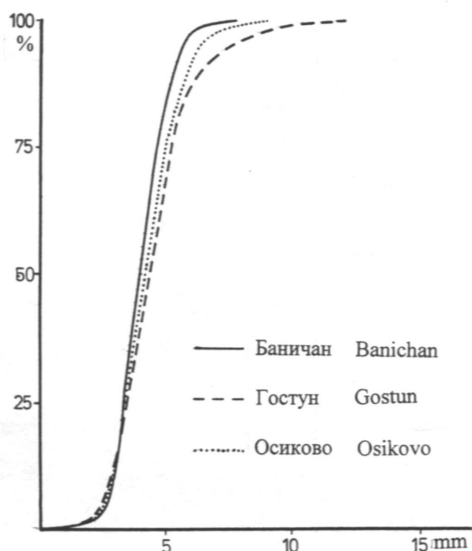
Подобните на грахови зърна по форма и размери сферойдни образувания в пепелните натрупвания и туфы, са наричани различно: кални топчици, туфовы топчици, вулкански град, акреционни лап依ли, вулкански пизолити, пепелни лап依ли, пепелен град и др. Значително разпространение е придобило названието акреционни лап依ли (АЛ). Акреционни лап依лиевы туфы (АЛТ) се наричат литифицираните зърна от АЛ или пепелен град и

падналата заедно с тях вулканска пепел, която им служи като основна маса.

### МАКРОСКОПСКО ОПИСАНИЕ НА АКРЕЦИОННИТЕ ЛАПИЛИ

В четирите находища от долината на р. Места АЛТ са представени в асоциация с пепелни и лап依лиевы туфы и ефузивы, които са риодацитовы и дацитовы (Вацев, 1979; Вацев, Недялкова, 1984). Пакетите от туфы, съдържащи слоеве от АЛТ имат дебелина от 0.6 до 2-8 m. АЛ се установяват в няколко слоя (2-20 cm), които имат ограничено или неизяснено площно разпространение. Отделните слоеве от такива туфы се различават по количеството и наситеността на АЛ, а последните са относително ограничени по отношение на техните размери. Допуска се, че измененията на оригиналните сфери в сплеснати сферойди и елипсоиди чрез уплътняване има за резултат скъсяване на малките оси, обаче не засяга големите оси, поради което те са мярката за първичните размери на сферите, приети от всички изследователи. Акумулативните криви на най-големия диаметър на АЛ, който се вижда в разрез, са дадени на фиг. 1. Повечето лап依ли са с диаметър от 3 до 8 mm. Медианата на най-големия диаметър от находището при с. Баничан е 3,9 mm, а при с. Буково – 4,2 mm, при с. Гостун – 4,3 mm и при с. Осиково – 4,1 mm. Най-големите размери на АЛ в изучените находища достигат до 12 mm, а в единични случаи до 20 mm. Повечето от публикуваните данни за размерите на АЛ от различни находища на туфы с различна възраст (от вендска до плейстоценска), са приблизително със сходни размери: Lacroix (1904) от ерупцията на Пеле от 2-3 до 5-7 mm; Richards and Bryan (1927) в туфы от Австралия 6-9 mm; Moore and Peck (1962) в тринадесет находища от САЩ от 2 до 10 mm, максимална до 20 mm; Малеев (1964) в Закарпатието от 3

до 15 mm; Котова (1965) в осем находища в Източен Казахстан от 2 до 14 mm; Коротаяева и Мельников (1968) и Говорова (1975) от находища в Урал от 2-3 до 12 mm; Щербакова (1972) от Прибалхашията от 5 до 11 mm, максимални 13-20 mm; Янев (1965) в Искърския пролом от 2 до 9 mm, и други.



Фигура 1. Кумулативни криви на големият диаметърна акреционните лапили, видим в разрез, перпендикулярен на слоеостта

АЛ от находищата в долината на р. Места имат формата на сплеснати сфероиди, плоски в равнината на наслояване ( $S_1$ ). Отношението на големата към малките оси в разрезите, перпендикулярни на наслояването, е измерено в 10 зърна във всяко находище. Средните от тези отношения в находищата са: Гостун – 1,41; Буково – 1,43, Баничан – 1,38 и Осиково – 1,39.

АЛ от тези находища съдържат ядро (сърцевина) и обвивка (черупка). В зависимост от състава на ядрото сред тях са разграничени три типа: а) лапили с пепелно ядро; б) лапили с първично центрирано сложно ядро; в) лапили с каменно (първично твърдо) ядро - Табл. I - 1-13.

Преобладаващо развитие имат АЛ с пепелно ядро. Такива ядра са изградени от вулканска пепел, която е по-едрозърнеста от периферната обвивка, а разположението на пепелните частици в тях е безпорядъчно. Обикновено в центъра ядрото е изградено от по-едри зърна и се наблюдава издребняване отвътре навън. Повечето ядра на АЛ са със сферична форма, някои са слабо удължени или слабо сплеснати и имат сфероидна форма. Редки са случаите, когато ядрата имат по-сложна форма, обусловена от слепването на две ядра, които в следствие са покрити от няколко тънки слоя. Диаметърът на ядрото обикновено е по-голям от половината на общия диаметър на лапилите.

Своеобразна разновидност на ядрата на АЛ са тези, които имат първично обособен център и сложен строеж. Първичните центрове, около които са били образувани такива лапили, в едни случаи са представени от малки акреционни лапили или от парчета от тях, а в други от псамитови вулканокластични зърна.

В първия случай в центъра на лапилиевите ядра са представени малки АЛ с диаметър е 1-3 mm. Тази малка вътрешна АЛ е заобиколена от вулканска пепел предимно с алевритови размери на зърната. Тази негова външна обвивка в действителност представлява външната част от ядрото на голямата лапила и дебелината ѝ е по-голяма или равна от диаметъра на вътрешната лапила. Такива сложни ядра от своя страна са заобиколени от външна обвивка, която е напълно еднаква с външната обвивка на всички останали АЛ.

Във втория случай в центъра на ядрото на АЛ са представени вулканокластични зърна или парчета от АЛ. Първите имат диаметър 0,25-0,5 mm, като са значително по-едрозърнести от зърната, изграждащи ядрото. Когато скалното късче е по-малко и е плоско-удължено или неправилно, то е частично заобиколено от вулканска пепел с алевритови размери, заедно с която образуват сфероидно по форма ядро. Пепелта от ядрото в такива случаи е в относително малко количество и е разпределена неравномерно. Дебелината ѝ е най-голяма над плоските и слабо изпъкнали стени и е най-малка над острите изпъкнали навън ръбове на късчетата. Формата, размерът и петрографският състав на късчетата, служещи като ядра на някои АЛ, са сходни с тези на вулканокластите от основната маса на АЛТ и от асоцииращите с тях туфи.

Ядрата на малко АЛ са представени от късчета от други натрошени такива. Този тип късчета са удължени и в очертанията им се разпознават части от външната сферична повърхност на лапили и неравни, ръбести участъци, носещи белези на разтрошаване. Освен това в тях са запазени елементи от концентричния строеж на обвивката. Тези данни убедително говорят за това, че формирането на АЛ е имало динамичен характер, като разтрошаването на такива е ставало не само при падането на земята, но и едновременно с тяхното образуване. Най-вероятно в турбулентен пирокластичен облак. Счупени АЛ са смесени с несчупени такива във всички находища – таблица I – 14-16.

Относително по-малко е количеството на АЛ, ядрата на които са били първично твърди – каменни. Такива ядра са представени от късчета от вулкански скали (риодацит, дацит), вулканско стъкло или от кристали на кварц или/и фелдшпати с или без прилепки от вулканско стъкло. Късчетата са плоскоудължени или неправилни, слабо заоблени или ръбести, с размери от 2 до 8 mm, но са установени такива с размери от 20 mm. В едни случаи ядрото е изцяло каменно и е покрито от обвивка от фина пепел или има незначителна прилепка от пепел при плоските и вдлъбнати стени.

Ядрото на АЛ е заобиколено от един или няколко фини концентрични слоя, изградени от относително по-фина – пелитна, вулканска пепел. Границата между ядрото и обвивката е преходна и ясна, но не е рязка. В зависимост от различните съотношения между диаметъра на зърната и дебелината на обвивката и нейния строеж са разграничени: а) АЛ със сложна концентрична обвивка; б) АЛ с повърхностна обвивка – таблица I.

За лапилите със сложна концентрична обвивка е характерно, че обвивката се състои от няколко фини слоеве (слойчета), а размерът на ядрото не е голям в сравнение с цялата лапила. Слоевете от обвивката са предимно тънки, нежни, чупливи и продължават плътно около ядрото. Макроскопски те се различават по цвят и по размера на зърната, които ги изграждат. В някои лапили се установява, че някой от слоевете е подчертано по-тънък в една точка в сравнение с друга, а други и изклиняват. В последния случай могат да бъдат покрити от друг продължаващ слой и образуват своеобразно “ъглово несъгласие”. Характерно е изтъняването на някои слоеве и на обвивката в цяло над изпъкнали навън ръбове. Дебелината на слоевете и на обвивката на силно сплеснатите АЛ е по-голяма в крайщата им. Според Moog and Peck (1962) това е вероятно последица от самото сплесване на зърната и не е първична характерна черта. В подкрепа на това схващане може да се посочи и огъване и разкъсване на част от обвивката – таблица I.

Лапилите с повърхностна обвивка се характеризират с това, че размерът на ядрото значително превишава дебелината на кората. Последната е изградена обикновено от един и по-рядко от два-три концентрични слоя. Дебелината на обвивката не е голяма – от 0,2 до 2 mm и е нееднаква в различни точки на лапилите.

Външната повърхност на АЛ е идеална. В някои случаи тя е усложнена от вдлъбнатини и изпъкнали ръбчета, получени в резултат на отчупване на част от обвивката. В други случаи кората е деформирана при допирането с относително по-едри кристални или литокластични късчета от основната маса, или с други лапили. Някои АЛ не са заоблени добре и имат привидно набръчкана външна повърхност. Най-често в находищата това са малки лапили с тънка повърхностна обвивка, която в отделни места е плоска, леко вдлъбната или огъната. Гънките са развити по страните на сплеснатите АЛ, които първоначално са били перпендикулярни или почти перпендикулярни на напластяването. Огъване на обвивката се установява и в някои счупени лапили, като се приема, че такива гънки са образувани, когато тези по-малко компетентни зърна с тънка обвивка са се удрияли в земята или в лапили от пирокластичния облак.

Натрошените АЛ идват зедно със здрави и са неравномерно разпределени. Отношението на счупените към здравите такива е различно за един или друг образец. Най-голямо количество натрошени лапили има в слоевете, в които преобладаващо развитие имат зърна с тънка

повърхностна обвивка и основната маса на туфите е относително по-едрозърнеста. Това дава основание да се предположи, че общо тези материали са били отложени од действието на по-буен транспортиращ агент. Натрошаването на лапилите е проявено по различен начин. Някои са загубили една страна или край, други представляват късче от лапила със запазени части от ядрото и обвивката, а трети представляват късче от кората или ядрото. Късчетата от кората са плоски, плоскоудължени или неправилни и са разположени с плоската страна паралелно или са слабо наклонени към повърхнината на напластяване. Парченцата от ядрото много трудно се разграничават от основната маса.

#### МИКРОСКОПСКО ОПИСАНИЕ НА АКРЕЦИОННИТЕ ЛАПИЛИ

Всички слоеве АЛТ в разглежданите находища са свързани по външен вид, в структурно отношение и по състав с асоцииращите с тях пепелни и лапилиево-пепелни туфи. АЛ от всички находища, както се вижда под микроскоп, са твърде сходни по състав, структура и строеж. Те и основната маса са изградени от вулканска пепел, т.е. от кластични фрагменти от вулканско стъкло, плагиоклаз (олигоклаз и андезин), натриево-калиев фелдшпат, кварц, биотит и скални фрагменти. АЛТ и асоцииращите с тях пепелни и лапилиеви туфи, и лави са кисели – дацитови и риодацитови (Вацев, Недялкова, 1984).

Тъмно оцветени хексагонални плочки и дребни зърна от хематит с размер около 0.001 mm в диаметър са в изобилие в най-външните слоеве на зърната от пепелен град, но са представени също и в алевропелитовата основна маса. Последната от някои слоеве от находището при с. Гостун е по-значително набогатена с такъв руден прах и там АЛТ имат розов до виолетово-червен цвят, като наситени виолетово-червени са външните слоеве на АЛ, а също и фината основна маса. Хематит, а вероятно и гипс, са били първичният цимент на АЛ. Гипс е установен в съвременни АЛ и туфи (Tomita et al., 1985).

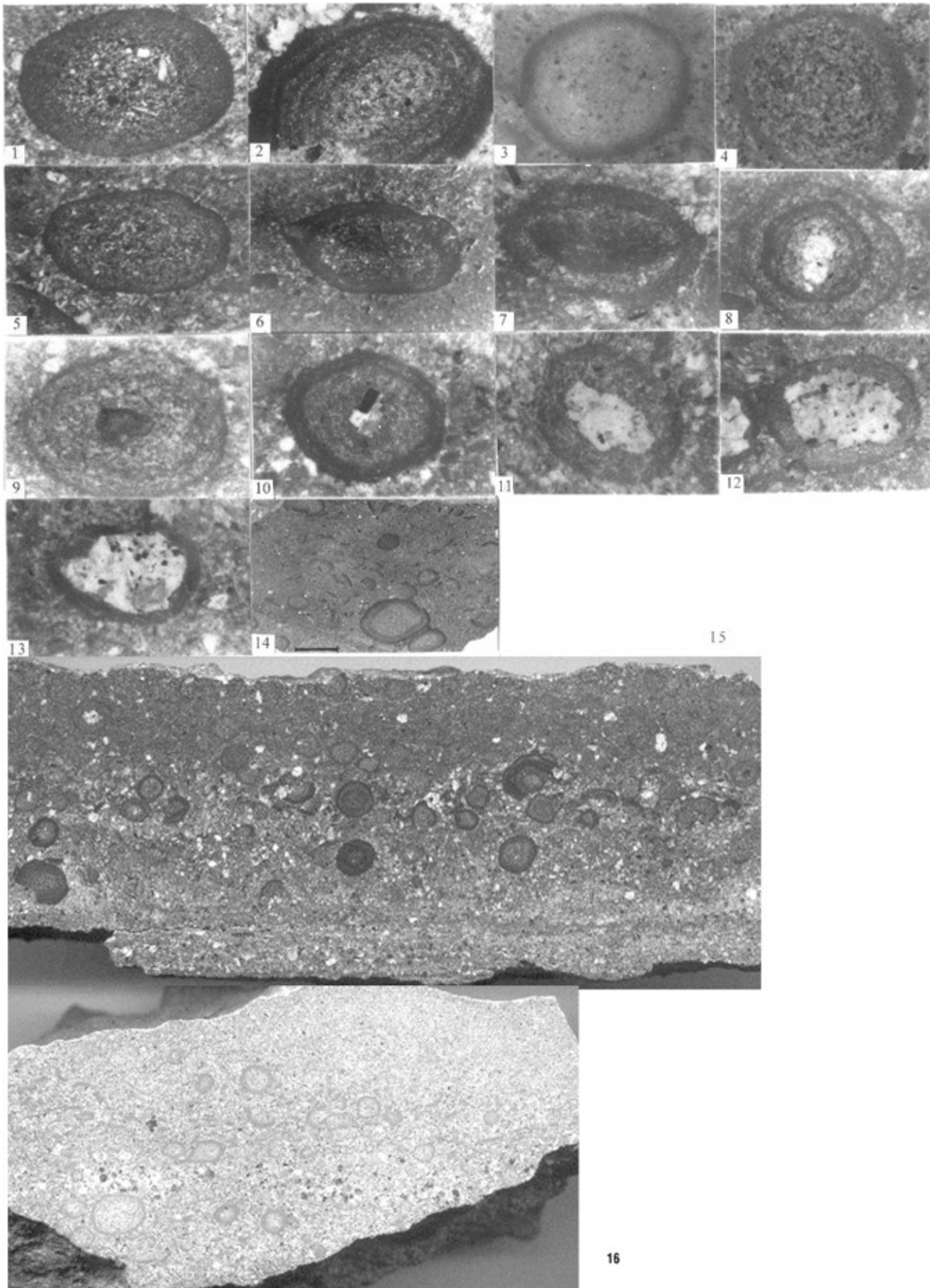
Аутигенните минерали са представени от опал, глинести минерали – монтморилонит и хидрослюда, и зеолити.

Вулканската пепел от АЛ в изучените образци по размери варира от много фина пепел до размера на едър пясък (от 0.001 до 1 mm). Размерите на пепелните зърна намаляват ясно от центъра към външната обвивка на лапилите и последните имат характерен градационен зонален строеж. Обикновено всяка лапила се състои от относително хомогенно без ясна текстура ядро, обвито от фини концентрични слоеве. Ядрата са изградени от по-едри късчета и зърна, които по размери, състав и строеж са сходни с тези от основната маса, която обгръща АЛ. В действителност там, където основната маса и ядрото на някоя счупена лапила са в контакт, двете почти не могат да се различат, въпреки че някои слаби различия в размерите на зърната и цвета маркират границата. Измерванията

показват, че в ядрата литокластичният материал е в по-малко количество, но в някои случаи единични едропсамитови зърна съставляват основната част от тях. Голяма част от пепелта е финозърнеста и алевритовите

зърна са с особено разпространение. Зърнометричният състав на слоевете, непосредствено ограждащи ядрото, варира от 0.01 до 0.005 mm.

ТАБЛИЦА I



## Таблица I

- 1 – Акреционна лапила с дебела външна обвивка и ядро от вулканска пепел (диаметърът на АЛ от фотографиите 1-16 е 7-12 mm).
- 2 - Акреционна лапила с дебела външна обвивка с зонален строеж; по-тъмните слоеве са с по-финна градация.
- 3 - Акреционна лапила с тънка външна обвивка и ядро от вулканска пепел.
- 4 - Акреционна лапила с тънка външна обвивка и пепелно ядро с неясна предпочитана ориентировка на зърната в някои слоеве
- 5 и 6 – Деформирана, сплесната акреционна лапила с огъната обвивка.
- 7-11 – Акреционна лапила с центрирано пепелно ядро от кластично зърно от (7) вулканско стъкло, (8, 9) вулканска скала, (10) парче от обвивката на по-стара акреционна лапила, (11) от малка акреционна лапила.
- 12 и 13 - Акреционна лапила с първично кластично, каменно ядро.
- 14 – Акреционен лапилиев туф със парчета от акреционни лапили, а в долната част слабо деформирани акреционни лапили, находище Гостун (мащаб 1 cm).
- 15 - Акреционен лапилиев туф и част от неясно слоест едро-среднозърнест туф в основата, находище Гостун.
- 16 - Акреционен лапилиев туф, находище Баничан.

Ядрото на всички АЛ е обвито от един до пет и повече фини слоеве, чиято дебелина варира от 0.02 до 0.8 mm.

Пепелните зърна от обвивката имат размери предимно от 0.05 до 0.6 mm, като размерът им прогресивно намалява към външните слоеве, които са най-финозърнести. В най-външните слоеве се съдържа и по-фин материал, който не може да бъде различен под микроскоп.

Обикновено отделните тънки слоеве наподобяват градационни слоеве в една седиментна последователност. Границите на слоевете са ясни и обикновено последните започват с по-едрозърнест материал, който постепенно издребнява и преминава в по-фин материал, който обикновено е и по-тъмно оцветен. Горната граница на слоевете се маркира от внезапно прекъсване с базалната по-едрозърнеста част на следващия слой. Така общото намаляването на зърнометричния състав отвътре навън се прекъсва от леки промени. За АЛ е характерно, че заедно с вариациите в зърнометричния състав на материала от слоевете, варира и съдържанието на мафичните минерали и преди всичко това на руден прах (хематит), което в цяло води до получаване на леки концентрично оцветени пояси.

В обвивката на АЛ плоските и удължени зърна, и люспестите минерали показват една предпочитана ориентация, като са разположени тангенциално. Тази ориентация е изразена най-силно във външните слойчата, а в ядрото не се наблюдава. Само в най-външната част на ядрото и то главно когато изграждащите го зърна са по-фини – дребноалевритови, се забелязва слабо проявена предпочитана ориентировка преди всичко за люспестите минерали - биотит.

АЛ, установени в палеогенските туфи от Местенския грабен по външен вид и вътрешен строеж са много сходни с такива образувания, установени и в други части от Родопите, които не се разглеждат тук и такива от други райони в отложения с твърде различна възраст (Moog and

Peck, 1962; Котова, 1965; Говорова, 1975; Янев, 1965; Hobbitt et al., 1981; Tomita et al. 1985; и др.).

## КРАТКИ ДАННИ ОТНОСНО ГЕНЕЗИСА

АЛ са описани в пепелта от съвременни вулкански експлозивни изригвания (Lacroix, 1904; Moog and Peck, 1962; Федорченко, Шилов, 1963; Hobbitt et al., 1981; Tomita et al. 1985; и др.). При изучаването на акреционните лапили и туфи изследователят може да види не само техните размери, форма, строеж и състав, но може да наблюдава и първичните генетични признаци на скалите, съдържащи АЛ и на скалите, идващи парагенетично с тях. Това са естествените литоложки типове скали - туфи, характеризиращи се с типични съчетания на литоложки признаци – състав, структура, текстура, характер на границите, дебелина, форма, издържаност по площ и др. и техните последователности, образувани при определени процеси и условия на утайконатрупване. Тези признаци позволяват да се отделят редица литоложки типове скали (туфи) и генетични типове отложения или седиментни системи (Ботвинкина, 1974; Малеев, 1975, 1980; Fisher, 1979; Fisher, and Schmincke. 1984; и др.) сред вулканокластичните и вулканогенно-седиментните скали от изследваният район.

Обаче, в тази журнална статия не може да се обосновават и разгледат пълно въпросите за произхода на АЛ от Местенския грабен и на асоцииращите с тях туфи, и общо за този природен феномен, свързан с експлозивни вулкански ерупции. Ето защо тук се посочват само някои основни данни относно характерни последователности от туфи, съдържащи АЛ:

-АЛТ в Местенския грабен са развити сред туфите от основата на първоредни вулкански цикли.

-Вулканските и вулканогенно-седиментните скали в изследвания район, са субаерални, дацит-риодацитови.

-АЛ и АЛТ от Местенския грабен по своя състав, строеж и съотношения, са аналогични на такива, характеризирани в редица литературни източници.

-Индивидуалните генетично свързаните последователности от характерни типове субаерални туфи и АЛТ са изградени от:

1) Базална единица, състояща се от масивни едропепелни и лапилиевни туфи, дебелина от 1-5 до 30-50 см, отложения от пирокластичен поток;

2) Единица от масивни и слоести туфи, съдържащи пясъчни вълни или дюноподобни текстури, дебелина 3-10 см, отложения от турбулентен прирокластичен поток;

3) Единица от АЛТ и фини пепелни туфи с неясна хоризонтална слоестост, дебелина 3-12 см, отложения от пеплопади и пеплопади съдържащи АЛ - Табл. I - 14-16.

Трябва да се има предвид слабо развитие и отсъствието на базалната единица в последователностите от различните находища и техните части. Наличните последователности от характерни типове туфи, позволяват да се посочи, че АЛ от Местенския грабен, асоциират с отложенията от периферните части на пирокластични потоци и свързаните с тях турбулентни пирокластични потоци (pyroclastic surge), пеплопади и пеплопади съдържащи АЛ.

#### ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина, Л. Н. 1974. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. Наука, М.: 1-318.  
Вацев, М. Д. 1978. Литостратиграфия на палеогенския седиментно-вулканогенен комплекс от Местенския грабен. Год. МГУ, 23, част II, Геология: 221-246.  
Вацев, М. Д. 1979. Палеоген и неоген южной части Местенского грабена. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора (кандидата) геолого-минералогических наук, Моск. ун-тет, Москва: 1-19.  
Вацев, М. Д., С. М. Недялкова, 1984. Състав на палеогенските вулкани от Местенския грабен. Год. МГУ, 30, част II, Геология: 115-135.  
Говорова, А. В. 1975. Пизолитовые туфы с р. Греховки на Южном Урале. В кн: Палеовулканизм Урала. АНССР

УНЦ, Свердловск: 66-75.  
Коротеев, В. А., Г. Б. Мельникова. 1968. О находках пизолитовых туфов на Южном Урале. Вулканические образования Урала. АНССР УНЦ, Свердловск.  
Котова, Л. Н. 1965. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатая. Тр. ГИН, вып. 224, М.: 105-111.  
Малеев, Е. Ф. 1964. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Наука, М.  
Малеев, Е. Ф. 1975. Критерии диагностики фации и генетических типов вулканитов. Наука, М.: 1-256.  
Малеев, Е. Ф. 1980. Вулканиды. Недра, М.: 1-35.  
Федорченко, В. И., В. Н. Шилов. 1963. Извержение вулкана Чучурачки (о-в Парамушир) в 1963 г. Бюлл. вулканол. станций, 34.  
Щербакова, М. Н. 1972. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан). Литол. и полезн. ископ., 1: 155-160.  
Яковлева, Е. Б. 1986. О генезисе "пизолитовых туфов". Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геология, 3: 42-50.  
Янев, С. 1965. Относно присъствието на пизолитови туфи и на предгорностефански надземен вулканизъм в Искърския пролом. Известия ГИ БАН, 14: 211-220.  
Fisher, R. V. 1979. Models for pyroclastic surge and pyroclastic flows. J. Volcanol. Geotherm. Res., 6: 305-318.  
Fisher, R. V. and H.-U. Schmincke. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, New York, Tokyo: 1-448.  
Hoblitt, R. P., C. Dan Miller and J. W. Vallance. 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 derected blast. In: Lipman, P. W. and D. R. Mullineaux, eds. The 1980 eruptions of mount St. Helens, Geol. Survey professional paper 1250: 401-419.  
Lacroix, A. 1904. La Montagne Pelee et ses eruptions, Paris: 1-662.  
Moore, J. M. and D. L. Peck. 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western Continental United States, Jour. Geology, 70, 2: 182-193.  
Richards, H. C. and W. H. Bryan. 1927. Volcanic mud balls from the Bristone tufts. Royal Soc. Queenstaland, 34: 54-60.  
Tomita, K., T. Kanai, T. Kobayashi and N. Oba. 1985. Accretionary lapilli formed by the eruption of Sakurajima volcano. J. Japan. Assoc. Min. Perr. Econ. Geol. 80: 49-54.



## PALEOGENE ACCRETIONARY LAPILLI TUFFS IN MESTA GRABEN (SOUTH-WESTERN BULGARIA)

Milorad Vatshev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, Bulgaria

### ABSTRACT

Accretionary lapilli tuffs have been identified in four locations in Paleogene rhyodacite tuffs from Mesta graben. The lapilli are spheroids 3-12 mm in diameter, consisting of volcanoclastic material, mainly volcanic glass. The lapilli consist of core and rim. Depending on the core composition, three types are distinguished: lapilli with ash core; lapilli with primarily centred complex core; lapilli with stone (primary hard) core. The core diameter is usually greater than one half of the total diameter. The rim is composed of fine ash and is zonal. The accretionary lapilli tuffs and associated tuffs were formed in subaerial conditions during volcanic eruptions. They associate with deposits of pyroclastic flows, pyroclastic surge and ash falls.

### INTRODUCTION

Paleogene volcanics are characteristic rock types of Mesta graben (trough) and build up the predominant part of the Mesta volcano-sedimentary Group (Vatsev, 1978). They are most widely spread and have maximum thickness in the upper part of Breznitsa and Kupon Formations (Vatsev, 1978). According to petrological composition, they are referred to the dacite-rhyodacite series (Vatsev, 1979; Vatsev, Nedyalkova, 1984). Tuffs are of wide occurrence and contain accretionary lapilli tuffs (Vatsev, 1979).

The aim of the present study is to characterise the accretionary lapilli tuffs. Accretionary or pisolitic tuffs, these interesting rocks, have been described in very few works in the Bulgarian literature (Yanev, 1965).

As a result of our investigations (Vatsev, 1979), four deposits of accretionary lapilli tuffs have been identified in Mesta graben: 1) in Gostunska river valley, southwest of the village of Gostun, 2) at Mogila locality, northeast of the village of Bukovo, 3) in the valley of Tufcha river, west of the village of Banichan, 4) near the village of Ossikovo.

The spheroid formations in the ash accumulations and tuffs, similar to pea-size grains, are given different names: mud balls, mud pellets, tuff pellets, volcanic hail, accretionary lapilli, volcanic pisolites, ash lapilli, ash hail, etc. Quite popular is the name accretionary lapilli (AL). The lithified grains of such lapilli or ash hail and the accompanying volcanic ashes, which form the matrix, are called accretionary lapilli tuffs (ALT).

### MEGASCOPIC DESCRIPTION OF THE ACCRETIONARY LAPILLI

In the four deposits in Mesta river valley, the ALT occur in association with ash and lapilli tuffs and effusives of rhyolite (rhyodacite) and dacite composition (Vatsev, 1979; Vatsev, 1984; Vatsev, Nedyalkova, 1984). The packets of tuffs, containing layers of ALT, range from 0.6 to 2-8 m in thickness.

AL occur in several layers (2-20 cm) with restricted or unclear spatial extent. The individual layers of such tuffs differ by the quantity and saturation with AL, and the latter are relatively limited in size. It is assumed that the change of the original spheres to flattened spheroids and ellipsoids by compaction results in diminishing of the short axes, but does not affect the long axes. For this reason the long axes are the measure of the primary size of the spheres, accepted by all researchers. Fig. 1 shows the cumulative curves of the greatest diameter of AL, as seen in cross-section. The diameter of most lapilli is from 3 to 8 mm. The median of the greatest diameter in the deposits is: Banichan - 3,9 mm., Bukovo - 4,2 mm, Gostun - 4,3 mm and Osikovo - 4,1mm. The largest AL in the investigated deposits have a diameter of 12 mm, and in single cases - to 20 mm. The majority of the published data about AL sizes from different deposits of tuffs with various age (from Vendian to Pleistocene), show approximately similar sizes: Lacroix (1904) of Pelee eruption - from 2-3 to 5-7 mm; Richards and Bryan (1927) in tuffs from Australia - 6-9 mm; Moore and Peck (1962) in thirteen occurrences in USA - from 2 to 10 mm, maximum to 20 mm; Maleev (1962) in Zakarpacie - from 3 to 15 mm; Kotova (1965) in eight localities in East Kazakhstan - from 2 to 14 mm; Korotaeva and Melnikov (1968) and Govorova (1975) from deposits in Ural - from 2-3 to 12 mm; Shcherbakova (1972) in Pribalkhash - from 5 to 11 mm, maximum 13-20 mm; Lyahovich (1956) in Siberia - from 2-4 to 8-10 mm; Yanev (1965) in the gorge of Iskar river - from 2 to 9 mm; est.

AL from localities in the valley of Mesta river have the shape of flattened spheroids, flattened in the bedding plane (S<sub>1</sub>). The ratio between the long and short axis in sections perpendicular to the bedding has been measured in 10 grains for each deposit. The average values of these ratios are as follows: Gostun - 1,41; Bukovo - 1,43; Banichan - 1,38 and Osikovo - 1,39.

AL usually contain a core and a rim (shell). Depending on the core composition, three types of lapilli have been distinguished: a) lapilli with ash core; b) lapilli with primarily centred complex core; c) lapilli with stone (primary hard) core - Table 1- 1-13.

The AL with ash core are prevalent. Such cores are built of volcanic ashes, which is more coarse-grained than the peripheral parts. The disposition of ash particles in these cores



thickness is observed over the flat and slightly convex walls and the smallest one - over the sharp, convex outwards edges of the fragments. The shape, size and petrographic composition of the small fragments, serving as cores of some AL, are similar to those of the matrix and of the tuffs, associating with them.

The cores of few AL consist of fragments of other broken AL. Fragments of this type are elongated. Their outlines contain parts of outer spherical surface of lapilli and uneven, ribbed

TABLE I

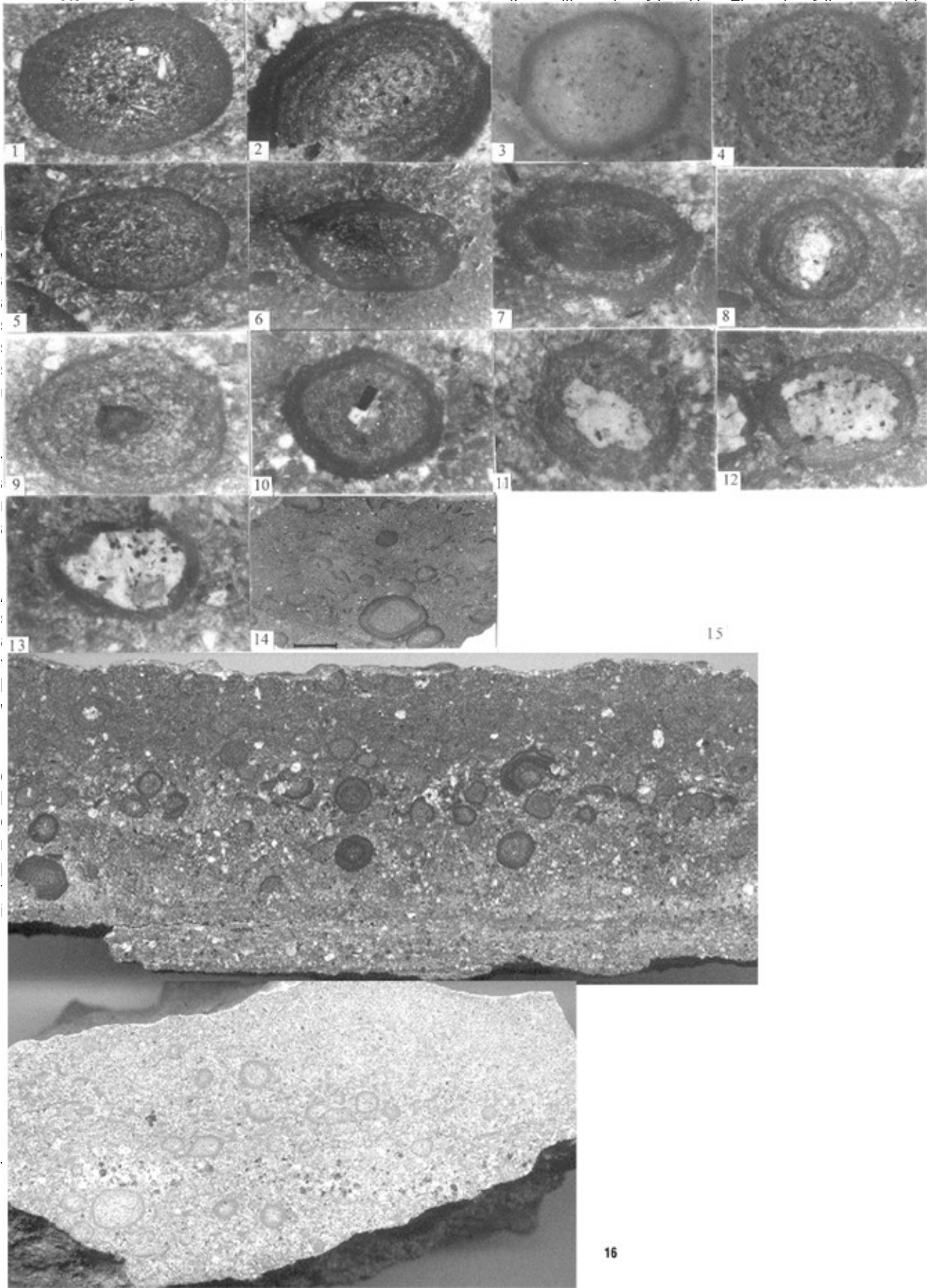
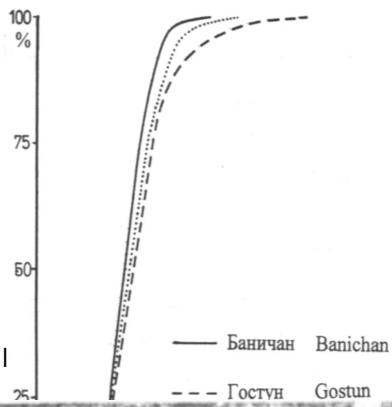


Table I

- 1 – Accretionary lapilli with thick outer layer (rim) and ash core (diameter of the accretionary lapilli of photo 1-16 is 7-12 mm).  
 2 - Accretionary lapilli with thick zonal outer layer and ash core; darker layers are finer grained.  
 3 - Accretionary lapilli with fine outer layer and ash core.  
 4 - Accretionary lapilli with fine outer layer and ash core with faint preferred orientation of the grains in some layers.  
 5 and 6 – Deformed, flattened accretionary lapilli with folded outer layer.  
 7-11 - Accretionary lapilli with ash core, centered by clasts of: (7) volcanic glass, (8,9) volcanic rock, (10) piece of accretionary lapilli, (11) little accretionary lapilli.  
 12 and 13 - Accretionary lapilli with volcanoclastic stone core.  
 14 - Accretionary lapilli tuff with broken lapilli and in lower part of photo deformed accretionary lapilli, deposit Gostun (skale 1 cm).  
 15 - Accretionary lapilli tuff and part of stratified tuff in base, deposit Gostun.  
 16 - Accretionary lapilli tuff, deposit Banichan.

It is characteristic for the lapilli with surface rim, that the thickness of the rim is considerably greater than the thickness of the crust. One and rarely two-three concentric layers commonly build the crust. The thickness of the rim is not large – from 0,2 to 2 mm and is uneven at different points of the lapilli.

The outer surface of AL is ideal. In some cases it is complicated by depressions and convex ribs, resulting from breaking of a part of the rim. In other cases the crust is deformed at the contact with coarser crystal or clastic fragments of the matrix, or with other lapilli. Some AL are not well rounded and have apparently crinkled outer surface. Most often in the occurrences, these are minor lapilli with thin surface rim, at places flat, slightly concave or bent. The folds develop along the sides of the flattened AL, which initially were perpendicular or nearly perpendicular to the bedding. Bending of the rim is observed also in some broken lapilli.

It is assumed that such folds were formed when these less competent grains with thin rim collided with the earth or with other lapilli of the pyroclastic cloud.

The broken AL occur together with unaffected ones and have uneven distribution. The ratio of the broken grains to the intact ones is different in one or another specimen. The greatest quantity of broken lapilli is observed in the layers with prevailing development of grains with thin surface rim and relatively more coarse-grained tuff matrix. On the basis of this it can be supposed that these materials were deposited by higher transporting agent. The breaking of lapilli is manifested in different ways. Some of them have lost one side or rim, others are fragments of lapilli with preserved parts of the core and rim, and a third group represent fragments of the crust or the core. The fragments of the crust are flat, flat-elongated or irregular and are disposed with the flat side parallel or slightly inclined to the plane of bedding. The core fragments are difficult to distinguish from the matrix.

#### MICROSCOPIC DESCRIPTION OF THE ACCRETIONARY LAPILLI

All the layers of ALT in the occurrences under consideration are connected by appearance, structure and composition with the associating with them ash- and lapilli-ash tuffs. As seen under the microscope, AL in all occurrences are quite similar in composition, structure and pattern. They, as well as the matrix are built of volcanic ash, i.e. clastic fragments of volcanic glass, plagioclase (oligoclase, andesine), sodic-potassic feldspar,

quartz, biotite and rock fragments. ALT and the associating with them ash and lapilli tuffs and lavas are acid by composition - dacite and rhyodacite (Vatsev, Nedyalkova, 1984).

The dark hexagonal plates and small grains of hematite with size around 0.001 mm in diameter are abundant in the outermost layers of the grains of ash hail, but they are present also in the silt-pelitic matrix. The last one, in some layers of the deposit by the village of Gostun, is considerably enriched in ore powder, which imparts pink to violet-red colour to the ALT. The outer layers of AL, as well as the fine matrix have deep violet-red colour. Hematite and probably gypsum are an early cement of AL and tuffs. Gypsum is presented in contemporaneous AL and tuffs (Tomita et al., 1985).

Authigenic minerals are opal, clayey minerals - montmorillonite, hydromica and zeolites.

Volcanic ash of AL in the studied specimens vary in size from very fine to the size of coarse ashes (from 0.001 to 1 mm). The sizes of ash grains diminish clearly from the centre to the rim of lapilli and impart a characteristic graded zonal structure to them. Commonly each lapillus consists of a core, relatively homogenous, without clear texture, covered by fine concentric layers. The cores are built of coarser fragments and grains, similar in composition and structure to the matrix, which envelops the AL. In fact, at places where the matrix and the core of a broken lapillus are in contact, they hardly can be distinguished, although some slight differences in size and colour of grains mark the boundary. The measurements shows that the clastic material is less in the cores, but in some cases single coarse grains form the main part of them. A considerable part of the ashes is fine-grained and the silt grains are widely spread. The grain-size distribution of the layers, including the core, varies from 0.01 to 0.005 mm.

The cores of all AL are rimmed, by one to five and more fine layers, the thickness of which varies from 0.02 to 0.8 mm. The ash grains of the rim vary in size from 0.05 to 0.6 mm. Their size diminishes towards the outer layers, which are the most fine-grained. The outermost layers contain also finer material, which cannot be identified under the microscope. The individual thin layers commonly look like graded layers in a sedimentary sequence. The boundaries between layers are distinct. The layers begin commonly with more coarse-grained material, which gradually passes into finer grained material, usually dark coloured. The upper boundary of the layers is marked by a sudden interruption with the basal coarser-grained part of the next layer. Thus, the common decrease of

the grain-size distribution from the inside outwards is interrupted by slight changes. A characteristic feature of AL is that the grain-size distribution of the layer material varies along with the content of mafic minerals and first of all with the content of ore powder (hematite), which causes formation of slight concentric coloured belts.

The flat and elongated grains in the AL rim, as well as the scaly minerals show a preferred orientation, being tangentially disposed. This orientation is most pronounced in the outer layers, and is not observed in the core. Only in the outermost part of the core, when it is built of finer grains – fine silt, a poorly expressed preferred orientation is observed, mainly of the scaly minerals - biotite.

AL, as identified in Paleogene tuffs of Mesta Graben are quite similar by appearance and structure to such formations in other parts of the Rhodope Mountains, which are not discussed in the present paper, as well as to some formations in other regions, quite different in age – Vendian - Holocene (Moore and Peck, 1962; Kotova, 1966; Govorova, 1975; Maleev, 1964; Hoblitt et al., 1981; Tomita et al., 1985; ets.).

#### SHORT DATA ABOUT THE ORIGIN

Accretionary lapilli have been described in ash of contemporary volcanic eruptions (Lacroix, 1904; Moore and Peck, 1962; Fedorchenko, Shilov, 1963; Hoblitt et al., 1981; Tomita et al., 1985; etc.). Studying the ALT, the researchers identify not only their size, shape, structure and composition, but also the primary genetic features of the rocks, containing AL, and of those in association with them. These are the natural types of rocks, characterised by typical combination of sedimentary (lithologic) features - composition, structure, texture, character of the boundaries, thickness, shape, area development and their sequences, formed during certain processes and conditions of volcanic activity and sedimentation. These features give ground to distinguish a number of lithologic types of rocks (tuffs) and genotypes or depositional systems among the volcanic and volcanoclastic rocks (Botvinkina, 1974; Maleev, 1975, 1980; Fisher, 1979; Fisher and Schmincke, 1984; etc.) in the studied region.

However, it is not possible in this paper to discuss in detail the origin of ALT in Mesta graben and this natural phenomenon, connected with volcanic explosive eruptions. That is why here are indicated only some data related to characteristic sequences of tuffs, containing AL:

-The ALT of Mesta graben are developed in tuffs from the basal parts of the first order volcanic cycles.

-The volcanic and volcanoclastic rocks in studied region are aerial, dacite-rhyodacite.

-AL and ALT of Mesta graben are analogous to these characterised in many publications.

-The individual genetically related sequences of characteristic types of subaerial tuffs consist of:

1) Basal unit – composed by massive coarse-grained and grain-supported lapilli tuffs (50-30 to 15-10 cm), deposits of a pyroclastic flow;

2) Unit of the massive and stratified tuffs – coarse- to fine massive and stratified tuffs, containing sand-wave or dune-like

structure (3-10 cm), deposits of a turbulent pyroclastic surge;

3) Unit of ALT and fine tuffs with unclear horizontal stratification (1-10 cm), deposits of ash fall and ash fall with AL – Table 1- 14-16.

The poor development and absence of the basal unit in the sequences from different occurrences should be taken into consideration. The available sequences of the above mentioned types of tuffs give ground to conclude that AL of Mesta graben associate with deposits from the marginal parts of the pyroclastic flow and connected with them pyroclastic surge, ash fall with AL and ash fall.

#### REFERENCES

- Botvinkina, L. N. 1974. Genetic types deposits of areas of active volcanism. Nauka, Moscow: 1-319 (in Russian).
- Fedorchenko V. I., V. N. Shilov. 1963. The 1961 eruption of volcano Chikurachka (island Paramushir). Bull. Volcanol. Station, 34 (in Russian).
- Fisher, R. V. 1979. Models for pyroclastic surge and pyroclastic flows. J. Volcanol. Geotherm. Res. 6: 305-318.
- Fisher, R. V. and H.-U. Schmincke. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, New York, Tokyo: 1-448.
- Govorova, A. E. 1975. Pisolite tuffs from Greshovka river valley of Southern Ural. In: Paleovolcanism of Ural. Academy of Sciences of USSR, Ural research centre, Sverdlovsk: 66-83 (in Russian).
- Hoblitt, R. P., C. Dan Miller and J. W. Vallance. 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: Lipman, P. W. and D. R. Mullineaux, eds. The 1980 eruptions of mount St. Helens, Geol. Survey professional paper 1250: 401-419.
- Kotova, L. N. 1965. Devonian volcanoclastic association of Tarbagatay. Trudi GIN, vipusk 224, Moscow: 105-111 (in Russian).
- Koroteev, V. A., G. B. Melnikova. 1968. About deposits of the pisolite tuffs in Southern Ural. In: Volcanic deposits of Ural. Academy of Sciences of USSR, Ural research centre, Sverdlovsk (in Russian).
- Lacroix, A. 1904. La Montagne Pelee et ses eruptions, Paris: 1-662.
- Maleev, E. F. 1964. Neogene volcanic activity of Behind-Carpathian. Nauka, Moscow (in Russian).
- Maleev, E. F. 1980. Volcanics. Nedra, Moscow: 1-240 (in Russian).
- Maleev, E. F. 1975. The criteria of identify of the facies and genetic types of the volcanics. Nauka, Moscow: 1-254 (in Russian).
- Moore, J. M. and D. L. Peck. 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western Continental United States, Jour. Geology, 70, 2: 182-193.
- Richards, H. C. and W. H. Bryan. 1927. Volcanic mud balls from the Bristone tuffs. Royal Soc. Queenstland, 34: 54-60.
- Shcherbakova, M. N. 1972. Ash hail of volcanic deposits from Pribalhashia (Kasakhstan). Litology and polezni iskopaemi, 1.: 155-160 (in Russian).
- Tomita, K., T. Kanai, T. Kobayashi and N. Oba. 1985. 1985. Accretionary lapilli formed by the eruption of Sakurajima volcano. J. Japan. Assoc. Min. Perr. Econ. Geol. 80: 49-54.

- Vatsev, M. D. 1978. Litostratigraphy of the Paleogene sedimentary-volcanic complex of Mesta graben. Ann. Univ. Mining and Geol., 42, part I - Geol.: 221-246 (in Bulgarian with an English abstract).
- Vatsev, M. D. 1979. Paleogene and Neogene from southern part of the Mesta graben. Abstract Ph. D. Thesis. Moscow Univ.: 1-19 (in Russian).
- Vatsev, M. D. and S. M. Nedyalkova, 1984. Composition of the Tertiary volcanics from the Mesta graben. Ann. Univ. Mining and Geol., 42, part I - Geol.: 115-135 (in Bulgarian with an English abstract).
- Yakovleva, E. B. 1986. About origin of the accretionary lapilli tuffs. Vestnic Moscow Univ., series 4. Geol. 3: 42-50 (in Russian).
- Yanev, S. 1965. Über die anwesenheit von pisolithtuffen und einem voroberstefanischen vulkanismus in Iskar-durchbruch. Bull. of Institute of Geology, 14: 211-220 (in Bulgarian, Zusammenfassung).